

Institut für Hydrologie und Meteorologie

Analyse und Konzeption von Messstrategien zur Erfassung der bodenhydraulischen Variabilität

DISSERTATION

zur Erlangung des akademischen Grades
Doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.)

vorgelegt der Fakultät für Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften
der Technischen Universität Dresden

von

Dipl.-Hydr. Yvonne Morgenstern

geb. am 09.01.1974 in Dresden

Gutachter:

Prof. Dr. G. H. Schmitz, TU Dresden

Prof. Dr. K.-H. Feger, TU Dresden

Prof. Dr. G. Wessolek, TU Berlin

Prüfer:

Prof. Dr. C. Bernhofer TU Dresden (Vorsitz)

Prof. Dr. G. H. Schmitz, TU Dresden

Prof. Dr. K.-H. Feger, TU Dresden

Ort und Tag der Verteidigung: Dresden, 4. Dezember 2007

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde mit einem Stipendium der Technischen Universität Dresden (TUD) gefördert und mit Unterstützung des Institutes für Hydrologie und Meteorologie der TUD realisiert. Für die interessante Aufgabenstellung und die Betreuung danke ich Prof. Dr. G. Schmitz sowie Dr. F. Lennartz, der mein Interesse an der Bodenphysik, und im Besonderen an der Erfassung der bodenhydraulischen Variabilität, weckte. Für die Übernahme der Begutachtung meiner Arbeit bedanke ich mich herzlich bei Prof. G. Wessolek von der TU Berlin und Prof. K.-H. Feger von der TUD. Des Weiteren gilt mein Dank allen Mitarbeitern des Institutes, besonders Dr. H. Puhmann, A. Horralek, Dr. T. Wöhling und J. Hoffmann, die mir bei der fachlichen und der technischen Umsetzung oft eine große Hilfe waren. Das stets angenehme Arbeitsklima bildete eine gute Voraussetzung für die Realisierung dieser Arbeit.

Herrn Dr. H.-O. Müller vom Institut für Mathematische Stochastik der TUD danke ich für die Einführung und Betreuung auf dem Gebiet der multivariaten Statistik. Bei den Mitarbeitern des Institutes für Bodenkunde und Standortslehre der TUD, insbesondere bei Dr. K. Schwärzel möchte ich mich für die vielen fachlichen Gespräche und Anregungen bedanken. Prof. K. Bohne danke ich für die intensive Korrespondenz, welche zu einer erfolgreichen Nutzung seines Programms RETINF führte. Herrn Dr. K. von Wilpert von der Forstlichen Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg sowie dem Institut für Bodenkunde und Standortslehre der TUD danke ich für die großzügige Bereitstellung von Messdaten. Besonderen Dank gilt Alexander Menzer, der mir seine umfangreichen Messergebnisse von den Intensivmessstellen im Tharandter Wald zur Verfügung stellte.

Dem Biobetrieb Peter Kaiser bin ich nicht nur für sein frisches Gemüse dankbar, sondern auch für die Möglichkeit seine Streuobstwiese als Untersuchungsgebiet nutzen zu dürfen und für die Bereitstellung von ausreichend Wasser für die Infiltrationsversuche. Einen wesentlichen Anteil an der Durchführung von Labor- und Feldversuchen hatten Susanne Schmidt und Ines Stäglich. Ihnen sei an dieser Stelle gedankt.

Und ganz besonders möchte ich meiner Familie, meinem Mann Alexander und meinen Kindern Camila und Jonathan danken, die mich motivierten und mir den nötigen Freiraum für diese Arbeit gaben. Besonders bei der Manuskriptdurchsicht und bei der fachlichen Auseinandersetzung war Alex mir ein hilfreicher Partner.

Zusammenfassung

Die Berücksichtigung der flächenhaften bodenhydraulischen Variabilität gilt bei der Modellierung von Wasser- und Stofftransportprozessen als problematisch. Dies liegt vorrangig an ihrer Erfassung, die kosten- und zeitintensiv ist. Die vorliegende Arbeit untersucht verschiedene Messstrategien, die zur Abbildung der flächenhaften Bodenhydraulik mit wenigen, einfach zu bestimmenden und physikalisch begründeten Bodenparametern führen. Die Vorgehensweise erfolgt mit der Anwendung eines Ähnlichkeitskonzeptes, das die Böden in bodenhydraulisch ähnliche Klassen unterteilt. Innerhalb einer Klasse kann die Variabilität der Retentions- und hydraulischen Leitfähigkeitcharakteristik auf einen freien Parameter (Skalierungsparameter) reduziert werden. Die Analyse der Zusammenhänge zwischen Boden- und Skalierungsparametern führt letztendlich zu den geeigneten Parametern die eine flächenhafte Abbildung möglich machen. Diese Untersuchungen bilden die Grundlage für die weitere Entwicklung eines stochastischen Modellansatzes, der die Variabilität der Bodenhydraulik bei der Modellierung des Bodenwassertransportes im Feldmaßstab berücksichtigen kann.

An Hand von drei Datensätzen unterschiedlicher Skalenausbreitung konnte dieses Konzept angewendet werden. Die Ergebnisse zeigen, dass die Beschreibung der hydraulischen Variabilität nur für die vertikale (Profil) nicht aber für die flächenhafte Ausbreitung mit einfachen Bodenparametern möglich ist. Mit einer ersten Modellanwendung konnte gezeigt werden, dass über die Variabilität der Bodenparameter Trockenrohdichte und Tongehalt auch die Variabilität der Bodenhydraulik und damit die Berechnung des Bodenfeuchteverlaufs am Standort darstellbar ist.

Summary

The consideration of the spatial variability of the unsaturated soil hydraulic characteristics still remains an unsolved problem in the modelling of the water and matter transport in the vadose zone. This can be mainly explained by the rather cumbersome measurement of this variability, which is both, time-consuming and cost-intensive.

The presented thesis analyses various measurement strategies which aim at the description of the soil-hydraulic heterogeneity by a small number of proxy-parameters, which should be easily measurable and still have a soil-physical meaning.

The developed approach uses a similarity concept, which groups soils into similar soil hydraulic classes. Within a class, the variability of the retention and hydraulic conductivity curves can be explained by a single parameter (scaling parameter). The analysis of the correlation between the soil parameters and the scaling parameters can eventually indicate which soil parameters can be used for describing the soil hydraulic variability in a given area. This investigation forms the basis for the further development of a stochastic

model, which can integrate the soil-hydraulic variability in the modelling of the soil water transport.

Three data sets, all covering different scales, were subsequently used in the application of the developed concept. The results show that depth development of the soil-hydraulic variability in a soil profile can be explained by a single soil parameter. Contrarily, the explanation of the horizontal variability of the soil-hydraulic properties was not possible with the given data sets. First model applications for a soil profile showed that including the variability of the soil parameters bulk density and clay fraction in the water transport simulations could describe the variability of the soil-hydraulic variability and thus, the dynamics of the soil water content at the investigated profile.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung - Der Einfluss der Bodenheterogenität	1
2. Allgemeine Grundlagen	3
2.1. Berechnung des Wassertransportes in der ungesättigten Bodenzone	3
2.1.1. Retentionsfunktion	5
2.1.2. Leitfähigkeitscharakteristik	6
2.2. Stand der Forschung	8
2.2.1. Ableitung der Bodenhydraulik aus Bodeneigenschaften	8
2.2.2. Abbildung der räumlichen Heterogenität mit Skalierungsansätzen .	11
2.2.3. Regionalisierung - Upscaling	15
3. Untersuchungskonzept	18
4. Angewandte Methoden	22
4.1. Multivariate Statistik	22
4.2. Skalierungskonzepte	24
5. Untersuchungsgebiete und Datengrundlage	30
5.1. Versuchsstandort Rippien	30
5.1.1. Aufbau eines bodenphysikalischen Messfeldes	33
5.1.2. Bestimmung von Bodeneigenschaften	35
5.1.3. Bestimmung von bodenhydraulischen Charakteristiken	39
5.1.4. Säulenversuche im Labor	47
5.2. Untersuchungsgebiet Tharandter Wald	55
5.2.1. Profile an der Ankerstation Tharandter Wald (ASTW)	56
5.2.2. Profile am Buchhübel	56
5.3. Profile der BZE II von Baden-Württemberg	58
6. Anwendung des Untersuchungskonzeptes	60
6.1. Deskriptive und explorative Statistik	60
6.2. Cluster- und Hauptkomponentenanalyse	63
6.3. Parameterbestimmung des VGM-Modells für den Standort Rippien	69

6.3.1.	Auswertung der Retentionskurven	70
6.3.2.	Auswertung der Infiltrationsversuche	72
6.3.3.	Auswertung der MSO- und Verdunstungsversuche am Monolith . .	80
6.3.4.	Verwendung von Pedotransferfunktionen	84
6.3.5.	Diskussion der Ergebnisse	86
6.4.	Ableitung von Skalierungsparametern	88
6.4.1.	Versuchsfläche Rippien	89
6.4.2.	Untersuchungsgebiet Tharandter Wald	95
6.4.3.	Profile der BZE II-Daten	101
7.	Interpretation der Ergebnisse	102
7.1.	Zusammenhang zwischen Bodenkenngrößen und Skalierungsparametern . .	102
7.1.1.	Versuchsfläche Rippien	102
7.1.2.	Untersuchungsgebiet Tharandter Wald	103
7.1.3.	Profile der BZE II-Daten	104
7.2.	Reskalierung aus Bodenparametern	105
7.3.	Verwendung von PTFs zur Skalierung	109
7.4.	Verteilung der Skalierungsparameter zur Beschreibung der Variabilität . . .	110
7.5.	Modellanwendung	114
7.6.	Schlussfolgerungen	120
8.	Zusammenfassende Diskussion und Ausblick	122
A.	Datengrundlage und Ergebnisse vom Untersuchungsgebiet Rippien	135
B.	Ergebnisse der Skalierung	149

Abbildungsverzeichnis

2.1. Schematische Retentionskurve nach Durner (1991)	5
2.2. pF-Kurve (a) und hydraulische Leitfähigkeit (b) für verschieden Bodenarten	7
2.3. Vergleich zwischen gemessener und berechneten pF-Kurve aus PTF-Ansätzen	9
2.4. Schrittweise Konstruktion von fraktalen Objekten: Sierpinski-Teppich Modell (oben) und Menger-Schwamm Modell (unten) (Pachepsky et al., 2002)	10
2.5. Skalenproblematik	15
2.6. Variabilität der Dichte von Bodenproben (Flühler and Roth, 2003)	16
3.1. Vorgehensweise zur Erfassung der räumlichen Variabilität mit der Entwicklung eines bodenhydraulischen Ähnlichkeitskonzeptes	19
4.1. Geometrisch ähnliche, poröse Medien nach <i>Miller and Miller (1956)</i>	24
4.2. Unskalierte (li.) und skalierte (re.) Kennfunktionen (Warrick et al., 1977)	26
5.1. (a) Probenahmeplan Versuchsfläche Rippien und (b) 3D-Darstellung	32
5.2. Messfeld für Wassergehalt und Saugspannung des Bodens (a) sowie Niederschlagsmessstation (b)	33
5.3. Niederschlag, Bodenfeuchte und Bodenwasserspannung vom Messfeld Rippien	34
5.4. Verteilung der Trockenrohdichten (a) und prozentualer Anteil der Bodenarten (b) auf der Versuchsfläche Rippien	36
5.5. Korngrößenverteilungskurven von 30 Proben	37
5.6. Verteilung des organischen Kohlenstoffanteils	38
5.7. 30 gemessene pF-Kurven	39
5.8. Doppelring- und Tensionsinfiltrrometer	41
5.9. Zeitlicher Infiltrationsverlauf a) Doppelringinfiltrrometer b) Tensionsinfiltrrometer am Standort L	42
5.10. Aufbau eines Tensionsinfiltrrometers nach Perroux and White (1988)	43
5.11. Verteilung der 16 K_s - und 5 K_u -Messungen bezüglich der Bodenart	45
5.12. Farbtracer im Innenring des Doppelringinfiltrrometers	46
5.13. Entnahme eines Monolithen (a) und Monolith vor dem Einbau (b)	48

5.14. Schematischer Geräteaufbau des Laborstandardexperimentes	49
5.15. Verlauf der Matrixpotentiale, der unteren Randbedingung, des kumulativen Ausflusses	51
5.16. Verlauf der Matrixpotentiale und der kumulativen Verdunstung	52
5.17. Perkolation des Tracers (a) und fotografische Dokumentation (b)	53
5.18. Bildbearbeitung : Bestimmung des Blauanteils	54
5.19. Verteilung des prozentualen Anteils präferentieller Fließwege	54
5.20. Profil ASTW11 (a) und Buchhübel 13 (b)	58
5.21. Probenahmeraster der BZE II Baden-Württemberg [web3]	59
6.1. Verteilung der Bodenarten für den Datensatz Tharandter Wald und BZE II im Korngrößendreieck nach KA4	62
6.2. Clusterdiagramm nach den Kriterien Sand- und Schluffanteil sowie TRD (a) und räumliche Verteilung der Cluster (b)	64
6.3. Verteilung der Bodenarten von Rippien im Korngrößendreieck nach KA4	64
6.4. Komponentendiagramme für die $\log K(h)$ -Funktion im rotierten Raum	68
6.5. Anpassung der pF-Kurve und Abschätzung von K_{rel} am Beispiel des Standortes MP50	71
6.6. Häufigkeitsverteilung der VGM-Modellparameter für den unimodalen Ansatz	71
6.7. Gemessene und modellierte kumulative Infiltrationsverläufe	73
6.8. Gemessene und modellierte pF-Kurven mit RETINF	73
6.9. Ableitung der hydraulischen Kennfunktionen nach Mualem/ van Genuchten für MP50 bzw. Standort L	75
6.10. Differenz zwischen K_s -modelliert und K_s -gemessen	75
6.11. Häufigkeitsverteilungen von K_s modelliert und gemessen (a, b) sowie der VGM-Parameter (c-f)	76
6.12. Hydraulische Kennfunktionen $\theta(h)$ und $K(h)$ aller 16 Infiltrationsstandorte	76
6.13. Modellierte und gemessene kumulative Infiltrationssumme (cum. Flux) für den Standort L	78
6.14. Ableitung der hydraulischen Kennfunktion am Standort L	79
6.15. Ergebnis der Anpassung mit RIAN für MSO2	80
6.16. Vergleich von $\theta(h)$, $S(h)$ und $\log K(h)$ des Bodenmonoliths	81
6.17. Auswertung des Verdunstungsversuchs mit dem Gradientenverfahren	83
6.18. Berechnung des Flusses q und Anpassung der $K(h)$ -Funktion aus den K_u -Werten in unterschiedlichen Tiefen	83
6.19. Modellvergleich für die $\theta(h)$ und $K(S)$	85
6.20. Ergebnis der Skalierung für N=30 Standorte	91
6.21. Ergebnis der Skalierung für N=20 Standorte (Schluffcluster)	92
6.22. Ergebnis der Skalierung für N=10 Standorte (Sandcluster)	92
6.23. Ergebnis der Skalierung für PTF "HYPRES"	93

6.24. Ergebnis der Skalierung für PTF "ROSETTA"	93
6.25. Ergebnis der Skalierung aus dem Modell "RETINF"	94
6.26. Ergebnis der bimodalen Skalierung	94
6.27. Vergleich der Referenzfunktionen für $\theta(h)$, $S(h)$ und $\log K(h)$	95
6.28. ASTW-Profil 11: unskalierte Horizonte der $S(h)$ - und $K(h)$ -Funktion . . .	97
6.29. ASTW-Profil 11: skalierte Horizonte der $S(h)$ - und $K(h)$ -Funktionen . . .	98
6.30. Profil 11: unskalierte und skalierte $S(h)$ - und $K(h)$ -Funktionen	99
6.31. Profile 11 u. 12: unskalierte und skalierte $S(h)$ - und $K(h)$ -Funktionen . . .	99
6.32. Profile 13 und 14: unskalierte und skalierte $S(h)$ - und $K(h)$ -Funktionen . .	100
6.33. Profile 11-14: unskalierte und skalierte $S(h)$ - und $K(h)$ -Funktionen	100
6.34. Unskalierte und skalierte $S(h)$ der BZE II mit N=90 Proben	101
7.1. Reskalierung Profil 12 aus 11	107
7.2. Reskalierung Profil 11 aus 12	107
7.3. Reskalierung Profil 14 aus 13	108
7.4. Reskalierung Standort ASTW aus Standort Buchhübel	108
7.5. Korrelation zwischen Messwerten und der reskalierten PTF-Kurven	110
7.6. Verteilung von $\log \alpha_h$ für Profil ASTW11	111
7.7. Verteilungskurven der Skalierungsfaktoren (SF) und der Bodenparameter TRD und Tongehalt für Profil 11	112
7.8. Vergleich der gemessenen und berechneten Wassergehalte je Horizont am Profil 11 mit der optimierten Referenzkurve für das ganze Profil (linke Seite) bzw. für jeden Horizont (rechte Seite)	115
7.9. Vergleich der gemessenen und berechneten Wassergehalte im Bv1-Horizont in 18 cm Tiefe aus den maximalen und minimalen Skalierungsfaktoren des Profils 11 bezüglich $S(h)$ und $\log K(h)$	116
7.10. Vergleich der gemessenen und berechneten Wassergehalte im Bv1-Horizont bzw. in 18 cm Tiefe bezüglich $\alpha_h \pm s$ und $\alpha_k \pm s$ für das Profils 11	117
7.11. Vergleich der gemessenen und berechneten Wassergehalte im Bv1-Horizont bzw. in 18 cm Tiefe aus den maximalen und minimalen TRD und Tonge- halten des Profils 11 und den daraus abgeleiteten Skalierungsparametern .	118
7.12. Vergleich der gemessenen und berechneten Wassergehalte im Bv1-Horizont bzw. in 18 cm Tiefe aus TRD $\pm s$ und Tongehalten $\pm s$ für das Profil 11 und den daraus abgeleiteten Skalierungsparametern	119
A.1. Vermessung des Bodenprobenrasters vom Februar 2004	136
A.2. Anleitung zur Bearbeitung der Digitalbilder aus Farbtracerversuchen . . .	145
A.3. Präferentielle Fließwege im Bodenmonolithen 1. bis 12. Schicht	146
A.4. Präferentielle Fließwege im Bodenmonolithen 13. bis 19. Schicht	147
A.5. Auswertung des Tracerversuches am Standort L	148

Tabellenverzeichnis

5.1. Horizontabfolge der Bohrstockproben	31
5.2. Ergebnisse der gesättigten Leitfähigkeit K_s	42
5.3. Ergebnisse der ungesättigten Leitfähigkeit K_u	44
5.4. Ergebnisse der Anfärbeversuche (eingefärbter Flächenanteil in %)	46
5.5. Versuchsdurchlauf der MSO-Versuche 1 und 2	50
5.6. Profilbeschreibung ASTW 11 und 12	57
5.7. Übersicht vom Profil Buchhübel 13 und 14	57
6.1. Statistische Parameter von Rippien	61
6.2. Statistische Parameter vom Standort Ankerstation	61
6.3. Statistische Parameter vom Standort Buchhübel	62
6.4. Statistische Parameter der BZE II-Daten	63
6.5. Korngrößenzusammensetzung der zwei Cluster	65
6.6. Kreuzdiagramme - Darstellung der Übereinstimmung (fett) zum Cluster 1 oder 2 für die Clusterung nach Textur, $\theta(h)$ -Werten, VGM-Parametern und Kennwerten der pF-Kurve (KA5)	65
6.7. Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse für $S(h)$ und $\log K(h)$ von Rippien	66
6.8. Ergebnisse der $S(h)$ -Hauptkomponentenanalyse für die Profile Tharandter Wald, Abbildung der Gesamtvarianz [%] mit einer HK	67
6.9. Ergebnisse der $\log K(h)$ -Hauptkomponentenanalyse für die Profile Tharand- ter Wald - Anteile der HK an der Gesamtvarianz [%]	67
6.10. Komponentenmatrix für die Profile 11, 12 und den gesamten Datensatz Tharandter Wald, Zuordnung der Druckstufen zu den Komponenten 1 oder 2	68
6.11. Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse für die BZE-Daten	69
6.12. Modellparameter aus dem Programm "Shypfit" mit dem uni- und bimoda- len Ansatz	71
6.13. Modellparameter und Ergebnisse aus RETINF	74
6.14. Modellparameter und Gütekriterien für Standort L aus der Tensionsinfil- trometermessung	79
6.15. VGM-Parameter vom Monolith mit $m=1-1/n$	81

6.16. Vergleich der Variabilität der abgeleiteten Datensätze mit N=30	86
6.17. Ergebnisvergleich für Standort MP50 bezüglich der Modellkonzepte	87
6.18. Bewertung der Skalierungsergebnisse für $S(h)$	90
6.19. Bewertung der Skalierungsergebnisse für $K(h)$	90
6.20. Bewertung der Skalierungsergebnisse für $S(h)$	96
6.21. Bewertung der Skalierungsergebnisse für $K(h)$	97
6.22. Bewertung der Skalierungsergebnisse für $S(h)$	101
7.1. Korrelation von α_h zu den Bodenkennwerten Rippien	103
7.2. Korrelation von α_K zu den Bodenkennwerten Rippien	103
7.3. Korrelation α_h zu den Bodenkennwerten Tharandter Wald	104
7.4. Korrelation α_K zu den Bodenkennwerten Tharandter Wald	104
7.5. Korrelation α_h zu den Bodenkennwerten der BZE	105
7.6. Berechnung von α_h und α_K	106
7.7. Bewertung der Reskalierung	109
7.8. Verteilungsparameter der Skalierungsparameter (skaliert und reskaliert) . .	111
7.9. Berechnung der Skalierungsparameter in den Grenzen des Konfidenzinter-	
valls von TRD und Tongehalt für das Profil ASTW11	119
A.1. Zeitlicher Verlauf der Probenahmen	137
A.2. Kornanalyse der 30 Proben	138
A.3. Ableitung von Bodeneigenschaften aus der Bodenart nach KA4	139
A.4. Kornverteilung vom Monolith und Messfeld (TDR,Tensiometer) auf der	
Versuchsfläche	140
A.5. 30 pF-Kurven bezogen auf den Wassergehalt [-]	141
A.6. 30 pF-Kurven bezogen auf den Sättigungsgrad	142
A.7. van Genuchten Parameter (unimodal) für 30 gemessen pF-Kurven	143
A.8. van Genuchten Parameter (bimodal) für 30 gemessen pF-Kurven	144
B.1. VGM-Parameter der Referenzfunktionen	150
B.2. Verteilungsparameter der Skalierungsparameter	151

Symbolverzeichnis

Lateinische Kleinbuchstaben

Symbol	Bezeichnung	Einheit
d	Durchmesser	[L]
$d_{10}, d_{50}, d_{60},$	Korndurchmesser bei einem Siebdurchgang von 10, 50 oder 60 %	[L]
d_i	mittlere Korndurchmesser einer Fraktion	[L]
d_E	euklidisches quadriertes Distanzmaß	[-]
dH	hydraulischer Gradient	[-]
dZ	Höhendifferenz	[L]
f_K	Korrekturfaktor der Endinfiltrationsrate	[-]
f	Porosität	[-]
g	Erdbeschleunigung	[L/T ²]
h	Wasserpotential, Druckhöhe, hydraulisches Potential	[L]
$h(S), h(Se)$	Retentionsfunktion in Abh. des Sättigungsgrades S bzw. Se	[L]
i	Einzelstandort, Punktinformation, Objekt	[-]
i_f	Endinfiltrationsrate	[L/T]
j	Objekt	[-]
m	Masse	[M]
$n, n1, n2, m,$ $m1, m2$	VGM-Modellparameter	[-]
pF	dekadischer Logarithmus der absoluten Saugspannung	[-]
q	Wasserfluss	[L/T]
q_e	Endinfiltrationsrate	[L ³ /T]
r	Außenradius des Doppelringinfiltrometers	[L]
r_P	Äquivalentdurchmesser im Kapillargesetz	[L]

r	lokaler Standort	[-]
s	Standardabweichung	[-]
s^2	Varianz	[-]
t	Zeit	[T]
$w1, w2$	Wichtungsfaktoren bimodales VG-Modell	[-]
x	Messwert	
\bar{x}	Mittelwert	[-]
v	Merkmal	[-]
z	Tiefe, vertikale Komponente	[L]
$z1$	Höhe des angelegten Unterdrucks	[L]

Lateinische Großbuchstaben

Symbol	Bezeichnung	Einheit
A	Modellparameter der Infiltration Philip and Knight (1974)	[-]
C	spezifische Wasserkapazität	[-]
C_{org}	organische Substanz	[M.-%]
CV	Variationskoeffizient	[-]
FK	Feldkapazität	[-]
nFK	nutzbare Feldkapazität	[-]
GPV	Gesamtporenvolumen	[-]
H	Überstauhöhe	[L]
dH	Energiehöhe	[-]
I	Infiltrationsrate	[L/T]
$K(\theta)$	hydraulische Leitfähigkeitsfunktion in Abh. vom Wassergehalt	[L/T]
$K(h)$	hydraulische Leitfähigkeitsfunktion in Abh. vom hydraulischen Potential	[L/T]
K_s	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	[L/T]
K_r	hydraulische Leitfähigkeit an einem lokalen Standort	[L/T]
K_R	hydraulische Leitfähigkeit an einem Referenzstandort	[L/T]
K_{rel}	relative hydraulische Leitfähigkeit	[-]
K_u	ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit	[L/T]
LD	Lagerungsdichte	[M/L ³]
N_i	Modellparameter für natürliche Böden (Arya and Paris, 1981)	[-]

N	Anzahl der Stichproben, Messungen	[-]
PWP	permanenter Welkepunkt	[-]
Q	Ausfluss	[L/T]
R	Referenzstandort	[-]
R	Korrelationskoeffizient	[-]
R^2	quadratischer Korrelationskoeffizient	[-]
R^i	i-dimensionaler Raum	[-]
$RMSE$	mittlerer Fehlerindex	[-]
SS	Sum of Squares (Summe der Abweichungsquadrate)	[-]
SS_h	Sum of Squares für $S(h)$ -Funktion	[-]
SS_K	Sum of Squares für $\log K(h)$ -Funktion	[-]
S	Sättigungsgrad nach van Genuchten (1980)	[-]
Se	Sättigungsgrad nach Warrick et al. (1977)	[-]
$S(h)$	Wasserretentionsfunktion bezüglich des Sättigungsgrades	[-]
So	Sorptivität	[L/T]
$T_{1...N}$	Tensiometer 1 bis N	[-]
TRD	Trockenrohdichte	[M/L ³]
U	Unförmigkeitsgrad	[-]
X	Steingehalt	[M.-%]
Y_i	Geraden der Hauptkomponentenanalyse	[-]

Griechische Buchstaben

Symbol	Bezeichnung	Einheit
Θ	effektiver Wassergehalt	[-]
α	Kontaktwinkel zw. Wasser und Festphase	[-]
α_h	Skalierungsparameter für $S(h)$ -Funktion	[-]
α_i	Skalierungsparameter für Standort i	[-]
α_r	Skalierungsparameter für lokalen Standort r	[-]
α_K	Skalierungsparameter für $\log K(h)$ -Funktion	[-]
α_{VG}	Van Genuchten Parameter	[1/L]
θ	Wassergehalt	[L ³ /L ³]
$\theta(h)$	Wassergehalt-Wasserpotential-Beziehung	
θ_s	Sättigungswassergehalt	[L ³ /L ³]
θ_R	Restwassergehalt	[L ³ /L ³]
θ_a	Anfangswassergehalt	[L ³ /L ³]
θ_e	Endwassergehalt	[L ³ /L ³]

Symbol	Bezeichnung	Einheit
λ	Formparameter nach Brooks and Corey (1964)	[L]
λ_i	Porenlänge am Standort i	[L]
λ_R	Porenlänge am Referenzstandort	[L]
ψ	Matrixpotential	[L]
ρ_w	Dichte von Wasser	[M/L ³]
ρ_t	Trockenrohichte	[M/L ³]
σ	Oberflächenspannung zw. Wasser und Luft	[-]
τ	Tortuosität	[-]
ω_i	Wichtungsfaktor	[-]

Abkürzungen und Akronyme

Symbol	Bezeichnung
ASTW	Ankerstation Tharandter Wald
BZE	Bodenzustandserhebung im Wald
CO ₂	Kohlendioxid
ET	Evapotranspiration
EZG	Einzugsgebiet
FDR	Frequency Domain Response
HK	Hauptkomponente
KA4	4. Bodenkundliche Kartieranleitung
KA5	5. Bodenkundliche Kartieranleitung
MP	Messpunkt
MSO	Multistep Outflow
N	Stickstoff
PTF	Pedotransferfunktion
RB, uRB	Randbedingung, untere Randbedingung
TDR	Time Domain Reflectometry
VGM	van Genuchten Mualem

1. Einleitung - Der Einfluss der Bodenheterogenität

Die realitätsgerechte Beschreibung des Wasser- und Stofftransports in der ungesättigten Bodenzone ist eine wesentliche Grundlage sowohl zur Erfassung der bodeninternen Abflussbildungsprozesse als auch für die Bearbeitung aktueller Fragestellungen. Dazu zählen beispielsweise die Kopplung von Klima- und Wasserhaushaltsmodellen oder die Berechnung des Schadstofftransports durch den Boden ins Grundwasser. Trotz erheblicher Forschungsbemühungen ist die Berechnung des Wassertransports im Feld- und Einzugsgebietsmaßstab ein bisher nur unbefriedigend gelöstes Problem. Die Ursachen hierfür liegen maßgeblich in der Erfassung der flächenhaften bodenhydraulischen Variabilität der ungesättigten Zone sowie ihrer geringen Mächtigkeit im Vergleich zu ihrer horizontalen Ausbreitung. Außerdem weisen natürliche Böden sehr viele bodenhydraulisch relevante Heterogenitäten auf, wie beispielsweise Schichtungen im Bodenprofil, unterschiedliche Korn- und Porengrößenverteilungen sowie Sekundärporen (z.B. Wurzel- und Regenwurmgänge), welche zu einem stark variablen hydraulischen Verhalten der Böden führen. Diese beeinflussen die Verteilung des Bodenwassers und der Bodenluft und somit alle Transport-, Speicher- und Lebensprozesse im Boden (Flühler and Roth, 2003).

Oft ist die Datengrundlage in ihrer Menge, Qualität und Vergleichbarkeit nicht ausreichend, um einerseits die Einflüsse der bodenhydraulischen Variabilität in entsprechenden Berechnungen zu integrieren und andererseits zuverlässige flächenhafte Aussagen treffen zu können. Gründe hierfür sind sowohl in den hohen Kosten derartiger Untersuchungen als auch in den unterschiedlichen methodischen Ansätzen zu sehen, die oft keine direkt vergleichbaren Ergebnisse liefern. Die Anwendung von Pedotransferfunktionen (PTFs) ist derzeit die am häufigsten verwendete Methode zur Ableitung von bodenhydraulischen Funktionen aus Bodentexturdaten sowie einigen bodenmorphologischen Merkmalen. Während die Retentionscharakteristik relativ gut beschrieben werden kann, ist die Vorhersage der hydraulischen Leitfähigkeitsfunktion auf Grund der hohen Variabilität der gesättigten Leitfähigkeit durch die strukturbeeinflusste Porenverteilung nur unzureichend erfasst. Des Weiteren sind PTFs zur Beschreibung der flächenhaften Variabilität ungeeignet, da sie zunächst nur Punktinformationen liefern. Um eine flächenhafte Beschreibung der bodenhydraulischen Variabilität zu ermöglichen, haben sich vor allem Skalierungsansätze als Erfolg versprechende Methode etabliert (Nielsen et al., 1998). Das Ziel dieser Ansätze ist

die Darstellung der bodenhydraulischen Variabilität mit einem oder zwei freien Parametern. Als notwendige Grundlage müssen hierfür gemessene bzw. abgeleitete hydraulische Kennfunktionen vorliegen.

Nach wie vor besteht ein Mangel an einer geeigneten Vorgehensweise, die auf der Basis einer objektiven Methodik die punktuell gemessenen Daten flächenhaft integriert und sie für eine Transportberechnung mit gängigen aktuellen Modellen, wie beispielsweise der Richards-Funktional-Differentialgleichung, zugänglich macht. Aus diesem komplexen Problemfeld ergibt sich ein wesentlicher Forschungsbedarf, der dieser Arbeit zu Grunde liegt.

Ziel

1. Identifikation von bodenphysikalisch, vergleichsweise leicht messbaren Größen, die unter Berücksichtigung physikalischer Zusammenhänge eine direkte oder indirekte Ableitung der bodenhydraulischen Kennfunktionen Retentions- und Leitfähigkeitscharakteristik ermöglichen. Dafür sind die in Frage kommenden Größen in einer Vorauswahl zu identifizieren und dann im Zusammenhang mit den unterschiedlichen Messinformationen verschiedener Experimente zu analysieren und auszuwerten. Zum Erreichen dieses Ziels ist zunächst ein geeignetes, aufeinander abgestimmtes System verschiedener Feld- und Laborexperimente aufzubauen, das die Aufnahme der räumlich verteilten bodenhydraulischen Kennfunktionen liefert.
2. Beschreibung der flächenhaften bodenhydraulischen Variabilität über einen Skalierungsansatz, der die Abbildung der an verschiedenen Orten erhobenen bodenhydraulischen Kennfunktionen auf einen freien Parameter reduziert. Damit kann für eine gegebene Fläche die bodenhydraulische Variabilität durch die Schwankung des freien Parameters beschrieben werden.
3. Durchführung einer Zusammenhangsanalyse zwischen einfach zu messenden Bodenparametern und den ermittelten freien Parametern zur Beschreibung der räumlichen Variabilität innerhalb einer bodenhydraulisch ähnlichen Klasse.
4. Schaffung einer Grundlage für die Anwendung eines stochastischen Modellansatzes (Liedl, 1991; Schmitz and Liedl, 1997), der eine direkte Beschreibung des Bodenwassertransports im Feldmaßstab unter Berücksichtigung der Variabilität der bodenhydraulischen Kennfunktionen ermöglicht.

2. Allgemeine Grundlagen

2.1. Berechnung des Wassertransportes in der ungesättigten Bodenzone

Im ungesättigten Bereich natürlicher Böden überwiegt die instationäre, eindimensionale Wasserbewegung in Richtung der Schwerkraft. Infolge der Abhängigkeit von Raum und Zeit ist bei der physikalisch begründeten Strömungsberechnung die Erhaltung von Masse und Impuls zu berücksichtigen. Grundlage dafür ist das Kontinuitätsgesetz, das die Änderung der Bodenfeuchte in einem Kontrollvolumen betrachtet:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (2.1)$$

mit der Zeit t , der Bodenfeuchte θ , dem Wasserfluss q und der vertikalen Ortskoordinate z . Weiterhin ist eine Gleichung zur Beschreibung des Wassertransportes notwendig. Für den gesättigten stationären Strömungsfall gilt die Darcy-Gleichung. Das Wasser fließt in Richtung der abnehmenden Energiehöhe H .

$$q = -Ks \cdot \frac{dH}{dz} = -Ks \cdot \left(\frac{d\psi}{dz} - 1 \right) \quad (2.2)$$

Hierbei ist q die Flussrate, Ks die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bodens und ψ das Matrixpotential. Zur Beschreibung der ungesättigten stationären Strömung ist es notwendig, das Darcy-Gesetz zu erweitern und die Konstante Ks durch die Leitfähigkeitsfunktion $K(\theta)$ zu ersetzen. Man erhält somit das Buckingham-Darcy-Gesetz:

$$q = -K(\theta) \frac{dH}{dz} \quad (2.3)$$

Bei der Modellierung des Bodenwassertransportes ist zwischen stationären und instationären Fließvorgängen in der gesättigten und ungesättigten Bodenzone zu unterscheiden. Außerdem ist der Wasserfluss im mikroskaligen und im makroskaligen Bereich differenziert zu betrachten. Wichtige bodenhydraulische Kenngrößen zur Beschreibung des instationären Flusses in der ungesättigten Zone sind die Retentionsfunktion (Wassergehalt-Wasserpotentialbeziehung) sowie die Leitfähigkeitscharakteristik in Abhängigkeit vom

Wassergehalt bzw. vom Matrixpotential, die im Kapitel 2.1.1 und 2.1.2 detaillierter beschrieben werden. Der Wasserfluss q ist nun das Produkt zweier unabhängiger Terme, der hydraulischen Leitfähigkeit und der treibenden Kraft der Druckhöhendifferenz. Da beide Terme vom Wassergehalt abhängig sind, wird das Buckingham-Darcy Gesetz in die Kontinuitätsgleichung eingesetzt. So erhält man für die allgemeine Fließrichtung im ungesättigten Boden die nichtlineare Richardsgleichung (Richards, 1931):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \cdot \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (2.4)$$

In dieser Form kommen zwei unabhängige Variablen vor: der Wassergehalt θ und das Matrixpotential ψ . Um das Gleichungssystem zu lösen, kann das Potential ψ im rechten Term durch den Wassergehalt ausgedrückt werden, man spricht dann von der so genannten Diffusivitätsform oder es wird der Wassergehalt im linken Teil durch das Matrixpotential ersetzt und man erhält die Kapazitätsform:

$$C \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right] \quad (2.5)$$

Der Koeffizient C stellt die spezifische Wasserkapazität dar und definiert die Änderung des Wassergehaltes gegenüber der Änderung des Matrixpotentials. Zur Lösung der Richardsgleichung ist die Kenntnis des funktionellen Zusammenhanges zwischen Wassergehalt und Wasserpotential $\theta(h)$ sowie der hydraulischen Leitfähigkeit $K(\theta)$ für verschiedene Feuchtigkeitszustände notwendig. Für den Fall der Sättigung führt Gl. 2.4 zum Darcy-Gesetz.

Eine analytische Lösung der hochgradig nichtlinearen Richardsgleichung ist nur unter idealisierten Randbedingungen und der Annahme eines exponentiellen Verlaufs von $K(\theta)$ möglich. Daher kommen überwiegend numerische Lösungsansätze zur Anwendung. Grundsätzlich bestehen jedoch noch große Unsicherheiten bei der Abschätzung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (Durner et al., 1999). Gemessene Werte sind für die Eingabe in ein numerisches Modell im Allgemeinen ungeeignet, da sie Unstetigkeitsstellen aufweisen und nicht über den gesamten Bereich vorliegen. Deshalb werden so genannte Porenraummodelle zur Beschreibung der Retentions- und Leitfähigkeitscharakteristik verwendet, um diese an eine empirische Funktion anzupassen. Die Anwendung der Porenraummodelle, wie z.B. das Mualem-Van Genuchten-Modell (van Genuchten, 1980), wird durch ihre Parametrisierung erschwert, da die Parameter zum Teil nur reine Formparameter darstellen. Ein weiteres Defizit dieser Porenraummodelle ist, dass sie nur eine Punktinformation von einem repräsentativen Elementarvolumen (REV) und keine Flächeninformation liefern. Weitere Ansätze, wie die Skalierung oder die Geostatistik sind notwendig, um zu einer flächenhaften Beschreibung zu gelangen.

2.1.1. Retentionsfunktion

Die Retentionscharakteristik eines Bodens (pF-Kurve) kann über die Beziehung zwischen Bodenwassergehalt θ und Wasserpotential h beschrieben werden (Abb. 2.1). Ist der Boden gesättigt, so befindet sich das Bodenwasser im Gleichgewicht mit dem freiem Wasser und hat das Wasserpotential Null. Trocknet der Boden aus, so nimmt das Wasserpotential h ab.

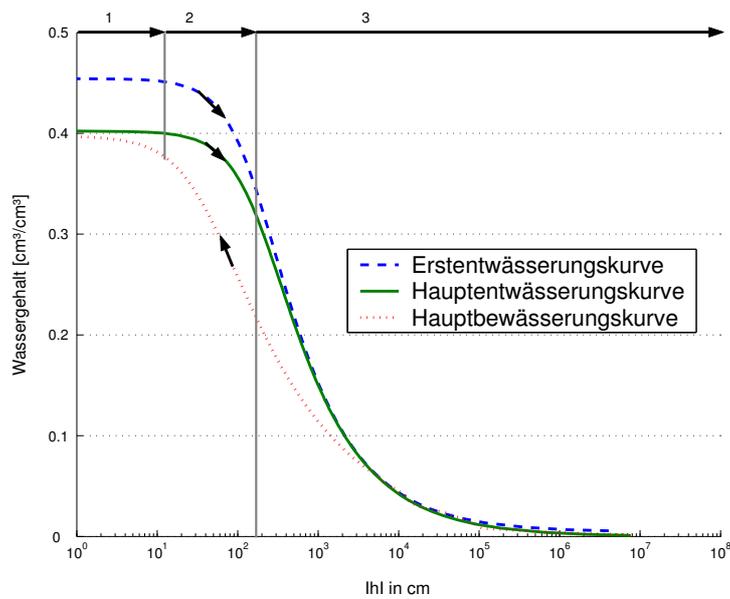


Abbildung 2.1.: Schematische Retentionskurve nach Durner (1991)

Der Verlauf der pF-Kurve ist primär von den Bodeneigenschaften abhängig, wie z.B. Gefüge, Dichte, Hysterese, Anteil der organischen Substanz und die Zusammensetzung der Bodenlösung. Abb. 2.1 zeigt den Einfluss der Hysterese und die Einteilung der pF-Kurve in drei Phasen. In Phase 1 tritt vom gesättigten Boden bis zu einem bestimmten Potential kaum Wasser aus, dieser Punkt wird als Lufteintrittspunkt mit dem dazugehörigen Wassergehalt θ_s bezeichnet. Die schmale Übergangsphase (2) kann durch das Vorhandensein von Sekundärporen stark variieren. In der 3. Phase nimmt der Wassergehalt asymptotisch bis zu einem Restwassergehalt θ_r bei pF 4.2 ab.

Die Bestimmung der Retentionskurve kann sowohl im Labor als auch im Feld erfolgen. Die klassischen Labormethoden sind statisch. Das heißt, dass mit einem schrittweise ansteigenden Unter- bzw. Überdruck (bis 15 bar) der Bodenprobe Wasser entzogen wird. Nach Erreichen des Druckgleichgewichtes wird der dazugehörige Wassergehalt bestimmt. Im Feld misst man simultan den Wassergehalt z.B. mit TDR-Sonden und den Energiezustand mit Tensiometern in einer einheitlichen Bodentiefe. Je nach Randbedingung können die Feldmethoden in dynamische oder statische Methoden unterteilt werden.

Der Verlauf der Retentionskurve ist die Grundlage für die Ermittlung der Porengrößen-

verteilung, der Wasserspeicherungs- und Sickerkapazität sowie für die Vorhersage der hydraulischen Leitfähigkeitsfunktion und damit ein wichtiges Hilfsmittel zur Beurteilung und Beschreibung des Wasserhaushaltes, der Wasserbewegung, der Wasserverfügbarkeit für die Pflanzen und der Be- und Entwässerbarkeit (Hartge and Horn, 1992).

Wichtige Kenngrößen der pF-Kurve sind die Parameter Feldkapazität FK , nutzbare Feldkapazität nFK und permanenter Welkepunkt PWP . Liegen keine gemessenen pF-Kurven vor, so kann aus der Trockenrohdichte TRD und der Bodenart die Luftkapazität LK sowie die nutzbare Feldkapazität und Feldkapazität aus der KA5 (AG Boden, 2004) abgeleitet werden.

Die Berechnung der Porengrößenverteilung erfolgt nach dem Kapillargesetz:

$$r_P = \frac{2\sigma \cos \alpha}{\rho_w g |\psi|} \approx -\frac{0.15 \text{ cm}^2}{\psi} \quad (2.6)$$

das eine Erweiterung des Hagen-Poiseuille-Gesetz, mit der Oberflächenspannung σ zwischen Wasser und Luft, dem Kontaktwinkel α zwischen Wasser und Festphase, der Erdbeschleunigung g und der Dichte von Wasser ρ_w , darstellt. Diese Konstanten können zusammengefasst werden, so dass r_P nur noch vom Matrixpotential ψ abhängig ist. So ist jedem Punkt auf der $\theta(h)$ -Kurve ein Äquivalentdurchmesser zugeordnet. Grundlage dafür ist die Kenntnis von Anzahl, Größe und Form der Poren, welche zu Kapillaren abstrahiert werden. Bei einem gegebenen Wassergehalt bzw. dem entsprechenden Potential ψ sind also alle Kapillaren mit einem größeren Äquivalentdurchmesser r bereits entwässert und alle mit einem geringeren noch mit Wasser gefüllt. Die pF-Kurve ist damit direkt eine Verteilungsfunktion des Porenraumanteils. Die Einteilung der Poren erfolgt in Primär- und Sekundärporen. Während Primärporen aus der Packung von Einzelkörnern und Aggregaten resultieren und damit vorrangig von der Textur (Korngrößenverteilung) abhängig sind, entstehen Sekundärporen (Makroporen) durch Aggregat bildende biologische Prozesse (Wurzelkanäle, Wurmgänge) und physiko-chemische Prozesse (Schrumpf- und Schwundrisse). Sekundärporen variieren nicht so stark im Durchmesser ($\geq 60\mu\text{m}$) wie Primärporen und liegen meist in vertikaler Richtung. Ihr Anteil ist an der Bodenoberfläche am größten und nimmt mit der Tiefe ab.

2.1.2. Leitfähigkeitscharakteristik

Das Bodenwasser steht selten im statischen Gleichgewicht, weil Niederschläge und Verdunstung das Einstellen eines Potentialgleichgewichtes unterbrechen. Es ist daher stets in Bewegung und zwar in Richtung des kleinsten Potentials. Die Berechnung des Wasserflusses erweist sich auf Grund der nicht exakt bekannten Porengrößenverteilung natürlicher Böden als sehr schwierig. Der einfachste Berechnungsfall ist der gesättigte Boden. Das heißt, alle Poren sind mit Wasser gefüllt. Bis heute stellt die Bestimmung der hydrau-

lischen Leitfähigkeit in Abhängigkeit vom Wassergehalt $K(\theta)$ bzw. vom Wasserpotential $K(h)$ eines der größten Probleme dar, um die Prozesse des Wasser- und Stofftransportes adäquat zu simulieren (Durner et al., 1999).

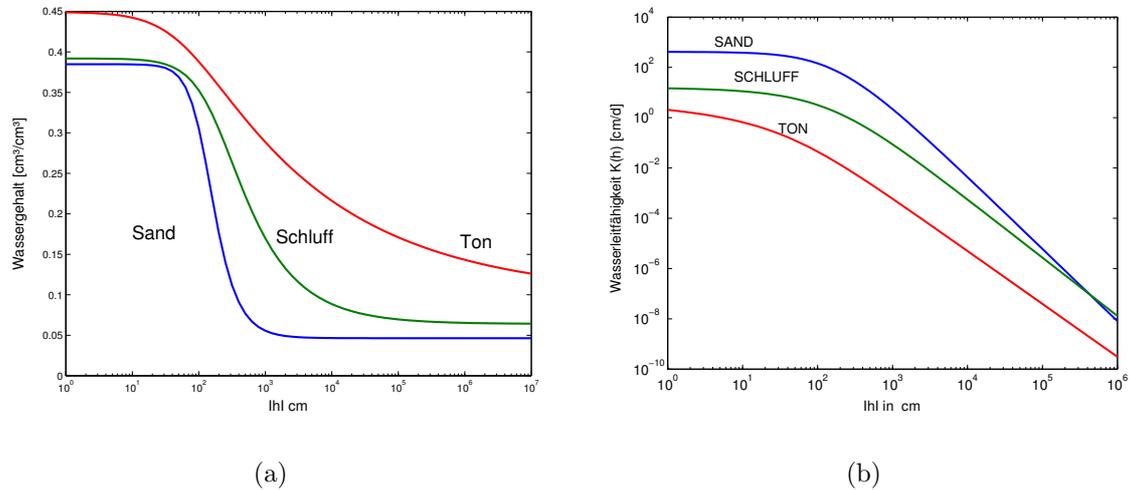


Abbildung 2.2.: pF-Kurve (a) und hydraulische Leitfähigkeit (b) für verschieden Bodenarten

Abb. 2.2b zeigt die Wasserleitfähigkeit $K(h)$ für unterschiedliche Bodenarten. Der Verlauf von $K(\theta)$ wird häufig auch logarithmisch gegen eine Achse aufgetragen, beginnend bei der maximalen Leitfähigkeit K_s und fällt dann über viele Größenordnungen ab. Der größte Abfall der Kurve ist im Bereich nahe Sättigung, da bei der Entwässerung zunächst die großen Poren Luft ziehen und damit ihr Anteil an der Gesamtleitfähigkeit entfällt. Die Tortuosität nimmt damit zu und die durchschnittliche Fließgeschwindigkeit ab.

Zur Bestimmung der oberflächennahen Leitfähigkeit stehen zahlreiche Feldmethoden zur Verfügung, wie das Doppelringinfiltrometer, das Guelph-Permeameter, das Tensionsinfiltrometer, die Bohrlochmethode und die Profilmethode. Der im Feld gemessene gesättigte K_s -Wert und der im Labor an Bodenproben bestimmte K_s -Wert unterscheiden sich zum Teil sehr stark, da im Feld eine vollständige Sättigung auf Grund von Lufteinschlüssen praktisch nie erreicht wird. Eine Übertragung von im Labor gemessenen K_s -Werten auf das Feld und damit der Übergang von einer kleineren auf eine größere Skala ist deshalb nicht angemessen, weil die zum Teil großräumig vernetzte Porenstruktur nicht ausreichend wiedergegeben werden kann. Aus dem gleichem Grund scheint die räumliche Variabilität der Bodenfeuchte und der bodenhydraulischen Eigenschaften von der Skala abhängig zu sein (Pachepsky et al., 2002).

2.2. Stand der Forschung

2.2.1. Ableitung der Bodenhydraulik aus Bodeneigenschaften

Die Bestimmung der Retentions- und Leitfähigkeitsfunktion am Standort und im Labor ist zeit- und kostenaufwendig. Die räumliche Variabilität der bodenhydraulischen Eigenschaften erfordert zudem eine hohe Probenahmedichte, um ein Einzugsgebiet realitätsnah zu charakterisieren. Weltweit existieren umfangreiche Bodeninformationen, die meist Textureigenschaften, Trockenrohdichte und organischen Kohlenstoffgehalt umfassen, jedoch sind bodenhydraulische Daten oft unvollständig oder fehlen (Timlin et al., 2004). Deshalb ist die Entwicklung von Methoden, die eine Ableitung der hydraulischen Bodencharakteristik aus einfach zu bestimmenden oder bereits vorliegenden Bodenparametern ermöglicht, nahe liegend. Die empirischen Ansätze zielen auf eine Ableitung der Porenraummodellparameter (z.B.: van Genuchten-Parameter) oder auf die Bestimmung des Wassergehaltes zu bestimmten Systemzuständen (z.B. Feldkapazität) ab. Bei den physikalischen Ansätzen steht der Zusammenhang zwischen Porenstruktur und Bodenhydraulik im Vordergrund.

Empirische Ansätze

Zur Ableitung bodenhydraulischer Kennfunktionen werden in der Praxis zunehmend Pedotransferfunktionen (PTF) eingesetzt, da sie relativ einfach zu handhaben und die notwendigen Bodeneigenschaften meist verfügbar sind (Bodenkarten, Bodendatenbanken). Sie stellen nichtlineare Zusammenhänge (Regressionsgleichungen) aus einer großen Menge von messbaren Bodeneigenschaften dar und leiten daraus notwendige Modellparameter zur Simulation verschiedenster Prozesse ab. Mit Hilfe von statistischen Zusammenhängen können aus bekannten Textureigenschaften, direkt oder indirekt über Modellparameter, die Retentionscharakteristik $\theta(h)$ und die Leitfähigkeitsfunktion $K(h)$ abgeleitet werden (Wösten et al., 2001). So entwickelte beispielsweise Vereecken et al. (1989) auf der Basis von 182 Retentionskurven belgischer Böden und der Annahme eines vereinfachten van Genuchten-Modells mit 4 Parametern ($m=1$) die entsprechenden Pedotransferfunktionen. Die Bestimmung der vier Modellparameter erfolgte aus der Trockenrohdichte, dem organischen Kohlenstoffgehalt und den Korngrößenanteilen über mehrere nichtlineare Regressionsgleichungen. Die Ableitung von PTFs zeigt den statistischen Zusammenhang zwischen Bodenparametern und den geschätzten Modellparametern für einen großen Texturbereich, jedoch sind diese von der verwendeten Stichprobe abhängig und spiegeln daher nicht das hydraulische Verhalten aller Böden wieder.

Das Beispiel in Abb. 2.3 veranschaulicht die hohe Schwankungsbreite bei der Anwendung von Pedotransferfunktionen im Vergleich zu einer gemessenen pF-Kurve. Die meisten Ansätze basieren auf umfangreichen Datensätzen von vorwiegend landwirtschaftlich genutzten Flächen, wie die von TEXCLASS (Schaap and Leij, 1998), HYPRES (Wösten et al.,

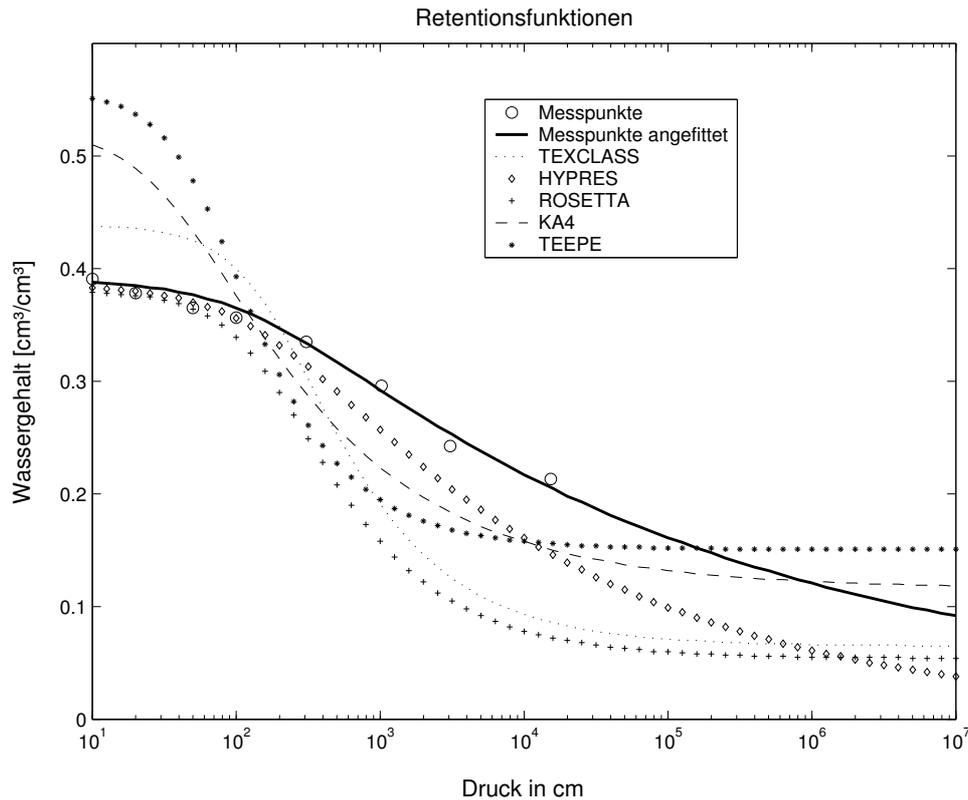


Abbildung 2.3.: Vergleich zwischen gemessener und berechneter pF-Kurve aus PTF-Ansätzen

1999), ROSETTA (Schaap et al., 2001) und KA4 (AG Boden, 1994). Aber nur wenige berücksichtigen die deutlich veränderte Bodenstruktur unter Wald, wie die von Teepe et al. (2003). Die geographische Herkunft der Datenbasis, aus welcher die PTF entwickelt wurde, ist ebenfalls bei der Anwendung zu beachten. Das Auftreten von Sekundärporen wird selten berücksichtigt, obwohl diese einen entscheidenden Einfluss auf die Leitfähigkeit nahe der Sättigung besitzen. Dies liegt maßgeblich an der Bestimmung und Quantifizierung des Strukturparameters. Wesentliche Unterschiede zwischen der im Labor und im Feld gemessenen Bodenhydraulik stellen Pachepsky and Rawls (2001) fest und weisen auf die Unsicherheit von PTFs hin, da diese überwiegend aus Labordaten entwickelt wurden. Auf die Verwendung von PTFs bei der Modellierung hydrologischer Systeme wird dennoch oft zurückgegriffen, da die meist unzureichende Datenlage nur eine Ableitung der Retentions- und Leitfähigkeitsfunktion aus der Bodentextur erlaubt. Die bodenhydraulische Variabilität einer Fläche können PTFs nur indirekt wiedergeben, da sie zunächst nur Punktinformationen darstellen. Einen sehr guten Überblick zur Entwicklung von PTFs, ihrer Anwendung und Genauigkeit vermitteln Pachepsky and Rawls (2004).

Physikalische Ansätze

Die meisten heute verwendeten Porenraummodelle (Brooks and Corey, 1964; van Genuchten, 1980) basieren auf Gleichungen zur Anpassung der Wasserretentionskurve und erlauben keine physikalisch begründete Interpretation ihrer Parameter (Chan and Govindaraju, 2003). Um ein besseres Verständnis über die Wasserbewegung im Boden zu erhalten, ist es deshalb um so wichtiger Modelle zu entwickeln, die auf der Basis physikalischer Prozesse aufbauen. Hierzu zählen Modelle, die die Struktur von porösen Medien beschreiben, wie z.B. das zwei- bzw. dreiparametrische Porenraummodell von Kosugi (1994, 1996) Dieses beruht auf einer logarithmischen Porengrößenverteilung sowie der Verwendung von Mittelwert und Standardabweichung aus den Verteilungskurven der physikalisch gewonnenen Modellparametern. Einen physikalisch-empirischen Ansatz entwickelten Arya and Paris (1981). Ausgehend von kugelförmigen Partikeln und zylindrisch geformten Poren (Kapillargesetz) nahmen sie eine direkte Ableitung aus der Korngrößenverteilung und Trockenrohddichte zur Bestimmung der Porengrößenverteilung vor. Die Verwendung eines empirisch bestimmten Parameters zur Bestimmung des äquivalenten Porenradius berücksichtigt den Übergang von ideal gelagerten Böden zu natürlich gelagerten Böden sowie die Abhängigkeit von der Bodenart.

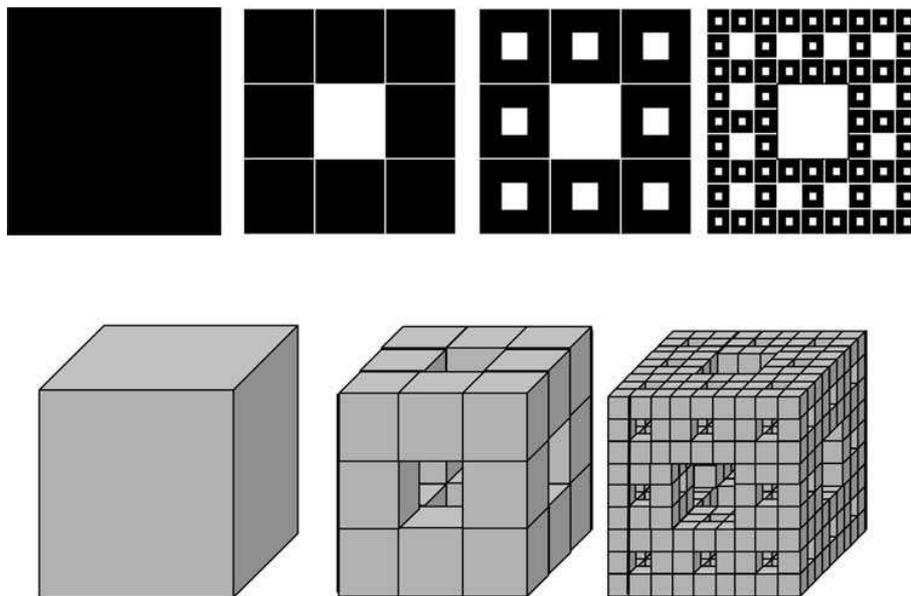


Abbildung 2.4.: Schrittweise Konstruktion von fraktalen Objekten: Sierpinski-Teppich Modell (oben) und Menger-Schwamm Modell (unten) (Pachepsky et al., 2002)

Die stochastischen Ansätze, wie sie Chan and Govindaraju (2003) und Elkateb et al. (2003) entwickelten, beruhen auf einer mathematischen Modellierung von zufällig angeordneten Bodenpartikeln. Die Größen der Bodenpartikel werden zufällig gewählt und stellen ein sich überlappendes System aus Kugeln dar. Daraus erhält man eine analytische Gleichung, aus

der sich die Retentions- und Leitfähigkeitsfunktion in Abhängigkeit des Wassergehaltes ableitet.

Fraktale Konzepte werden ebenfalls zur Abbildung des porösen Mediums als Grundlage für die Berechnung hydraulischer Eigenschaften genutzt. Mit Hilfe der fraktalen Konzepte kann die Porenstruktur selbst generiert und daraus die Porosität und Retentionseigenschaft abgeleitet werden (Thyler and Wheatcraft, 1990). Bekannte Modelle sind der Sierpinski-Teppich und der Menger-Schwamm zur Darstellung der Bodenporenstruktur (Abb. 2.4). Bei diesen Ansätzen konnte nachgewiesen werden, dass die Anwendung des Kapillargesetzes zu einer $\theta(h)$ -Charakteristik führt, die der Brooks-Correy-Funktion folgt (Pachepsky et al., 2002). Besonders für die Entwicklung von Gleichungen für die gesättigte Leitfähigkeit von Sekundärporen konnte der Sierpinsky-Teppich erfolgreich genutzt werden (Gimenez et al., 1997). Zwar berücksichtigen diese Konzepte die Effekte der Tortuosität und der Porenlänge, nicht aber die Trockenrohdichte, die chemischen Eigenschaften der Bodenoberfläche, den organischen Kohlenstoffgehalt und die Eigenschaften der flüssigen Phase sowie der eingeschlossenen Luft, die ebenfalls einen wesentlichen Einfluss auf den Verlauf der Retentionskurve haben können (Arya et al., 1999).

2.2.2. Abbildung der räumlichen Heterogenität mit Skalierungsansätzen

Die räumliche Variabilität der Böden ist eine der größten Unsicherheiten bei der Beschreibung des Wassertransportes in der ungesättigten Bodenzone. Grundlegende Kenntnisse über den Zusammenhang der hydraulischen Größen der ungesättigten Leitfähigkeit, dem Wassergehalt und dem Wasserpotential sind notwendig, um den Wassertransport mit der Richardsgleichung beschreiben zu können. Die funktionalen Zusammenhänge sind vorrangig von der Bodenart und damit von der Korngrößenzusammensetzung und der daraus resultierenden Porengrößengeometrie abhängig. Diese mediumspezifische Charakterisierung der hydraulischen Bodenkennfunktionen ist demzufolge von den hydraulischen Bodenparametern abhängig, so dass die räumliche Variabilität der Bodenkennfunktionen über die räumlich variierten Bodenparameter beschrieben werden kann.

Das Skalierungskonzept ermöglicht es, die bodenhydraulische räumliche Variabilität eines Feldes zu charakterisieren. Mit der Entwicklung von Standardmethoden (Nielsen et al., 1998; Sposito, 1998; Warrick, 1990) konnte die Variabilität der bodenhydraulischen Funktionen sowie ihre Parameter zunehmend besser beschrieben werden. Das Ziel des "Scalings" ist es, ein Set von funktionellen Zusammenhängen über einen Skalierungsparameter in einer einzigen Kurve darzustellen. Die Variabilität ist in diesen Fall nur von einer einzigen Größe, dem Skalierungsparameter abhängig. Mit diesem Ansatz können sowohl vollständige bodenhydraulische Kennfunktionen, als auch die Richardsgleichung theoretisch skaliert werden (Kutilek et al., 1991; Nachabe, 1996; Haverkamp et al., 1998; Barry

et al., 2001).

Die Grundlage dieses Konzeptes beruht auf der Theorie der mikroskopischen geometrischen Ähnlichkeit, die erstmalig Miller and Miller (1956) veröffentlichten (vgl. Kap. 4.2). Dieses Konzept besagt, dass sich innerhalb einer Klasse von geometrisch ähnlichen Böden die hydraulischen Eigenschaften eines Bodens über einen Skalierungsparameter zu den mittleren hydraulischen Eigenschaften eines Referenzbodens in Beziehung setzen lassen und dass die hydraulischen Kennfunktionen der Retention und Leitfähigkeit der einzelnen Böden wiederum in einer Ähnlichkeitsklasse nur um den Skalierungsparameter α schwanken. Somit hängt die Variabilität bzw. Heterogenität der Böden innerhalb einer Ähnlichkeitsklasse nur von einem Parameter ab. Wetzell et al. (1999) fanden z.B. vier Klassen mit hydraulisch ähnlichen Eigenschaften im Untersuchungsgebiet der Osterau durch statistische Analysen heraus. Die Einteilung der Böden in Ähnlichkeitsklassen konnte aus der Trockenrohddichte und der Korngrößenverteilung und den daraus abgeleiteten Informationen der Luftkapazität, der nutzbaren Feldkapazität und des Totwassergehaltes vorgenommen werden. Andere Untersuchungen stellten fest, dass eine Unterteilung der Böden bezüglich ihrer Kornverteilung, wie auch der unterschiedlichen Entnahmetiefen sinnvoll ist (Tuli et al., 2001; Das et al., 2005).

Mit der fortschreitenden Entwicklung der Messtechnik konnten in den letzten Jahrzehnten umfangreiche bodenphysikalische Daten aufgenommen und ausgewertet werden. Das führte zu zahlreichen Skalierungsansätzen für unterschiedlichste Fragestellungen sowohl im Labor- als auch im Feldmaßstab. So wurden z.B. von Simmons et al. (1979) insgesamt 608 Messungen zur räumlichen Variabilität der gesättigten Leitfähigkeit bei der Umverteilung des Bodenwassers nach der Infiltration vorgenommen. Zur Bestimmung des Wassergehaltes wurde hierfür die Neutronensonde genutzt. Bald aber sahen sich die Wissenschaftler mit der Problematik konfrontiert, wie sie die natürlich auftretende Variabilität beschreiben und messen sollten (Nielsen et al., 1973). Die Erweiterung des Miller-Ansatzes war damals eine viel versprechende Annäherung. Schwierigkeiten, die sich bei der Anwendung des klassischen Millerscalings ergaben, wie die große Bandbreite der Korngrößenverteilung und die nicht einheitliche Porosität der Böden, führten zur Einführung des Wassersättigungsgrades $S_e = \theta/\theta_s$ (Warrick et al., 1977) (siehe Kap. 4.2). Damit erhielt man einen zweiten Skalierungsparameter, welcher eine realitätsnahe Beschreibung der Böden lieferte.

Tillotson and Nielsen (1984) unterteilten die entwickelten Skalierungstechniken in zwei Kategorien: die physikalisch basierten Ansätze "dimensional and inspectional analysis" und die empirisch basierten Techniken auch "functional-normalization technique" genannt. Die physikalisch basierten Ansätze ermöglichen es, dass physikalisch dimensionsabhängige Eigenschaften in einem Datensatz von dimensionslosen Eigenschaften dargestellt werden können, der trotzdem die innere Struktur der Geometrie, Kinematik oder Dynamik des Bodens widerspiegelt. Diese Medien werden "similar media" genannt. Beispiele für diese

Ansätze sind Arbeiten von Miller and Miller (1956), Reichardt et al. (1972), Youngs (1991) und Kosugi and Hopmans (1998). Der Skalierungsparameter beinhaltet damit physikalisch definierte Mittelwerte des untersuchten Systems. Dagegen leiten die empirischen Ansätze (Russo and Bresler, 1980; Simmons et al., 1979; Warrick et al., 1977) den Skalierungsparameter über einen Regressionsansatz aus experimentell bestimmten Beobachtungen ab. Verschiedene Studien (Ahuja et al., 1984; Jury et al., 1987) zeigen, dass die Skalierung der Bodeneigenschaften für das gleiche Feld unterschiedliche statistische Eigenschaften für jede der berechneten Verteilungen von Skalierungsparametern ergibt. Das bedeutet, dass der Skalierungsparameter für die Retentions- und die ungesättigte Leitfähigkeitsfunktion nicht immer identisch ist (Russo and Bresler, 1980; Warrick et al., 1977; Reichardt et al., 1972). Diese empirisch bestimmten Skalierungsparameter können nicht den physikalisch basierten Skalierungsparametern gleichgesetzt werden, da die physikalisch fundierten Methoden gleiche Skalierungsparameter für ein System voraussetzen (Tillotson and Nielsen, 1984). Alternativ dazu stellte Clausnitzer et al. (1992) eine Skalierungsmethode vor, die beide hydraulischen Funktionen durch Verwendung einer konventionellen Anpassungstechnik simultan skaliert und zu einem einzigen Set von empirisch bestimmten Skalierungsparametern führt.

Wie bereits Jury et al. (1987) und Warrick et al. (1977) feststellten, weisen die Skalierungsparameter eine log-normale Verteilung auf. Kosugi and Hopmans (1998) nutzten die log-normalverteilte Funktion der Porengrößenverteilung, um mit dem Porenradius r als mikroskopische charakteristische Länge die Retentionskurve zu skalieren. In ihrer Studie wurde somit der physikalisch basierte Skalierungsparameter direkt aus dem physikalisch basierten Parameter berechnet, der die individuelle Retentionsfunktion beschreibt (Kosugi, 1996). In einer Folgestudie konnte der physikalisch basierte Skalierungsansatz genutzt werden, um Daten der Retentions- und der ungesättigten Leitfähigkeitsfunktion für einen bewaldeten Berghangboden zu skalieren (Hendrayanto et al., 2000). Tuli et al. (2001) baute auf dem physikalisch basierten Ansatz von Kosugi and Hopmans (1998) auf und skalierte die Retentions- und ungesättigte Leitfähigkeitsfunktion simultan. Damit erhielten sie nur ein einziges Set von Skalierungsparametern, um die räumliche Variabilität der hydraulischen Kennfunktion darzustellen. Im Vergleich waren beide Ansätze, die konventionelle Methode und die simultanen Skalierung, fast äquivalent. Die physikalisch basierte Methode stellte sich als gering weniger effektiv dar, dafür aber einfacher und direkter in ihrer Vorgehensweise. Basierend auf dem physikalisch begründeten Skalierungskonzept von Kosugi and Hopmans (1998) untersuchten Das et al. (2005) insgesamt 247 Bodenproben bezüglich ihrer Retentions- und Bodeneigenschaften zur Ermittlung eines Skalierungsparameters. Sie stellten fest, dass eine Einteilung in 7 Texturklassen zu wesentlich besseren Ergebnissen führte, als alle Kurven gemeinsam zu skalieren. Für eine eindeutige Abgrenzung der Ähnlichkeitsklassen verwendeten sie den Variationskoeffizienten der Standardabweichung aus der Porengrößenverteilung, der in diesem Fall unter 10 % lag.

Ahuja and Williams (1991) entwickelten eine Technik, die eine Kopplung des Porenkonzeptes (physikalisch) mit den Regressionsgleichungen (empirischer Ansatz) vorsah, um damit die räumliche Variabilität von Feldböden für jeden Standort beschreiben zu können. Dieser Ansatz ist sowohl für eine Einzugsgebietsmodellierung als auch zur Bestimmung von bodenhydraulischen Parametern geeignet. Die gesamte Retentionskurve wurde hierbei mit nur einem Wertepaar $\theta(h)$ (z.B. dem Wassergehalt bei -10 oder -33 kPa) nach dem One-Parameter Modell von Gregson et al. (1987) ermittelt. Es zeigte sich, dass zwei Formparameter ausreichend sind, um die pF-Kurve nach dem Konzept von Brooks and Corey (1964) als log-log Verhältnis darzustellen. Beide Parameter weisen, auch unabhängig von der Bodenart, ein lineares Verhalten zueinander auf. Für die Berechnung der Parameter a und b sind mittlere Bodeninformationen der einzelnen Texturklassen, wie die Porengrößenverteilung, das Matrixpotential am Lufteintrittspunkt, der Sättigungswassergehalt und der Restwassergehalt notwendig. Die Parameter p und q beschreiben Steigung und Schnittpunkt des linearen Zusammenhanges der Parameter a und b. Ahuja and Williams (1991) untersuchten zunächst die Skalierbarkeit des One-Parameter Modells mit bodenspezifischen Parametersätzen von p und q für einzelne Texturklassen. Jedoch stellten sie später fest, dass ein mittlerer Parametersatz ausreichend ist, um verschiedenste Bodenarten zu skalieren (Williams and Ahuja, 2003). Sie entwickelten somit einen Ansatz, der im Vergleich zur Skalierung der geometrischen Ähnlichkeit flexibler und auch auf nicht ähnliche Böden anwendbar ist. Somit ist das One-Parameter-Modell eine Alternative zu den herkömmlichen Skalierungsmethoden, wie dem Ähnlichkeitsansatz oder der multiplen Regressionsanalyse.

Arya et al. (1999) untersuchten, ob ein Skalierungsparameter zur Vorhersage der Retentionskurve aus der Korngrößenverteilung mit dem Arya-Paris Modell (Arya and Paris, 1981) möglich ist. Der Skalierungsparameter, der im Arya-Paris Modell einen empirisch bestimmten Parameter darstellt, beschreibt das Verhältnis zwischen idealen (n_i) und natürlichen (N_i) Böden. Dieser konstante Parameter wurde aus dem Verhältnis zwischen gemessenen und modellierten pF-Kurven bestimmt. Zur Bestimmung des Skalierungsparameters wurden zwei neue Methoden verwendet. Zum einem wurde die logistische Wachstumsgleichung genutzt, die eine nichtlineare Beziehung von $\log N_i$ zu $\log n_i$ untersucht und zum anderem kam der Ähnlichkeitsansatz zur Anwendung, der eine lineare Beziehung zwischen $\log N_i$ und $\log n_i$ beschreibt. Eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den modellierten und gemessenen pF-Kurven konnte mit der logistischen Wachstumsgleichung erreicht werden, da diese eine unvoreingenommene Formulierung von Skalierungsparametern lieferte.

Nielsen et al. (1998) fassten noch einmal zusammen, dass es nach wie vor noch keine allgemein gültige Theorie gibt, die eine umfassende Skalierung des hydraulischen Verhaltens der Böden erlaubt. Nach wie vor sind Messungen einzelner Stützstellen der Retentionskurve notwendig, um stetige Funktionsverläufe sowie Skalierungsparameter für beide hydrau-

liche Bodenkennfunktionen zu bestimmen. Eine direkte Ableitung der Skalierungsparameter aus Textur- bzw. Strukturparametern ist damit noch nicht gegeben. Somit führen die Skalierungsansätze zwar zu einer Parameterreduktion, um die hydraulische Variabilität zu beschreiben (z.B. mit geostatistischen Methoden), jedoch ist ihre Bestimmung noch kosten- und zeitintensiv.

2.2.3. Regionalisierung - Upscaling

Ein bis heute nicht gelöstes Problem ist die Übertragung der ermittelten Bodenhydraulik von einem Standort (Mikroskala) auf eine Fläche, Einzugsgebiet, etc. (Mesoskala). Es besteht also der Bedarf, ein repräsentatives Elementarvolumen (REV) zu definieren, dessen Statistik und Gleichungen zur Beschreibung des hydraulischen Verhaltens für den gesamten betrachteten Raum gelten. Abb. 2.5 veranschaulicht diese problematischen Zusammenhänge.

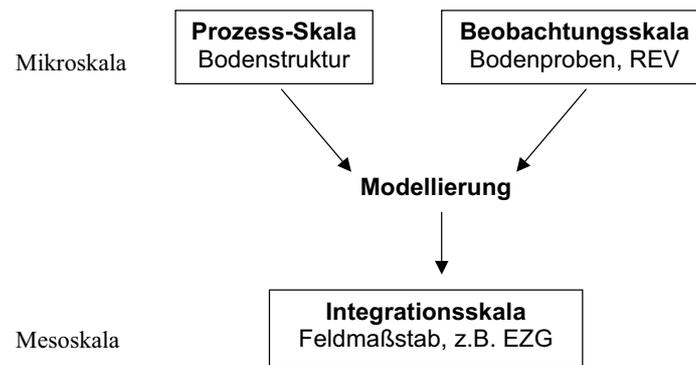


Abbildung 2.5.: Skalenproblematik

Die Größe des REV's wird durch die Aufteilung des Raumes in Feststoffmatrix und Hohlraumvolumen bestimmt. Das REV muss für alle Teilvolumina des Systems aus gleich bleibenden Anteilen der festen Matrix und des Hohlraumsystems bestehen. Eine Schwierigkeit liegt in der Bestimmung des REV's. Die Bedeutung der Textur (Bodenart) eines Bodens in Hinsicht auf die Wasserbewegung wird meist von dessen Struktur (Aggregate, Sekundärporen) überlagert. Die Textur kann mit einem verhältnismäßig kleinen REV (100 cm³) erfasst werden, während die Struktureinheiten sich durchaus über mehrere 100 cm erstrecken können. Diese am Messpunkt wirksame Struktur kann entweder nur mit einem sehr großen REV erfasst werden oder durch sehr viele Proben mit einem minimalen REV, innerhalb welcher sich die wichtigen Strukturelemente genügend oft wiederholen (Flühler and Roth, 2003). Abb. 2.6 zeigt zum einen die unterschiedlichen Größen eines REV's (Würfelgröße) und ihre Variabilität in der Zusammensetzung der drei Phasen Bodenmatrix, Bodenwasser und Bodenluft mit Abnahme der Würfelgröße. Je nachdem welche

dominanten Prozesse bzw. Bodeneigenschaften beschrieben werden sollen, ist die Größe oder die Anzahl von Proben entsprechend zu wählen, um eine durchschnittliche Aussage über das System zu erhalten. Es ist demnach zu unterscheiden, was gemessen werden soll

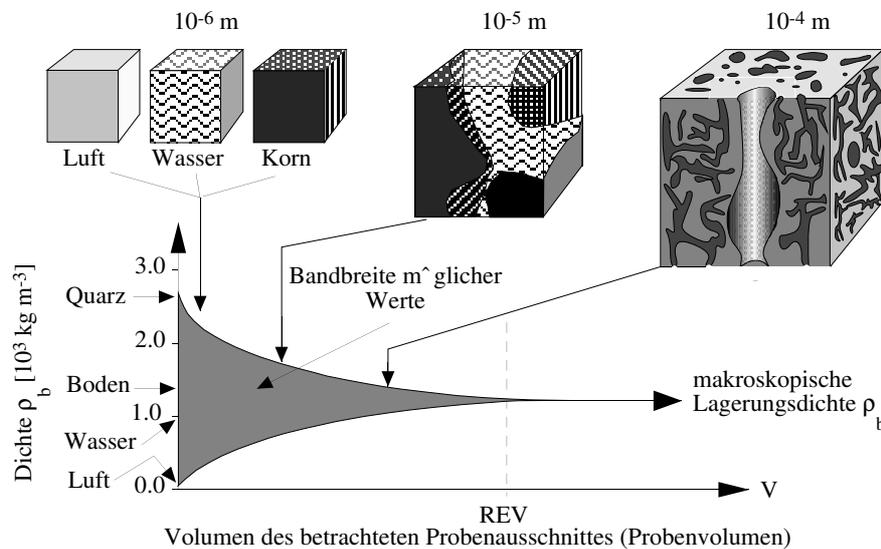


Abbildung 2.6.: Variabilität der Dichte von Bodenproben (Flühler and Roth, 2003)

und was mit der Messmethodik tatsächlich messbar ist. Um die strukturellen Eigenschaften natürlich gelagerter Böden zu beschreiben, können auch mehrere Größen von REV's notwendig sein. Die Bestimmung des Wassergehaltes in Abhängigkeit der Skala führt beispielsweise mit Zunahme des REV's zu einer geringeren Streuung des Messwertes.

Ansätze für Upscaling

Es gibt nur wenige Methoden, die eine Punkt- in eine Flächeninformation transformieren. Im folgenden werden drei Ansätze vorgestellt:

- der klassisch bodenkundliche Ansatz: $REV = \text{Fläche}$
- der geostatistische Ansatz: räumliche statistische Beziehung vieler REV's
- die physikalisch basierten Prozessmethoden, z.B. Ähnlichkeitsansatz: Skalierung von bodenhydraulischen Kennfunktionen

Der klassisch bodenkundliche Ansatz klassifiziert die Bodeneigenschaften zu diskreten Flächen (Bodenformen, Bodengesellschaften...). Es wird angenommen, dass die Variabilität innerhalb der räumlichen Klassen geringer ist als die der gesamten Fläche. So können Flächen mit identischem Bodenarten die Mualem van Genuchten (VGM)-Parameter und damit hydraulische Kennfunktionen zugeordnet werden. Diese Methode wird in den

meisten Wasserhaushaltsmodellen verwendet (z.B. WaSim-ETH). Sie setzt voraus, dass die Böden sehr homogen sind, da die am REV bestimmten Eigenschaften große Flächen widerspiegeln müssen. Die Abbildung der räumlichen Variabilität innerhalb einer Klasse wird hierbei vernachlässigt. Die Auswirkung der Aggregation auf die berechnete Abflusssumme kann bei 5-10 % Unterschätzung liegen (Herbst, 2001).

Die Geostatistik erfordert einen sehr großen Stichprobenumfang, der wiederum sehr kosten- und zeitintensiv ist. Es findet eine Interpolation auf Grund der statistischen Eigenschaften der Proben und ihrer Lage im Raum statt (Elkateb et al., 2003). Für die Anwendung im Einzugsgebietsmaßstab ist dieser Ansatz nicht praktikabel, es sei denn es liegt eine optimale Datengrundlage für ein Gebiet vor oder die Bodenhydraulik wird aus Pedotransferfunktionen gewonnen. Die Eignung einer PTF ist vorab zu prüfen.

Die physikalisch basierten Ansätze verwenden einen physikalischen begründeten Parameter, den so genannten Skalierungsparameter. Das hydraulische Verhalten eines Referenzstandortes kann innerhalb einer Klasse von hydraulisch ähnlich reagierenden Böden auf einen anderen Standort übertragen werden. Die räumliche Variabilität einer Fläche wird über die Häufigkeitsverteilung der Skalierungsparameter und die daraus resultierenden Verteilungsparameter charakterisiert. Diese können dann direkt in stochastische Modellansätze integriert werden. Somit führt die Skalierung zu einer Parameterreduktion, um die Variabilität einer Fläche zu beschreiben.

3. Untersuchungskonzept

Die bisherigen wissenschaftlichen Untersuchungen (Kap. 2.2.2) haben gezeigt, dass die Beschreibung der flächenhaften bodenhydraulischen Variabilität mit Hilfe von Skalierungsansätzen prinzipiell möglich ist, jedoch erfordern diese noch eine umfangreiche, zeit- und kostenintensive Aufnahme der bodenhydraulischen Charakteristika. Ziel der Forschung ist es nach wie vor, ein Set von Skalierungsparametern zu finden, welches die Heterogenität und das hydraulische Verhalten in Abhängigkeit der Struktur und Textur eines Bodens beschreiben kann. Dazu ist ein einheitliches und umfassendes Konzept notwendig, dass die bisherigen theoretischen Grundlagen mit einbezieht. Mit einer neuen Strategie soll die bodenhydraulische Variabilität bei der Beschreibung des Wassertransportes im Feldmaßstab besser berücksichtigt werden. Diese setzt sich aus einer standardisierten Datenerhebung, der Entwicklung eines bodenhydraulischen Ähnlichkeitskonzeptes sowie eines stochastischen Strömungsmodells (Abb. 3.1) zusammen.

Mit der Entwicklung eines physikalisch basierten Ähnlichkeitsansatzes soll das konzipierte Untersuchungskonzept umgesetzt werden. Dazu werden die Böden der zugrunde liegenden Datenbasis zunächst in bodenhydraulisch ähnliche Bereiche (Ähnlichkeitsbereiche) untergliedert, für die gelten soll: “Zwei Böden sollen hydraulisch ähnlich sein, wenn ihre Strömungsdynamik mit ein und demselben Porenraummodell beschrieben werden kann, das sich für beide Böden nur in den Werten ganz bestimmter freier Parameter (Ähnlichkeits- bzw. Skalierungsparameter) unterscheidet” (Lennartz, 2002). Die Definition von Ähnlichkeitsbereichen schränkt die Variabilität der bodenhydraulischen Kenngrößen ein und ermöglicht somit, dass innerhalb eines Ähnlichkeitsbereiches die bodenhydraulischen Kennfunktionen $\theta(h)$ und $K(h)$ über die Skalierungsparameter auf die Referenzfunktion $\theta(h)^*$ und $K(h)^*$ skaliert werden können. Damit hängt die bodenhydraulische Variabilität innerhalb eines Ähnlichkeitsbereiches nur von der Verteilung dieser Skalierungsparameter ab. Um diesen Ansatz für eine praktische Anwendung nutzbar zu machen, müssen Skalierungsparameter identifiziert werden, die sich aus einfach zu bestimmen sowie physikalisch begründeten Bodenparametern ableiten lassen.

Primäres Ziel ist es, innerhalb eines definierten Ähnlichkeitsbereiches über wenige einfach zu bestimmende Bodenparameter die flächenhafte bodenhydraulische Variabilität im Feldmaßstab abzubilden. Die Bodencharakteristik am Standort kann über diese einfach zu bestimmenden Bodenparameter und der gültigen Referenzfunktionen $\theta(h)^*$ und $K(h)^*$ dieses Ähnlichkeitsbereiches berechnet werden. Die räumliche Variabilität wird über die

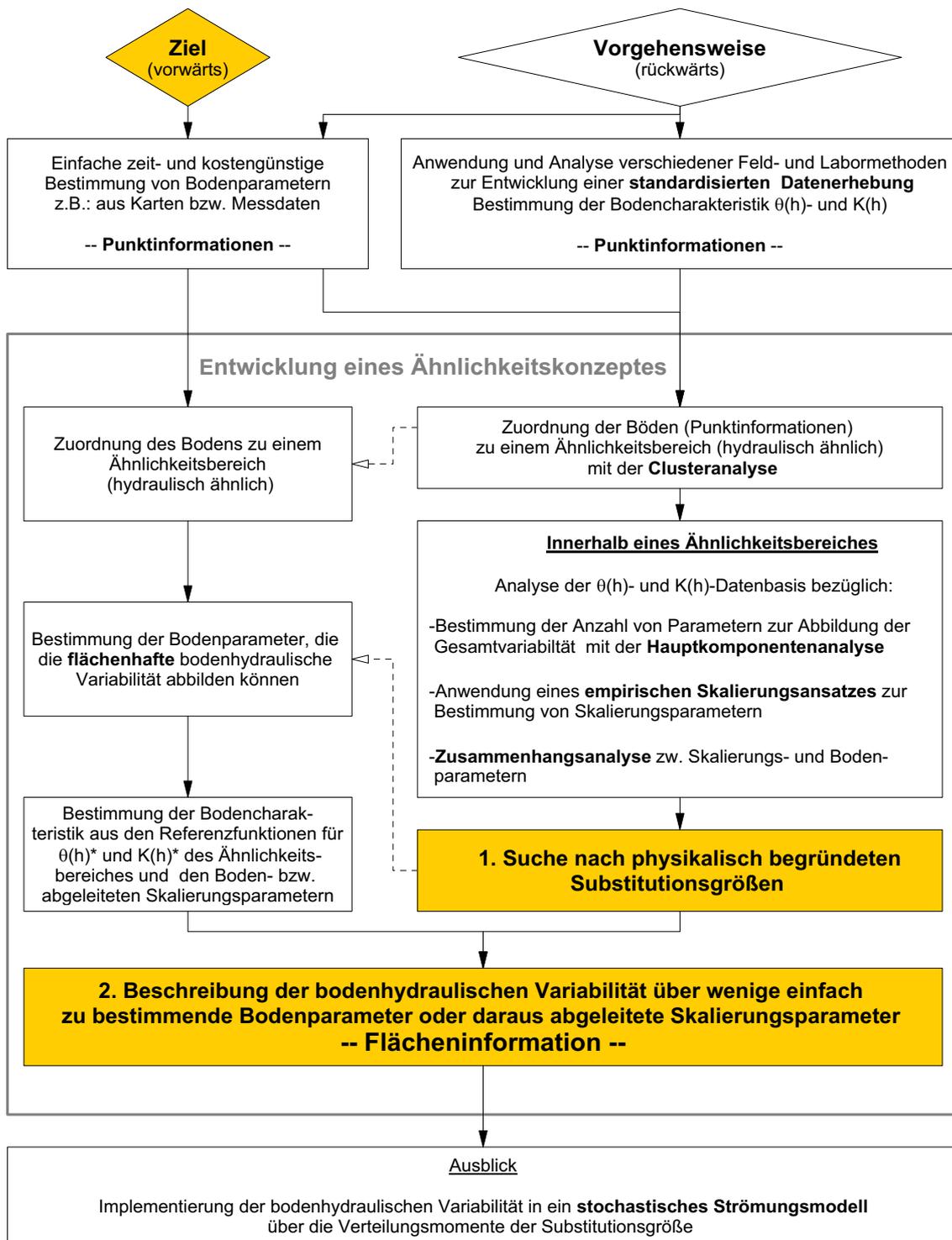


Abbildung 3.1.: Vorgehensweise zur Erfassung der räumlichen Variabilität mit der Entwicklung eines bodenhydraulischen Ähnlichkeitskonzeptes

Verteilung der Boden- bzw. Skalierungsparameter beschrieben. Mit der Implementierung von Verteilungsmomenten, wie Erwartungswert und Varianz, kann in einem stochastischen Strömungsmodell die räumliche Variabilität der Bodenhydraulik berücksichtigt werden.

Um dieses Ziel zu erreichen, muss vor allem ein Zusammenhang zwischen den einfach zu bestimmenden Bodenparametern und der Bodenhydraulik gefunden werden (Abb. 3.1, Vorgehensweise). Dies erfordert zunächst eine intensive Messkampagne, die eine Quantifizierung der bodenhydraulischen Eigenschaften als auch der Textur- und Strukturparameter vornimmt. Für die Entwicklung einer standardisierten Datenerfassung ist es notwendig, verschiedene Messmethoden bezüglich ihrer Abbildungsgüte zu analysieren. Im Rahmen dieser Arbeit fanden deshalb im ersten Schritt umfangreiche Feld- und Laborversuche auf einer ca. 1.5 ha großen Versuchsfläche statt. Diese umfassten:

- Bestimmung von Textur- und Strukturparametern (Korngrößenverteilung, Trockenrohdichten, Anteil organischer Substanz)
- Stichprobenartige Bestimmung der Bodenhydraulik auf der Versuchsfläche sowie im Labor (Messung und Ableitung von Retentions- und Leitfähigkeitsfunktionen)
- Durchführung von Standardexperimenten an einem Bodenmonolithen zur Erfassung der Bodenhydraulik mit Multistep Outflow Versuchen, Verdunstungsversuchen, Tracerexperimenten zur Ableitung der Referenzkurven eines Ähnlichkeitsbereiches
- Aufbau eines bodenphysikalischen Messfeldes zur Eichung und Verifizierung eines Wasserhaushaltsmodells (Niederschlag, Bodenfeuchte, Saugspannung)

Zur Abgrenzung der Ähnlichkeitsbereiche wurde die Clusteranalyse genutzt, die Gruppen mit ähnlicher Bodenhydraulik sowie ähnlichen Bodeneigenschaften bildet. So kann anhand der vorliegenden Bodeneigenschaften aus Bodenkarten bzw. Bodendatenbanken bereits eine Zuordnung zu einem hydraulisch Ähnlichkeitsbereich erfolgen.

Innerhalb eines Ähnlichkeitsbereiches werden die gemessenen hydraulischen Kennfunktionen bezüglich ihrer Variabilität untersucht. Mit der Hauptkomponentenanalyse kann zunächst die Anzahl von Substitutionsgrößen (Skalierungsparametern) für die Beschreibung der Gesamtvarianz der Bodencharakteristik im Feldmaßstab bestimmt werden. Das Auftreten von Sekundärporen kann im Bereich nahe Sättigung eine große Schwankungsbreite der $\theta(h)$ und $K(h)$ bewirken, so dass die Variabilität der Bodenhydraulik nicht nur über einen sondern mindestens zwei Parameter notwendig ist. Mit einem empirischen Skalierungsansatz werden anschließend die Skalierungsparameter für die gemessenen Retentions- und Leitfähigkeitskurven eines Ähnlichkeitsbereiches bestimmt. Die Zusammenhanganalyse führt letztendlich zu dem Ergebnis, dass direkt bzw. indirekt abgeleiteten Bodenparameter eine hohe Korrelation zu den Skalierungsparametern aufweisen und somit als Substitutionsgröße verwendet werden können. Diese ersetzen im nächsten Schritt

die empirisch bestimmten Skalierungsparameter. Die Anzahl der Substitutionsgrößen sollte gering gehalten werden und physikalisch interpretierbar sein. So hat beispielsweise die Trockenrohichte einen direkten Einfluss auf die Porosität.

Das Untersuchungskonzept konnte an zwei weiteren Datensätzen getestet werden. Diese umfassten vier detaillierte Profilinformatioenen aus dem Tharandter Wald sowie großflächig verteilte Profilinformatioenen aus der Bodenzustandserfassung (BZE II) von Baden-Württemberg.

4. Angewandte Methoden

4.1. Multivariate Statistik

Sowohl die Cluster- als auch die Hauptkomponentenanalyse zählen zu den strukturentdeckenden multivariaten Verfahren. Diese haben das Ziel, zwischen den Variablen bzw. Objekten Zusammenhänge aufzudecken (Backhaus et al., 2003). Aufbauend auf der Arbeit von Lennartz et al. (2001) wurden die hydraulischen Kennfunktionen und die dazugehörigen Bodenparameter sowohl mit der Cluster- als auch mit der Hauptkomponentenanalyse untersucht. Mit Hilfe der Clusteranalyse können hydraulisch ähnliche Klassen gefunden sowie die Zusammenhänge zwischen Bodeneigenschaften und Hauptkomponenten einer Clustergruppe untersucht werden. Korthals (1996) schlägt eine Einteilung der Böden mit der Clusteranalyse über die hydraulischen Bodenkennfunktionen sowie die Verwendung der 1. Hauptkomponente als Streuungsparameter vor. Voraussetzung hierfür ist eine Datenbasis, die einheitliche Stützstellen der Retentions- und Leitfähigkeitsfunktion umfasst.

Clusteranalyse

Die Clusteranalyse ist ein Standardverfahren zur Bildung von Gruppen oder Clustern ähnlicher Objekte (Backhaus et al., 2003). Die Ähnlichkeit von Objekten wird anhand ihres Abstandes bzw. ihrer Distanz in einem Parameterraum definiert. Grundsätzlich gibt es zwei Verfahren: die hierarchische und die partitionierende Clusteranalyse. Am häufigsten findet das hierarchische agglomerative Verfahren Anwendung, bei dem am Anfang jedes Objekt ein Cluster bildet und sukzessive eine Zusammenlegung der ähnlichsten Cluster erfolgt. Die hierarchische diversive Methode startet mit einem Cluster, das schrittweise in ähnliche Teilmengen zerlegt wird. Beim partitionierenden Verfahren (Clusterzentrenanalyse) muss am Anfang die Clusteranzahl bekannt sein.

Den Ausgangspunkt der Clusteranalyse bildet die Rohdatenmatrix mit K Objekten (Messstellen), die durch V Variablen (Bodeneigenschaften, Stützstellen der pF-Kurve,...) charakterisiert wird. Um Ähnlichkeiten zwischen den Objekten zu analysieren, werden die Rohdaten in eine Ähnlichkeitsmatrix bzw. Distanzmatrix von K mal K Objekten überführt.

Zur Anwendung kam die hierarchische Clusteranalyse nach der Ward-Methode (Fusionierungsalgorithmus in SPSS). Der geometrische Abstand wurde mit dem quadrierten euklidischen Distanzmaß ($d_E(i, j)$) für zwei Objekte i und j mit v Merkmalen berechnet (Backhaus et al., 2003):

$$d_E(i, j) = \sqrt{(x_{i1} - x_{j1})^2 + \dots + (x_{iv} - x_{jv})^2} \quad (4.1)$$

Mit Hilfe der Clusteranalyse können sowohl Bodeneigenschaften, wie Korngrößenverteilung, Trockenrohddichte und organischer Anteil der Substanz, als auch die Stützstellen der gemessenen pF-Kurve in ähnliche strukturierte Klassen zugeordnet werden. Dies ermöglicht die Identifikation der notwendigen Bodenparameter, die für eine Zuordnung in hydraulisch ähnliche Bodenklassen notwendig sind. Für jede Klasse kann im nächsten Schritt eine Hauptkomponentenanalyse erfolgen. Die statistische Auswertung wurde mit dem Statistikprogramm SPSS für Windows, Version 12.0 durchgeführt.

Hauptkomponentenanalyse

Mit der Hauptkomponentenanalyse (Faktorenanalyse) kann eine Dimensionsreduktion erreicht werden. Das heißt, die Variabilität eines funktionellen Zusammenhanges muss nicht mehr mit mehreren Stützstellen (Dimensionen) beschrieben werden.

Aus den gemessenen pF-Kurven wird zunächst eine Matrix mit I Zeilen (Anzahl der Druckstufen) und R Spalten (Anzahl der Kurven bzw. Messorte) gebildet. Die Spaltenvektoren lassen sich als Koordinaten von R Punkten im I -dimensionalen Raum R^I auffassen. Die Hauptkomponentenanalyse sucht nun nach dem affinen Unterraum des R^I , der die Lage der Punkte im Raum am besten beschreibt. Dazu wird eine Gerade Y_1 in den Raum gelegt, zu der die Abstände zwischen den Punkten und der Geraden in der Summe minimal werden. Da sich die Vektoren der Böden selten ideal verhalten, können sie häufig nicht mit nur einer Dimension bzw. einer Gerade beschrieben werden. Deshalb müssen weitere Geraden Y_i gesucht werden, die die orthogonalen Reste optimal anpassen. Diese Y_i werden Hauptkomponenten genannt (Backhaus et al., 2003). Die Berechnung der Hauptkomponenten erfolgte mit dem Statistikprogramm SPSS.

Bereits Lennartz et al. (2001) wendeten dieses Konzept erfolgreich an, wobei ihnen eine große Datenmenge von Retentions- und Leitfähigkeitsfunktionen ($N=400$) zur Verfügung stand. Die Variabilität konnte auf ein bis maximal zwei Dimensionen reduziert werden. In den meisten Fällen deckte die erste Hauptkomponente über 90 % der Gesamtvarianz ab, so dass beide Kennfunktionen mit je einem Skalierungsparameter beschreibbar waren.

4.2. Skalierungskonzepte

Miller und Miller

Miller and Miller (1956) entwickelten als Erste eine Theorie zum Skalieren des ungesättigten Bodenwasserflusses auf der Annahme von geometrischen Ähnlichkeiten. Dieser Ansatz basiert darauf, dass zwei homogene poröse Medien einander ähnlich sind, wenn deren innere Geometrien übereinstimmen. Demzufolge existiert ein konstanter Faktor, mit dem sich die Geometrien aufeinander abbilden lassen. Das heißt, ein Korngerüst ist ein verkleinertes bzw. vergrößertes Abbild des anderen, wie Abb. 4.1 zeigt.

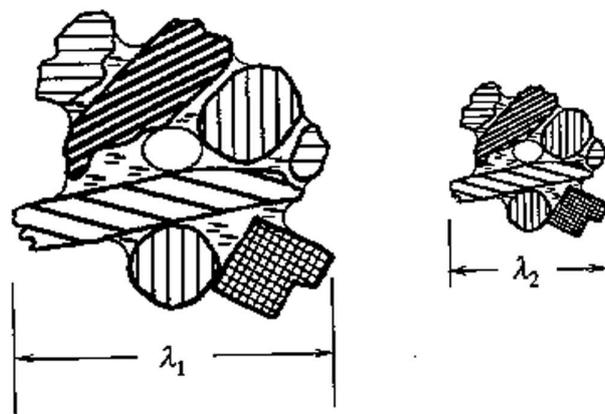


Abbildung 4.1.: Geometrisch ähnliche, poröse Medien nach *Miller and Miller (1956)*

Die Geometrie eines Bodenausschnittes wird über die mikroskopische Länge λ_r charakterisiert, welche die lokale Größenordnung definiert. Die Skalierung der Leitfähigkeits- und Retentionsfunktion erreichten Miller and Miller (1956) durch die physikalische Umsetzung des Kapillargesetzes (Gl. 2.6). So ist der hydraulische Druck h umgekehrt proportional vom Porendurchmesser r_P abhängig:

$$h = f(1/r_P) \quad (4.2)$$

und die hydraulische Leitfähigkeit quadratisch proportional.

$$K(\theta) = f(r_P^2) \quad (4.3)$$

Weiterhin gilt für eine Referenzregion R und eine lokale Region r :

$$h_r \cdot \lambda_r = h_R \cdot \lambda_R \quad (4.4)$$

$$\frac{K_r}{\lambda_r} = \frac{K_R}{\lambda_R} \quad (4.5)$$

Der normierte Skalierungsparameter α , der den Bezug der hydraulischen Eigenschaften einer lokalen Region r zu denen einer Referenzregion R herstellt, ergibt sich aus:

$$\alpha_r = \lambda_r / \lambda_R \quad (4.6)$$

$$h(\theta)_r = \alpha_r^{-1} \cdot h_R(\theta) \quad (4.7)$$

$$K(\theta)_r = \alpha_r^2 \cdot K_R(\theta) \quad (4.8)$$

Da die Skalenlänge λ_r eine physikalische Größe ist, gilt als wichtige Voraussetzung für diese Annahme eine konstante Porosität. Das führt dazu, dass der Ansatz von Miller and Miller (1956) schnell unzulänglich wird, wenn die Korngrößenverteilung variiert und Sekundärporen vorhanden sind. Daher ist dieser Ansatz nur für sehr wenige Böden, wie sortierte Sande und Laborböden (Glasperlen), zutreffend. Aus diesem Grund müssen Skalierungskonzepte entwickelt werden, die sowohl die physikalische als auch die empirische Ermittlung von makroskopischen Skalierungsparametern erlauben.

Warrick et al.

Zu den bekanntesten empirischen Skalierungsmethoden zählt der Ansatz von Warrick et al. (1977). Die Skalierungsparameter werden anhand von gemessenen Leitfähigkeits- und Retentions-Charakteristiken eines Gebietes bestimmt. Da natürliche Böden keine identischen Porositäten aufweisen, wird anstelle des Volumen bezogenen Wassergehaltes der Sättigungsgrad Se genutzt. Dieser berechnet sich nach:

$$Se = \theta / \theta_s \quad (4.9)$$

mit dem volumetrischen Wassergehalt θ und dem Sättigungswassergehalt θ_s . Der Sättigungsgrad Se kann somit nur Werte zwischen 0 und 1 annehmen. Die Berechnung des normierten Skalierungsparameters α erfolgt mit der Methode der kleinsten Fehlerquadrate SS (sum of squares):

$$SS = \sum (\bar{h}_{r,i} - \alpha_r \cdot h_{r,i})^2 \quad (4.10)$$

$$SS = \sum (\ln \bar{K}_{r,i}(Se) + 2 \ln \alpha_r - \ln K_{r,i}(Se))^2 \quad (4.11)$$

mit dem Laufindex r für den Ort der Messung, dem Laufindex i für die am Ort r gemessenen Druckstufen, der mittleren Druckhöhe \bar{h}_i (Referenzfunktion), der gemessenen Druckhöhe h_i , der mittleren hydraulischen Leitfähigkeit $\ln \bar{K}_{r,i}(h)$ (Referenzfunktion) und

der gemessenen hydraulischen Leitfähigkeit $K_{r,i}$ für den Ort r bei verschiedenen Sättigungsgraden Se .

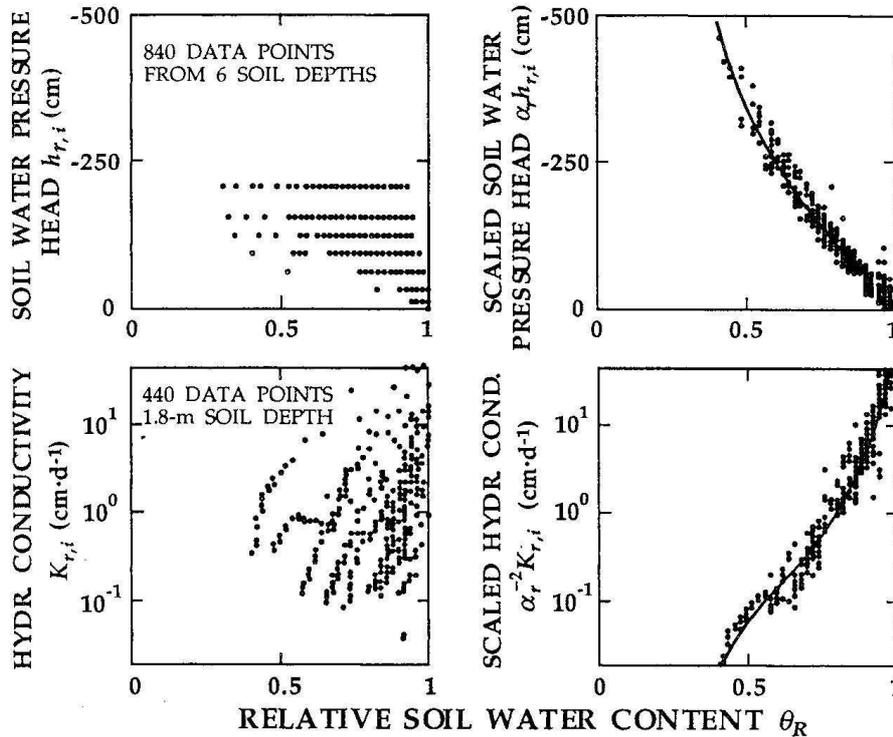


Abbildung 4.2.: Unskalierte (li.) und skalierte (re.) Kennfunktionen (Warrick et al., 1977)

Abb. 4.2 zeigt die Ergebnisse von Warrick et al. (1977) vor und nach der Skalierung von 840 Datenpunkten der Retentionskurven (linke Seite) und 2640 Werten der Leitfähigkeitsfunktion (rechte Seite). Es wurden je 120 Skalierungsparameter für $h(Se)$ und $K(Se)$ berechnet. Nach der Skalierung konnte eine Reduzierung von SS um 80 % erreicht werden. Als Ergebnis erhielten Warrick et al. (1977) je eine mittlere polynomische Gleichung 4. Grades für $h(Se)$ und $K(Se)$ mit 4 empirischen Parametern, die die räumliche Variabilität des untersuchten Feldes beschreiben.

Warrick et al. (1977) nahmen für die mittlere Kurve $h(Se)$ zunächst eine Schätzung vor, wie sie Abb. 4.2 links oben als durchgezogene Linie zeigt. Nun wurden die Skalierungsparameter bezüglich der geschätzten mittleren Kurve bestimmt. Diese nutzten sie wiederum, um die Schätzung der mittleren Kurve zu verbessern. Dieser iterative Prozess wurde so lange wiederholt, bis die Summe der kleinsten Quadrate ein Minimum erreicht hatte und die Bedingung $\sum \alpha_r / N = 1$ (mit $N =$ Anzahl der Probenahmestellen) erfüllt war.

Der Ansatz von Warrick et al. (1977) wurde in vielen weiteren Untersuchungen zur Auswertung von bodenhydraulischen Ergebnissen genutzt. So analysierte *Wösten (1989)* 197 gemessene Retentions- und Leitfähigkeitskurven von niederländischen Böden und erreichte eine Verringerung der Variabilität von über 80 % für $h(Se)$ und 53 % für $K(Se)$.

Eine ähnliche Reduzierung erzielte Warrick (1990) mit 450 Proben aus dem ‘‘Las Cruces Trench’’-Projekt in New Mexiko. Die Beschreibung der Retentions- und Leitfähigkeitscharakteristik basierte dabei auf dem VGM-Modell (van Genuchten, 1980). Diese Beispiele zeigen, dass zur Verwendung des Ansatzes ein großer Stichprobenumfang notwendig ist.

Skalierung mit VGM-Parameter

Auf dem Ansatz von Warrick et al. (1977) baute Deurer (2000) auf und integrierte die VGM-Parameter direkt in einen neuen Skalierungsansatz, um im Anschluss mit geostatistischen Verfahren die Variabilität der Bodenhydraulik über die Verteilung des Skalierungsparameters für drei Bodenprofile unter Kiefernstandorten darzustellen. Im Gegensatz zu Warrick et al. (Gl. 4.10) wichtet Deurer die Funktion SS zur Skalierung der Retentionskurven mit dem Produkt aus Referenz- und lokalem Messwert von $h(S)$ im Nenner der Gl. 4.13.

Statt des Sättigungsgrades Se wird nun der Sättigungsgrad S nach van Genuchten (1980) verwendet.

$$S = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (4.12)$$

Für die beiden hydraulischen Kennfunktionen $h(S)$ und $K(h)$ erhält man über die Skalierung je ein Set von Skalierungsparametern bezüglich ihrer Referenzfunktionen. Durch Optimierung der VGM-Parameter und der Skalierungsparameter wird die am besten angepasste Referenzkurve sowie der dazugehörige Satz von Skalierungsparametern durch Minimierung der Summe der Abweichungsquadrate (SS) berechnet. Für einen Datensatz von Retentionsfunktionen ergibt sich SS_h :

$$SS_h = \sum \left\{ \frac{(h_i^*(S) - \alpha_{h,r} h_i(S))^2}{h_i^*(S) \cdot h_i(S)} \right\} \quad (4.13)$$

Mit $h_i^*(S)$ nach van Genuchten (1980):

$$h_i^*(S) = \frac{1}{\alpha_{VG}} \left(S_i^{-1/1-\frac{1}{n}} - 1 \right)^{\frac{1}{n}} \quad (4.14)$$

setzt man Gl. 4.14 in Gl. 4.13 ein, so erhält man:

$$SS_h = \sum \frac{\left(\frac{1}{\alpha_{VG}} \left(S_{r,i}^{-1/1-\frac{1}{n}} - 1 \right)^{\frac{1}{n}} - \alpha_{h,r} h_i \right)^2}{\frac{1}{\alpha_{VG}} \left(S_{r,i}^{-1/1-\frac{1}{n}} - 1 \right)^{\frac{1}{n}} \cdot h_i} \quad (4.15)$$

Für jede Retentionskurve $h(S)_r$ erhält man über Gl. 4.13 einen Skalierungsparameter $\alpha_{h,r}$, der einen linearen Abstand zwischen der lokalen $h_i(S)$ -Kurve und der optimierten Referenzkurve $h_i^*(S)$ des Datensatzes beschreibt. Die zu den konstanten Druckstufen $h_i(S)$ gemessenen bzw. berechneten Wassergehalte θ_i werden in relative Sättigungsgrade S_i umgerechnet und in Gl. 4.14 bzw. 4.15 eingesetzt.

Die Minimierung der Zielfunktion SS_h wird durch die Optimierung der VGM-Parameter α_{VG} und n der Referenzkurve $h_i^*(S)$ sowie der Bestimmung der Skalierungsparameter α_h für jeden Standort r erreicht. Es gilt die Nebenbedingung $\sum \alpha_{h,r}/N = 1$ mit N der Anzahl der verwendeten Kurven. Die Skalierung der Retentionskurven erfolgt anschließend über das Multiplizieren der konstanten Druckstufen h_i mit den ermittelten Skalierungsparametern $\alpha_{h,r}$ zu den gemessenen Sättigungsgraden $S_{r,i}$.

Die Skalierung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit $\log K(h_i)$ wird, im Gegensatz zu Warrick et al. (1977) und Miller and Miller (1956), über die Minimierung der Summe der kleinsten Fehlerquadrate SS_K zwischen den gemessenen $\log K_r(h_i)$ und den reskalierten $\log K_r^*(h_i)$ -Kurven für jeden Standort r und Druckstufen h_i bestimmt :

$$SS_K = \sum [\log K_r^*(h_i) - \log K_r(h_i)]^2 \quad (4.16)$$

Die reskalierten $\log K_r^*(h_i)$ -Kurven ergeben sich nach Gl. 4.17 aus den VGM-Parametern der optimierten Referenzkurve $\log K^*(h)$ und dem skaliertem Druck $h_i \cdot \alpha_{K,r}$ unter Anwendung des VGM-Modells für die hydraulische Leitfähigkeit $K(h)$. Somit erfolgt die Skalierung linear über den hydraulischen Druck, anstatt wie bisher über Gl. 4.8 bzw. Gl. 4.11:

$$\log K_r^*(h_i) = \log \left\{ K_s \cdot \frac{[1 - (\alpha_{VG} h_i \alpha_{K,r})^{(n-1)} \cdot [1 + \alpha_{VG} h_i \alpha_{K,r}]^{(-1(1-1/n)}]^2}{[(1 + \alpha_{VG} h_i \alpha_{K,r})^n]^{(1-1/n)\tau}} \right\} \quad (4.17)$$

Die bereits optimierten Parameter α_{VG} und n werden aus der Skalierung der Retentionscharakteristik (Gl. 4.15) übernommen und nur die gesättigte Leitfähigkeit K_s , der Tortuositätsfaktor τ und die Skalierungsparameter α_K zur Optimierung freigegeben. Als Nebenbedingung wird $\alpha_{K,1} \cdot \alpha_{K,2} \cdot \dots \cdot \alpha_{K,r} = 1$ festgelegt, damit α_K keine negativen Werte annimmt. Für die VGM-Parameter gilt $\alpha_{VG} \geq 0.00001 \text{ cm}^{-1}$ und $n \geq 1.01$. Diese Vorgehensweise wurde bereits von Schwärzel et al. (2003) erfolgreich angewendet.

Die Skalierungsparameter von beiden hydraulischen Funktionen können auch simultan, über die Minimierung von SS_{h+K} , durch Kopplung der beiden Minimierungsfunktionen SS_h und SS_K , bestimmt werden (Gl. 4.18). Jedoch erhält man mit dieser Methode ebenfalls zwei Skalierungsparameter.

$$SS_{h+K} = SS_h + SS_K \quad (4.18)$$

Der Vorteil des Skalierungsansatzes mit VGM-Parametern ist die relativ einfache Optimierung der Referenzfunktion über die VGM-Modellparameter, wobei der Sättigungs- und der Restwassergehalt konstant bleiben. Als nachteilig wirken sich mögliche Modellfehler aus, insbesondere nahe Sättigung (vgl. Kap. 6.3). Der VGM-Ansatz wird sehr häufig bei der Auswertung von Labor- und Feldexperimenten und zur Ableitung stetiger bodenhydraulischen Kennfunktionen genutzt. Deshalb wurde dieser Skalierungsansatz in der Arbeit verwendet, um Zusammenhänge zwischen Skalierungs- und Bodenparametern zu analysieren.

5. Untersuchungsgebiete und Datengrundlage

Die Untersuchung und Analyse zwischen einfach zu messenden Bodenparametern und den Skalierungsparametern der Retentions- und Leitfähigkeitscharakteristik erforderte umfangreiche Datensätze. Zunächst fanden zahlreiche Feld- und Laborversuche auf der **Versuchungsfläche Rippien** statt. Auf dieser Fläche wurden Bohrstockanalysen durchgeführt sowie Proben zur Bestimmung von Trockenrohdichten, pF-Kurven, Korngrößenanalysen und des Anteils organischer Substanz genommen. Messungen mit Doppelring- und Tensioninfiltrometern sowie Farbtracerexperimente sollten Aufschluss über das Fließverhalten auf der Versuchsfläche liefern. Des Weiteren wurde ein Bodenmonolith für den Einbau in ein standardisiertes Laborexperiment entnommen. An diesem konnten Multi-step Outflow Experimente und Verdunstungsversuche- sowie Farbtracerexperimente zur Bestimmung bevorzugter Fließbahnen durchgeführt werden. Anhang Tab. A.1 gibt einen Überblick über den zeitlichen Verlauf der Probenahmen und -analysen.

Ein weiterer umfangreicher Datensatz wurde vom Institut für Bodenkunde und Standortlehre der TU Dresden bereit gestellt. Vier Bodenprofile vom **Tharandter Wald** konnten zur Auswertung verwendet werden. Neben den Texturparametern standen hier vor allem die gemessenen Retentions- sowie die ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeitsfunktionen zur Verfügung.

Die Forstliche Versuchsanstalt **Baden-Württemberg** beprobt im Rahmen der zweiten Bodenzustandserhebung (**BZE II**) für Wälder flächendeckend ihr Bundesland. Von 9 Standorten konnten für jeweils zwei Bodentiefen Texturdaten sowie Retentionskurven genutzt werden.

Somit standen mehrere Datensätze unterschiedlicher Skalenausbreitung zur Verfügung, an denen die Anwendung und Analyse mit dem Ähnlichkeitsansatz getestet werden konnte.

5.1. Versuchsstandort Rippien

Die ca. 1.5 ha große Untersuchungsfläche liegt südlich von Dresden auf einer ökologisch bewirtschafteten Streuobstwiese in Rippien und gehört zum oberen Einzugsgebiet des Gerberbachs. Die Fläche dient gleichzeitig als Weidefläche für ca. 20 Schafe und einige Kühe.

Die Bepflanzung mit Apfel- und Kirschbäumen erfolgte in ca. 10 Reihen im Abstand von 10-15 Meter. Die Versuchsfläche, einschließlich der Probenahmestellen, wurde geodätisch vermessen (Anhang Abb. A.1). Die daraus resultierende 3D-Darstellung der Versuchsfläche zeigt Abb. 5.1b.

Geologisch gehört das Gebiet zum Döhlener Becken des Unterrotliegenden. Als unmittelbar anstehendes Gestein (C-Horizont) sind Sandsteine der Kreidezeit anzutreffen. Die Fläche weist in Richtung Geberbach (Süd-West) eine mittlere Hangneigung von 18 Grad auf, welche nach Nord-West abflacht.

Um einen ersten Eindruck von den vorherrschenden Bodenverhältnissen zu erhalten, wurden zunächst entlang der Grenzen des Versuchsfeldes mit dem 1-m-Pürckhauer-Bohrstock zehn gestörte Proben genommen. An diesen konnten die Horizontabfolge und die Bodentiefen ermittelt werden. In Abb. 5.1a sind die Probenahmepunkte (grünes Dreieck) dargestellt.

Tabelle 5.1.: Horizontabfolge der Bohrstockproben

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
lokale Höhe in [m+NN]	288.7	285.5	279.9	279.4	281.3	281.1	294.7	302.1	301.0	299.2
Ah [cm]	0-10	0-18	0-25	0-23	0-7	0-22	0-23	0-35	0-35	0-30
Bv [cm]	10-60	18-78	25-60	23-66	7-39	22-74	23-72	-	-	30-52
Cv [cm]	≥ 60	78-86	60-76	66-73	39-90	74-80	72-78	35-55	35-40	52-58

Tab. 5.1 zeigt die Ergebnisse der Bohrstock-Untersuchung. Überwiegend konnte als Bodentyp eine typische Braunerde mit einem Ah-Bv-Cv-Profil festgestellt werden. Die Standorte 8 und 9 tendieren mit ihrer noch sehr geringen Bodentiefe zu Rankerprofilen. Die Bodentiefe nahm, wie erwartet, vom oberen, steileren Teil des Hanges (Proben 8, 9 und 10) nach unten, zum mäßig geneigten Hangfuß zu (Proben 3-5). Bei fast allen Proben wurde ein mineralischer Untergrundhorizont aus Sandsteinersatz festgestellt. Die Proben 3, 4, 5, und 6 wiesen mit ihren rötlichen Bestandteilen auf das Festgestein des Rotliegenden hin. Prinzipiell ist der Boden durch die angepflanzten Obstbäume stark durchwurzelt und der Anteil der von Regenwürmern verursachten Sekundärporen groß.

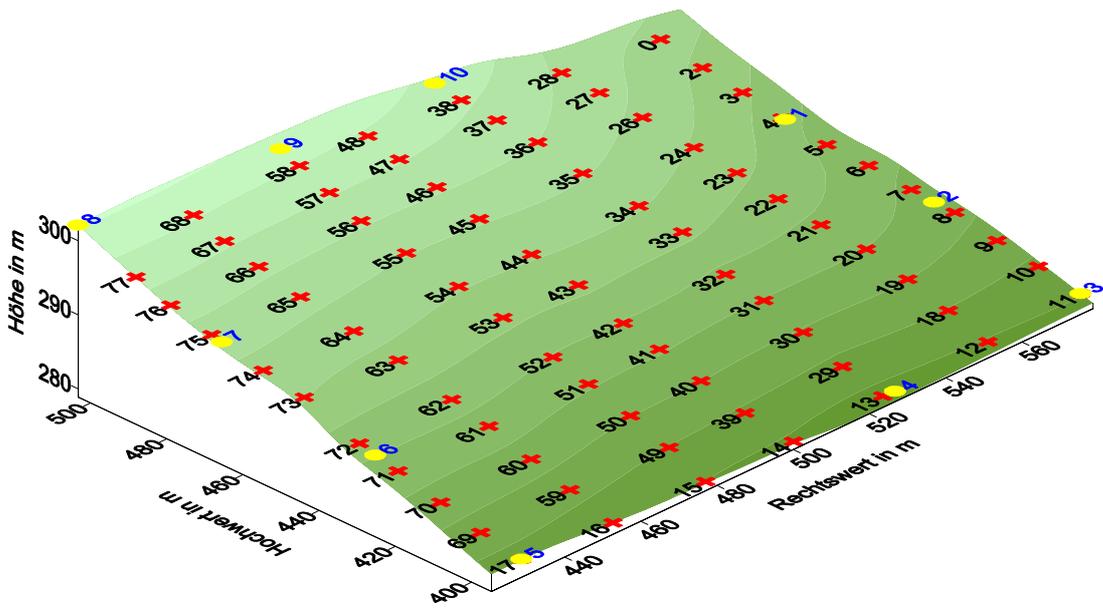
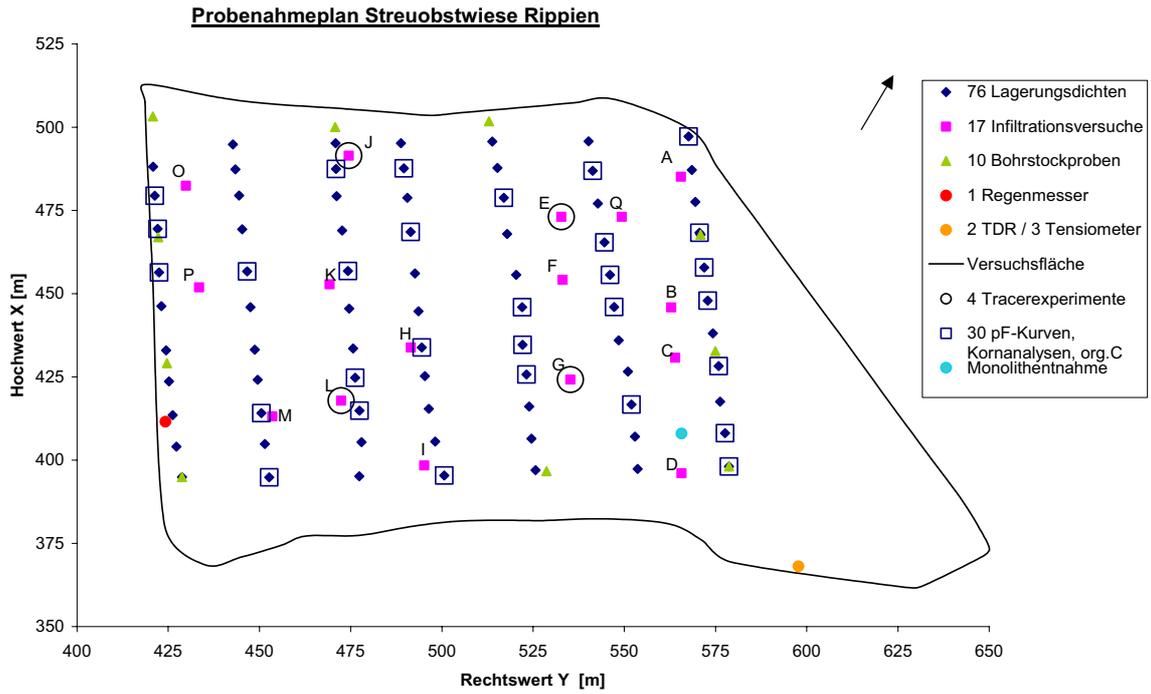


Abbildung 5.1.: (a) Probenahmeplan Versuchsfläche Rippien und (b) 3D-Darstellung

5.1.1. Aufbau eines bodenphysikalischen Messfeldes

Zur Validierung der skalierten bzw. reskalierten hydraulischen Funktionen wurden ein meteorologisches und bodenphysikalisches Messfeld aufgebaut. Die Modellanwendung sollte eine Beurteilung bezüglich der Aussagekraft der skalierten bodenhydraulischen Kennfunktionen liefern. Dafür wurde im Zeitraum vom 1.07.2003 bis 29.12.2003 ein Messfeld zur Bestimmung der meteorologischen Randbedingung Niederschlag und der bodenphysikalischen Komponenten Bodenwasserpotential und Bodenfeuchte eingerichtet.

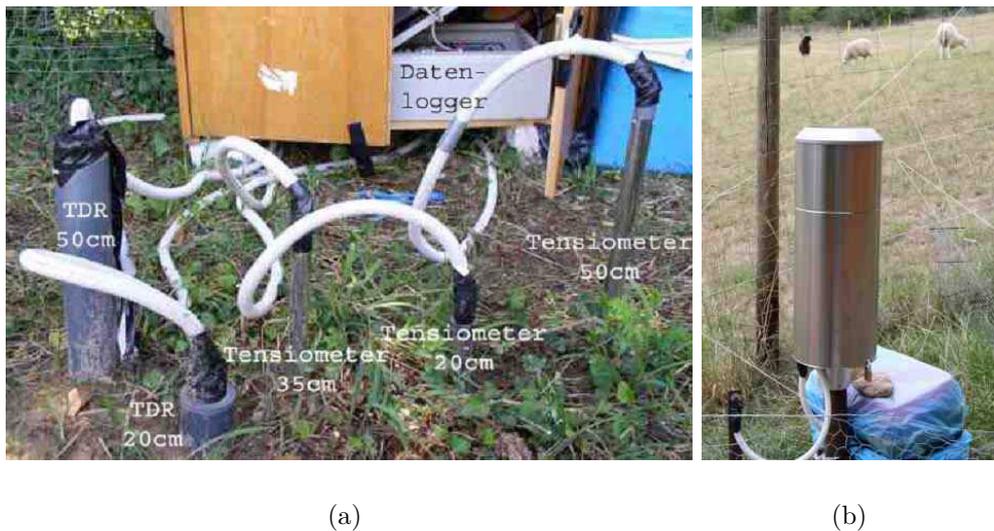


Abbildung 5.2.: Messfeld für Wassergehalt und Saugspannung des Bodens (a) sowie Niederschlagsmessstation (b)

Am nordwestlichen Rand des Untersuchungsgebietes wurde ein Niederschlagsmessgerät Typ Pluvio mit Wägeprinzip, 1 m über der Erdoberfläche installiert (Abb. 5.2b). Die Hauptwindrichtung nach Westen war somit offen und frei von Obstbäumen. Das Messintervall betrug 5 Minuten. Das Institut für Hydrologie und Meteorologie (TUD) stellte außerdem Daten der Temperatur, der relativen Feuchte und Sonnenscheindauer für einen vergleichbaren Standort zur Verfügung. Am südöstlichen Rand bzw. am Hangfuß der Versuchsfläche (Abb. 5.2a) erfolgte der Einbau von drei Tensiometern in 20, 35 und 50 cm Tiefe zur Bestimmung des Bodenwasserpotentials und zwei TDR-Sonden in 20 und 50 cm Tiefe zur Erfassung der Bodenfeuchte. Das Messintervall betrug 30 min. Auf Grund des sehr niederschlagsarmen Sommers 2003 trocknete der Boden stark aus und es entstanden Saugspannungen kleiner -900 cm. Somit konnten ab August 2003 keine Werte der Saugspannung mehr mit den Feldtensiometern gemessen werden. Andere Messgeräte wie z.B. Gipsblöcke, welche eine größere Messspanne besitzen, standen nicht zur Verfügung.

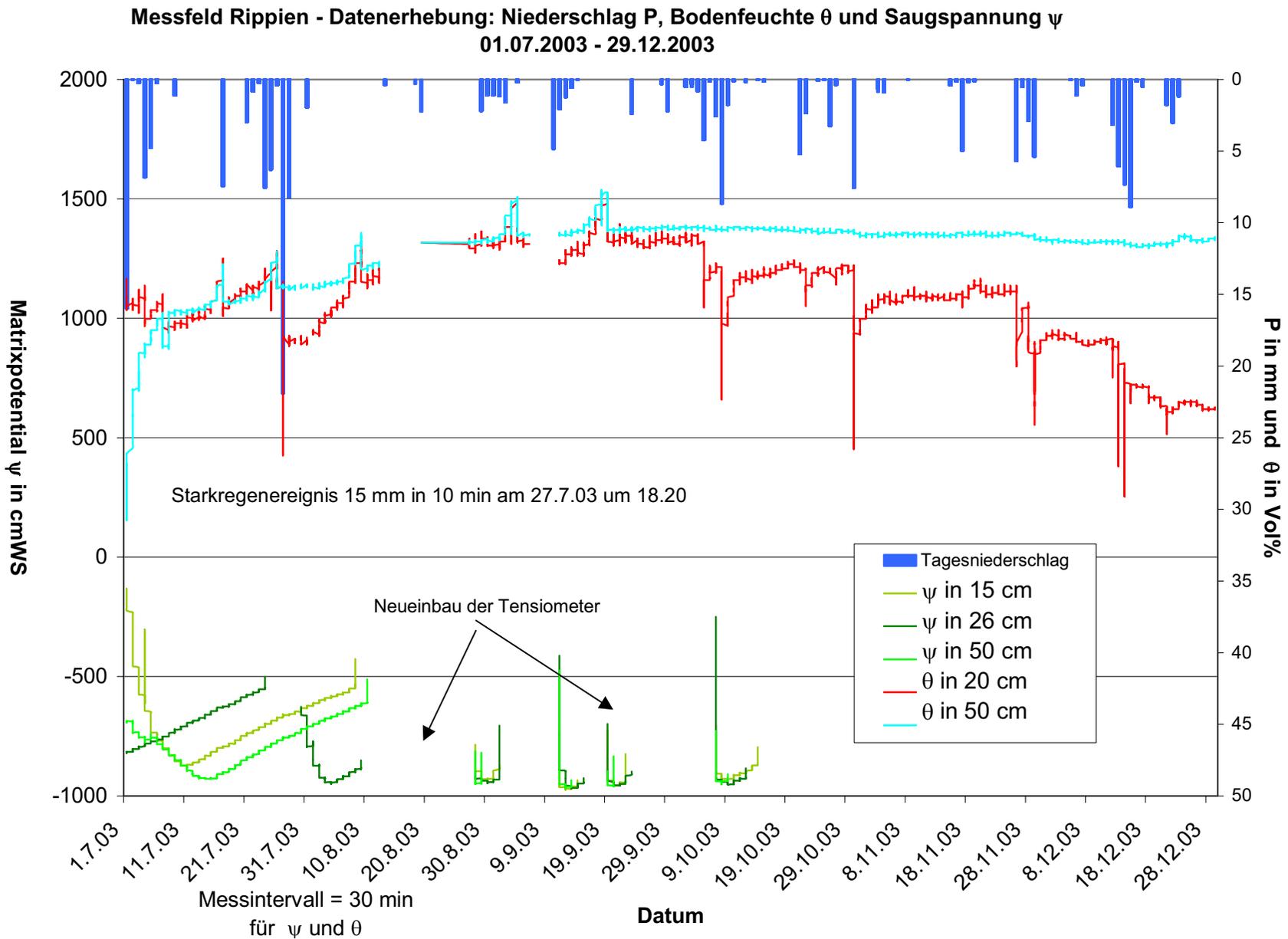


Abbildung 5.3.: Niederschlag, Bodenfeuchte und Bodenwasserspannung vom Messfeld Rippien

Ergebnisse

Abb. 5.3 zeigt den Verlauf des Tagesniederschlages P sowie der gemessenen Wassergehalte θ und der Matrixpotentiale ψ im Untersuchungszeitraum. Anhand des Starkregenereignisses vom 27.7.2003 mit 15 mm Niederschlag in 10 Minuten ist die Reaktion der TDR-Sonde in 20 cm Tiefe sehr gut zu erkennen. Keine Reaktion der Bodenfeuchte zeigte dagegen die Sonde in 50 cm Tiefe.

In 20 und 35 cm Tiefe wurden Proben zur Korngrößenanalyse genommen (Anhang Tab. A.4). Als Bodenart wurde ein schwach und mittel toniger Schluff bestimmt.

5.1.2. Bestimmung von Bodeneigenschaften

Für die Untersuchung der Variabilität der bodenhydraulischen Kennwerte wurden im Februar 2002 zunächst in einem etwa 10 x 25 m Raster 76 ungestörte Stechzylinderproben (100 cm^3) entnommen. Die Probenahmepunkte sind in Abb. 5.1 als blaue Rhomben gekennzeichnet. Die Tiefe der Probenahme lag zwischen 15 und 20 cm unter Gelände. Auf Grund der hohen Durchwurzelung fand die Probenahme vorwiegend mittig zwischen den Obstbäumen statt, wobei auf sichtbare Fahrwege zwischen den Baumreihen vermieden wurde. Der anthropogene Einfluss der Verdichtung durch landwirtschaftliche Fahrzeuge sollte somit ausgeschlossen werden. Jedoch wurde bei den darauf folgenden K_s -Messungen festgestellt, dass der Boden an einigen Stellen trotzdem sehr stark verdichtet und damit keine Infiltrationsmessung möglich war. Deshalb fanden die K_s - und K_u -Messungen im Abstand von 2-3 m zu den bisherigen Messpunkten statt.

Nach der Bestimmung der Trockenrohdichten an 76 Standorten wurden an 10 Stellen, an denen die fünf geringsten und fünf höchsten Trockenrohdichten gemessen wurden, im April 2002 je 3 Proben entnommen. Um eine statistisch relevante Aussage zu treffen, wurden Ende November 2002 nochmals 20 Bodenproben entnommen, wiederum an den Punkten des Rasters, die in dem Randspektrum der Trockenrohdichte lagen. An den insgesamt 30 Messpunkten wurden pF-Kurven im Labor aufgenommen, anschließend die Trockenrohdichte, das Gesamtporenvolumen, der organische Kohlenstoffanteil und die Korngrößenverteilung ermittelt.

Trockenrohdichte

Neben dem Porenanteil stellt die Trockenrohdichte TRD in g/cm^3 einen wichtigen Einflussfaktor auf die Wasserleitfähigkeit dar. Sie verhält sich umgekehrt proportional zum Porenanteil f und ist als Masse m_B der festen Bodenbestandteile bezüglich des Gesamtvolumens V definiert.

$$TRD = m_B/V \quad (5.1)$$

Unter der Annahme, dass die Dichte der Festsubstanz ρ_s annähernd 2.65 g/cm^3 beträgt, kann die Porosität f aus TRD berechnet werden (Gl. 5.2):

$$f = 1 - TRD/\rho_s \quad (5.2)$$

Es wurden zunächst an 76 Proben die Trockenrohdichten bestimmt, um einen Überblick des vorhandenen Wertebereiches zu erhalten (Abb. 5.4). Mit Hilfe eines geostatistischen Verfahrens wurden die Lageabhängigkeit und Zusammenhänge zu anderen Bodeneigenschaften untersucht (Reuter, 2002). Es konnten jedoch keine lageabhängigen Zusammenhänge festgestellt werden.

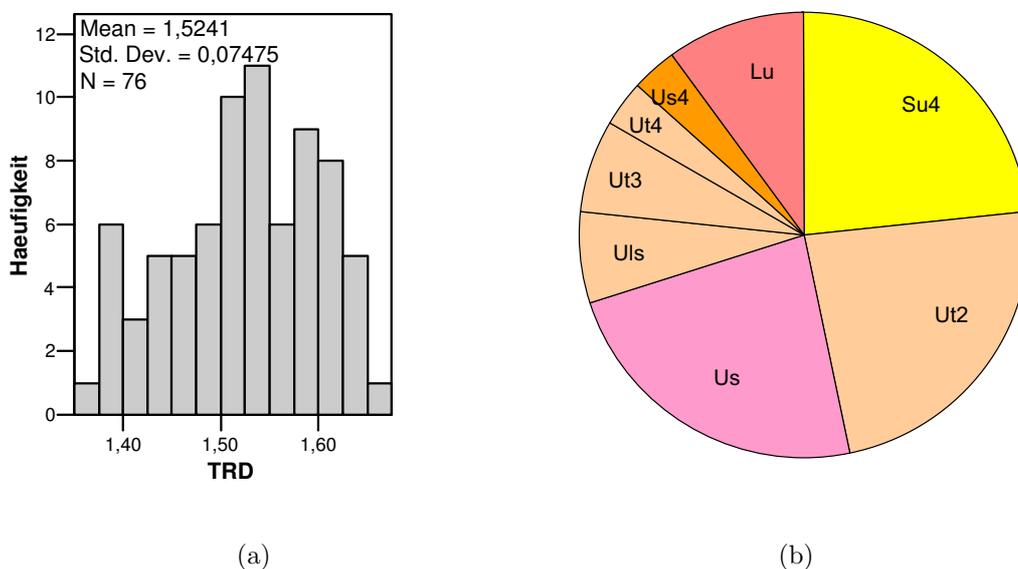


Abbildung 5.4.: Verteilung der Trockenrohdichten (a) und prozentualer Anteil der Bodenarten (b) auf der Versuchsfläche Rippien

Der Bereich der gemessenen TRD lag zwischen 1.35 bis 1.7 g/cm^3 , die mittlere Trockenrohdichte betrug 1.52 g/cm^3 und kann nach KA5 (AG Boden, 2004) einer mittleren Trockenrohdichte mit einem vorhandenen Makrogrob- und Makrofeingefüge zugeordnet werden. Bei der wiederholten Probenahme an 30 Standorten ergaben sich teilweise erhebliche Abweichungen bezüglich der Trockenrohdichte. Dies könnte sowohl auf anthropogene Einflüsse (wie das Verdichten des Bodens durch Traktoren) als auch auf die Probenahme selbst (Eintreiben des Zylinders) zurückzuführen sein. Die Variabilität der Trockenrohdichte diente hier als Grundlage für die mögliche Verteilung und Variabilität der weiteren Bodenparameter. Aus diesem Grund wurden die Standorte, die im Bereich der 15 höchsten und niedrigsten Werte der Trockenrohdichte vom Februar 2002 lagen, nochmals beprobt. An diesen 30 Proben wurden pF-Kurven sowie anschließend die Trockenrohdichte, die Korngrößenverteilung und der Anteil organischer Substanz bestimmt.

Korngrößenanalysen

Zur Bestimmung der Korngrößenverteilung wurde das kombinierte Sieb-Pipett- und Sedimentationsverfahren nach Köhn (DIN ISO 11277, 2002) genutzt. Dabei wird zunächst der Grobboden vom Feinboden durch ein Sieb mit 2 mm Maschenweite getrennt und durch Wiegen der Grobbodenanteil bestimmt. Mit der Nasssiebung werden Fraktionen von 0.063 bis 2 mm und mit der Pipettanalyse Fraktionen kleiner 0.063 mm bestimmt. Die Bodenart lässt sich anhand der Anteile von Sand, Schluff und Ton im Feinboden bestimmen. Im Untersuchungsgebiet überwiegen Schluffböden (Us, Ut2, Ut3, Ut4, Lu, Uls), vereinzelt treten am westlichen Oberhang Lehmsande (Su2) auf (vgl. Abb. 5.4). Die Sieblinien der 30 analysierten Proben sind in Abb. 5.5 dargestellt und weisen bereits auf dieser kleinen Versuchsfläche auf eine große Variabilität der Bodenarten und damit auf das bodenhydraulische Verhalten hin (vgl. Abb. 2.2). Aus den Korngrößenverteilungen lassen

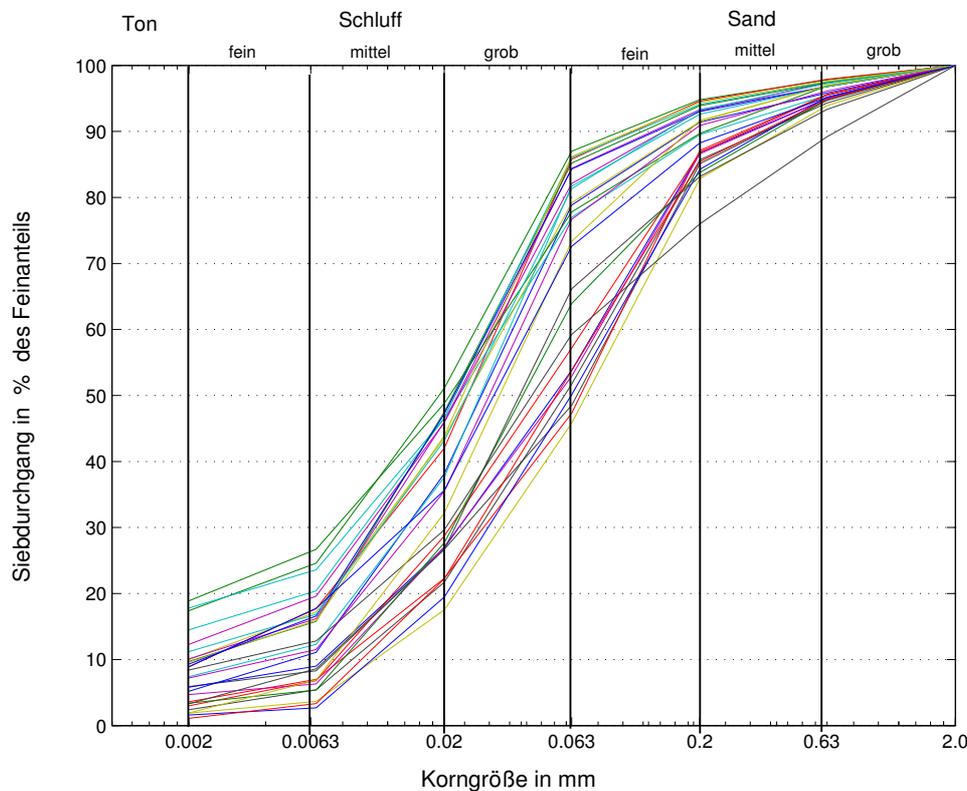


Abbildung 5.5.: Korngrößenverteilungskurven von 30 Proben

sich weitere charakteristische Parameter ableiten, wie der wirksame Korndurchmesser d_w :

$$d_w = \frac{\sum \Delta m_i}{\sum (\Delta m_i / d_i)} \quad (5.3)$$

mit der Masse Δm_i , die zu der Fraktion mit dem mittleren Korndurchmesser d_i gehört, der Unförmigkeitsgrad U :

$$U = d_{60} / d_{10} \quad (5.4)$$

und der mittlere Korndurchmesser d_{50} . Diese Parameter repräsentieren Eigenschaften der Korngrößenverteilung der einzelnen Proben und wurden deshalb ebenso als Skalierungsparameter untersucht, wie die Anteile der einzelnen Bodenklassen Sand, Schluff und Ton. Der Korndurchmesser der bei 10%, 50% und 60% des Siebdurchganges bestimmt wird, kann als d_{10} , d_{50} und d_{60} bezeichnet werden. Bei einigen Proben konnte kein d_{10} bestimmt werden, da erst ab einem größeren Prozentanteil des Siebdurchganges ein Wert vorlag. Insofern kann der Unförmigkeitsgrad nicht für alle Böden angewendet werden.

Organischer Kohlenstoffgehalt

Der Anteil an organischem Kohlenstoff C_{org} wurde an jeweils 10 g luftgetrocknetem Boden mit einem Korndurchmesser kleiner 2 mm nach DIN 18128 (2002) bestimmt. Die Gewichts-differenz der Probe nach 105 °C und 600 °C im Muffelofen ergab den Anteil an Humusabbauprodukten, die in diesem Bereich verglühen und gasförmig entweichen (Glühverlust). Der organische Anteil lag zwischen 2.9 und 5.05 Masse-% und entspricht damit einem mittel humosen Boden (Abb. 5.6).

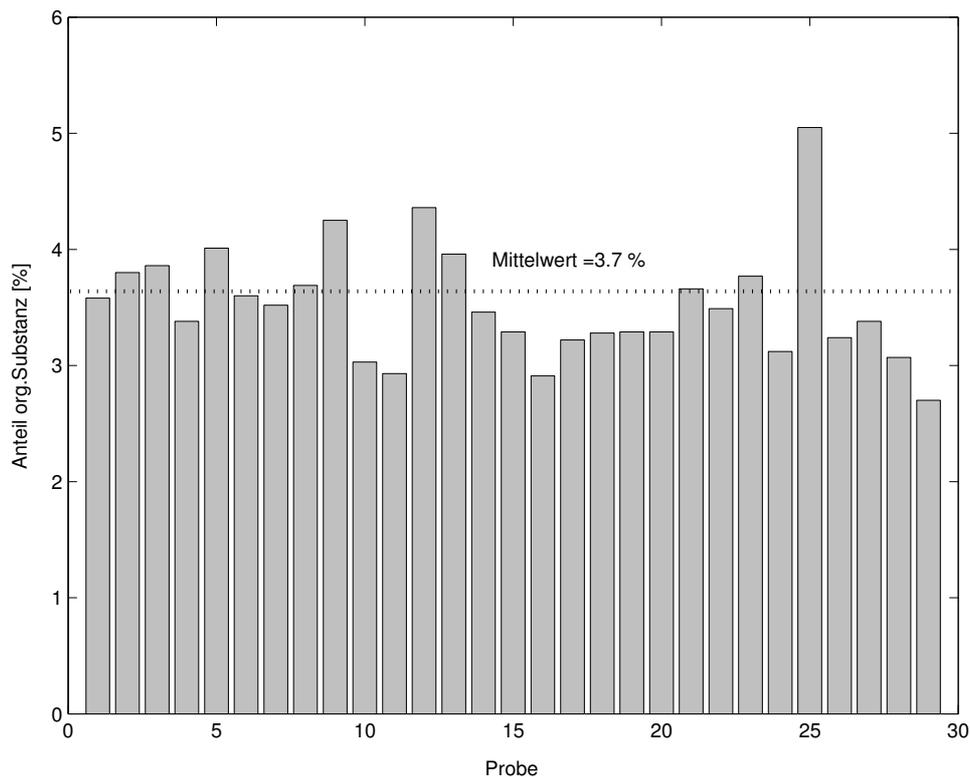


Abbildung 5.6.: Verteilung des organischen Kohlenstoffanteils

Dieses Verfahren hat mehrere methodische Fehlerquellen, die zu berücksichtigen sind. So geben Proben mit hohem Gips-, Ton- und Sesquioxidgehalten bei hohen Temperaturen Kristallwasser ab. Die Bildung von Eisenoxiden während der Verbrennung führt zu einer

Massenzunahme und ebenso kann bei carbonathaltigen Böden durch thermische Dissoziation CO_2 freigesetzt werden. Dies dürfte bei den vorliegenden Proben nicht der Fall sein, da der Boden auf carbonatfreiem Gestein entstand. Auch der Tonanteil der vorliegenden Proben war eher gering.

Einen Überblick der Messergebnisse zur Trockenrohdichte, Korngrößenanalyse und zum org. Kohlenstoffgehalt ist dem Anhang Tab. A.2 zu entnehmen.

5.1.3. Bestimmung von bodenhydraulischen Charakteristiken

Bestimmung von Retentionskurven

Für die Bestimmung der pF-Kurven wurden Bodenproben mit einem Volumen von 100 cm^3 zunächst im Labor gewogen und dann in einem Sandbad mit Wasser über mehrere Tage langsam aufgesättigt. Die ersten 10 Proben vom Februar 2002 wurden schrittweise bis pF 2.17 (-150 cm) im Unterdruckverfahren mit hängenden Wassersäulen bei pF 1.0, 1.3, 1.7, 1.9, 2.0 und 2.2 entwässert. Anschließend kam das Überdruckverfahren mit der Drucktopf-Apparatur der Firma Eijkelkamp für die pF-Stufen 2.5, 3.0, 3.5, 3.9 und 4.2 zur Anwendung.

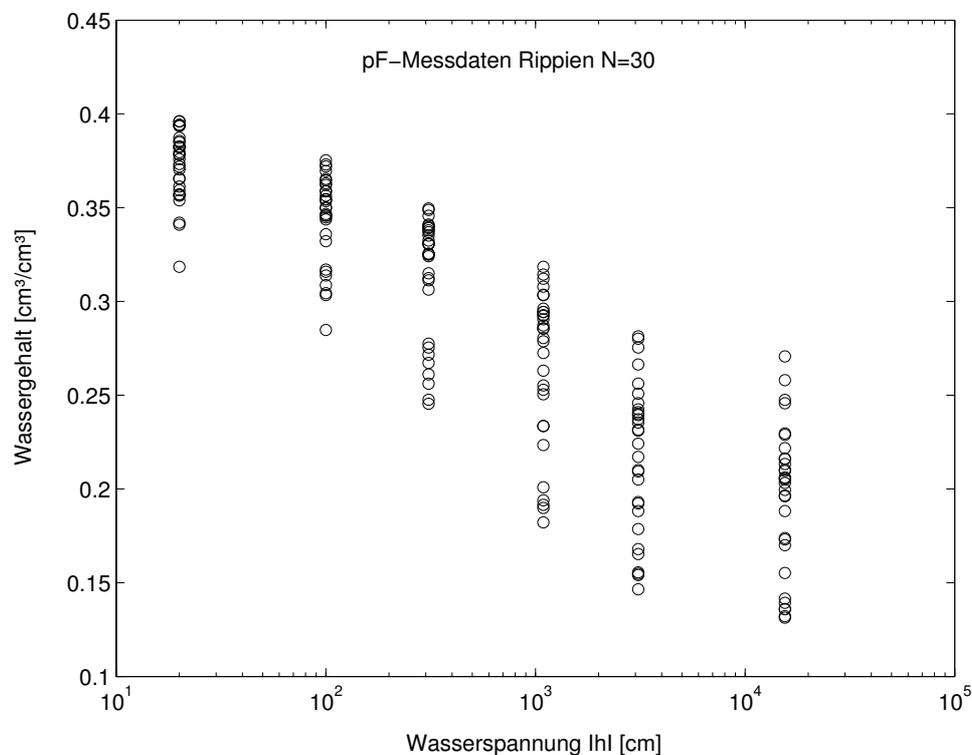


Abbildung 5.7.: 30 gemessene pF-Kurven

Bei weiteren 20 Proben (vom November 2002) wurde aus zeitlichen Gründen der sukzessive Wasserentzug nur im Überdruckverfahren bei pF 1.3, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5 und 4.2 gemessen. Insgesamt standen damit für die Datenanalyse 30 pF-Kurven zur Verfügung. Einen Überblick der bodenhydraulischen Variabilität bezüglich der gemessenen pF-Kurven gibt Abb. 5.7 wieder. Die Messwerte können dem Anhang A.5 und A.6 entnommen werden.

Bestimmung der gesättigten Leitfähigkeit

Zur Bestimmung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit wurden auf der Versuchsfläche 16 Infiltrationsmessungen mit dem Doppelringinfiltrometer vorgenommen. Bei dem Doppelringinfiltrometer handelt es sich um ein stationäres Messverfahren (konstanter Überstau), bei dem die Infiltrationsrate im Feld bestimmt wird.

Der Vorteil von Doppelringinfiltrometern besteht in der Minimierung der lateralen Komponente durch den Außenring, so dass im Innenring eine möglichst eindimensionale vertikale Strömung erreicht wird. Zu Beginn der Messung ist die Infiltrationsrate in Abhängigkeit der Bodenart und dem Austrocknungszustand hoch. Im zeitlichen Verlauf nähert sie sich asymptotisch der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit an. Die ermittelten K_s -Werte stellen somit einen Stützpunkt bzw. den Maximalwert in der gesuchten Leitfähigkeitsfunktion dar.

Nach Durner et al. (1999) kann die gesättigte Leitfähigkeit im Feld auf Grund von Luft einschläüssen nie erreicht werden, so dass der gemessene K_s -Wert mit einem Faktor f_k multipliziert werden muss. Nach Wu et al (1997) lässt sich f_k wie folgt berechnen:

$$f_K = \frac{H + \psi/K_s}{z + r/2} \quad (5.5)$$

woraus für die Endinfiltrationsrate i_f folgt:

$$i_f = f_K \cdot K_s \quad (5.6)$$

Es ist zu erkennen, dass sich die Endinfiltrationsrate aus drei Flusskomponenten zusammensetzt. Die Hauptkomponente ist die gesättigte Leitfähigkeit, dazu kommt ein linearer Anteil, der von der Überstauhöhe H abhängt und ein lateral bedingter Anteil. Die laterale Komponente und die Überstauhöhe hängen invers vom Außeninfiltrometerradius r und der Einbautiefe z ab. Über das Anfangsmatrixpotential ψ kann der Einfluss von der Bodenart und dem Austrocknungsgrad beschrieben werden.

Versuchsaufbau

Die Messapparatur (Abb. 5.8), bestehend aus einem Innenring ($d=0.31$ m) und einem Außenring ($d=0.6$ m), einem Wasserbehälter mit 15 l Fassungsvermögen und einem Ventil

zum Konstanthalten des Wasserstandes (1-2 cm) im Innenring. Weiterhin waren für eine Messung ca. 50 l Wasser notwendig.

Da die Versuchsfläche an einem Hang lag, musste die Fläche zunächst präpariert werden. Dazu wurde die Grasnarbe entfernt und mit Spachtel und Wasserwaage eine ebene Fläche angelegt. Anschließend konnten die beiden Stechringe und die Messapparatur installiert werden.

Die Bestimmung des Anfangs- und Endwasserwassergehaltes des Bodens erfolgte mit einer TDR-Sonde im Umfeld der Stechringe bzw. nach der Infiltration im Innenring. Aus den im Labor ermittelten pF-Kurven wurde anschließend das Anfangsmatrixpotential mit dem Anfangswassergehalt abgeschätzt.



Abbildung 5.8.: Doppelring- und Tensionsinfiltrometer

Ergebnisse

Die ermittelten K_s -Werte lagen im Messbereich von 78.6 bis 2838 cm/d (Tab. 5.2). Das Messergebnis von Standpunkt J wurde als Ausreißer definiert (siehe Kap. 6.1), welcher auf die geringe Bodenmächtigkeit, den hohen Skelettanteil bzw. die anstehende Zersatzzone des Sandsteines zurückzuführen ist. Bei Standort D fallen die geringe Endfeuchte und der hohe K_s -Wert auf, welche auf einen hohen Anteil von Sekundärporen schließen lassen.

Bei der Berechnung der Endinfiltrationsrate i_f ergab sich trotz der unterschiedlichen Anfangsfeuchten/Matrixpotentiale und Endinfiltrationsraten sowie einer Einstauhöhe von 1.5 cm stets ein Faktor von $f_k=1.08$. Die mittlere gesättigte Leitfähigkeit K_s betrug 182 cm/d bzw. die Endinfiltrationsrate 196.5 cm/d und ist damit charakteristisch für den Bereich der Schluffböden. Nach Kuntze et al. (1994) wird dieser Wert als sehr hoch eingestuft und für Horizonte mit einer guten Gefügeentwicklung beschrieben. Auf Grund der guten Durchwurzelung der Streuobstwiese scheinen diese Werte plausibel.

Tabelle 5.2.: Ergebnisse der gesättigten Leitfähigkeit K_s

Standort	θ_a [%]	θ_e [%]	K_s [cm/d]	i_f [cm/d]	Bodenart
A	22.8	38.3	192.0	207	Us
B	22.0	49.0	262.3	283	Ut2
C	24.4	47.2	140.7	152	Lu
D	24.0	27.0	247.9	267.7	Us
E*	18.6	42.3	128.6	138.9	Su4
F	17.5	35.6	144.5	156.1	Us
G*	20.5	43.1	107.4	116.0	Ut2
H	18.1	42.8	105.6	114	Ut3
I	25.3	41.0	188.6	203.7	Ut2
J*	6.7	31.6	2837.9	3063.9	Su4
K	12.4	35.0	78.6	84.9	Us
L*	23.5	45.7	95.7	103.3	Ut4
M	23.2	44.9	145.9	157.6	Uls
O	11.9	30.1	247.4	267.2	Su4
P	10.7	41.0	130.1	140.5	Su4
Q	21.4	30.3	482.3	520.8	Ut2

* Standorte mit Tracerversuchen

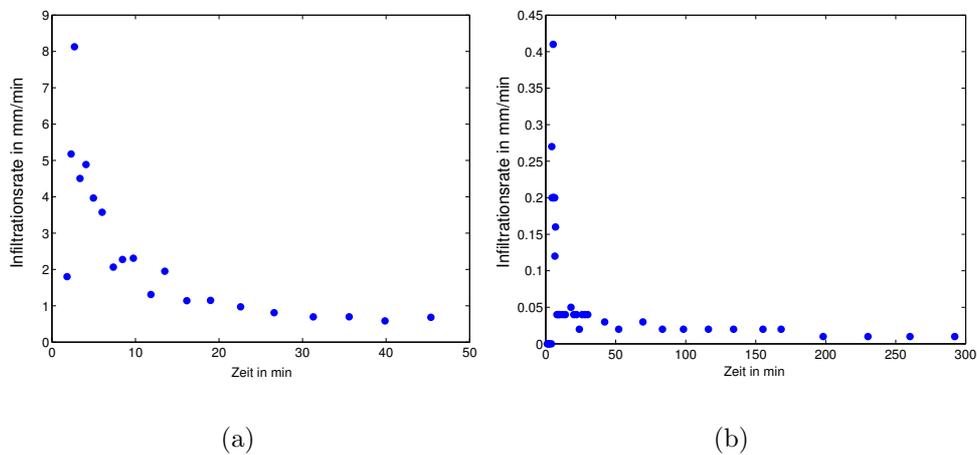


Abbildung 5.9.: Zeitlicher Infiltrationsverlauf a) Doppelringinfiltrometer b) Tensionsinfiltrometer am Standort L

Bestimmung der ungesättigten Leitfähigkeit

Mit dem Tensionsinfiltrometer konnte ein weiterer Stützpunkt der Leitfähigkeitscharakteristik bestimmt werden. Von besonderem Interesse gilt der Bereich nahe Sättigung, weil hier die Wirkung der Sekundärporen am größten ist. Bei Sättigung bilden sie einen An-

teil von gut vernetzten Poren und führen demzufolge auch zu einem hohen K_s -Wert. Bei der Entwässerung werden zuerst die großen Poren entwässert und so fällt ihr Anteil an der Gesamtleitfähigkeit weg. Wie groß die ungesättigte Leitfähigkeit in diesen Bereich ist und welchen Einfluss der Sekundärporenanteil daran hat, wurde mit Anfärbeeexperimenten untersucht.

Auf der Versuchsfläche wurden Versuche an sieben Standorten (A, B, D, E, G, J und L - vgl. Abb. 5.1) mit einem angelegtem Unterdruck von -8 bis -10 cm durchgeführt. Eine konstante Infiltrationsrate wurde erst nach 2 bis 3 Stunden erreicht.

Versuchsdurchführung

Die Messapparatur (Abb. 5.10) stellt dem Boden Wasser zur Verfügung, welches einen geringeren Druck als der Luftdruck der Atmosphäre aufweist. Bevor das Messgerät zum Einsatz kommt, muss die Nylonmembran 24 Stunden gewässert und die Bodenoberfläche präpariert werden. Um einen optimalen Kontakt zwischen Boden und Membran zu gewährleisten wurde als Kontaktmaterial eine dünne Schicht aus feuchtem Quarzsand aufgetragen. Mit dem Öffnen des Hahnes am Luftröhrchen (vgl. Abb. 5.10) begann die Messung. Die Höhe z_1 entspricht dem angelegten Unterdruck. Weitere Einzelheiten zum Aufbau und Funktionsweise eines Tensionsinfiltrometers sind in Durner et al. (1999) beschrieben.

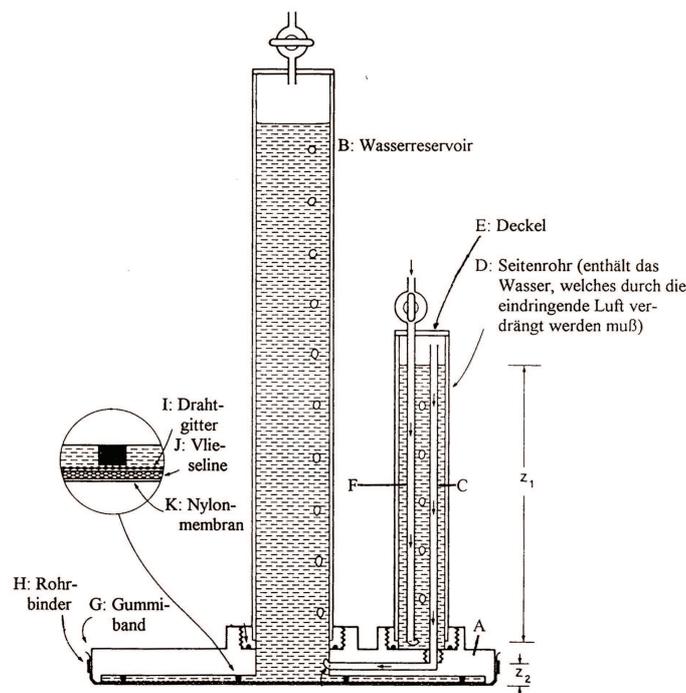


Abbildung 5.10.: Aufbau eines Tensionsinfiltrometers nach Perroux and White (1988)

Zur Berechnung der ungesättigten Leitfähigkeit waren Messungen des Bodenwassergehaltes θ_i und θ_e vor und nach dem Versuch notwendig. Diese wurden mittels einer TDR-Sonde bestimmt.

Ergebnisse

Die Berechnung der ungesättigten Leitfähigkeit Ku basiert auf dem Verfahren von Wooding (1968), welche die 3D-Infiltration aus einer Kreisfläche beschreibt. Weitere Annahmen von Philip and Knight (1974) und White and Sully (1987) führten zu der Gleichung:

$$Ku = \frac{q_e}{\pi r^2} - \frac{4bSo^2}{\pi r(\theta_e - \theta_i)} \quad (5.7)$$

mit der Endinfiltrationsrate q_e , dem Radius der Membran $r=10.5$ cm, einem empirischen Faktor $b=0.55$ und der Sorptivität So , die sich aus der Anfangsphase des Versuches ergibt, sowie dem Anfangswassergehalt θ_i und dem Endwassergehalt θ_e . Die Sorptivität beschreibt die Wirkung des Matrixpotentials in der Anfangsinfiltrationsphase, wenn der Einfluss der Gravitation noch vernachlässigt werden kann. Sie ist von den hydraulischen Eigenschaften des Bodens und vom Anfangswassergehalt abhängig und berechnet sich nach Gl. 5.8 aus der flächenbezogenen kumulativen Infiltration $\sum I$ (cm) nach der 4. bis 5. Messung bzw. nach den ersten 1-2 Minuten und der dazugehörigen Zeitdauer t :

$$So = \frac{\sum I}{\sqrt{t}} \quad (5.8)$$

Tabelle 5.3.: Ergebnisse der ungesättigten Leitfähigkeit Ku

Standort	θ_i	θ_e	h	So	q_e	Ku	i_f	Bodenart
	[Vol%]	[Vol%]	[cm]	[cm/ \sqrt{d}]	[cm ³ /d]	[cm/d]	[cm/d]	
B	18	23	-8	2.13	15121.0	41.14	283.0	Us
D	18	24	-9	2.30	8105.0	15.03	107.0	Us
G*	19	24	-10	0.42	2427.0	6.77	267.7	Ut2
E*	15	20	-10	0.35	2224.8	6.25	138.9	Su4
A	21	28	-10	1.78	1936.4	2.36	207.0	Us
J*	8	11	-10	1.09	2346.0	4.73	3063.9	Su4
L*	21	24	-10	0.48	1105.7	2.68	116.0	Ut4

*Standorte mit Tracerversuchen

Die Standorte B und D zeigen im Vergleich zu den übrigen Standorten etwas höhere Ku -Werte (Tab. 5.3). Dies ist auf die Verwendung eines Stechringes um die Membranplatte bei den Messungen am Standort G, E, J und L zurückzuführen, womit das seitliche Wegfließen minimiert wurde. Der etwas geringe Unterdruck bei den ersten zwei Messungen könnte eine

weitere Ursache darstellen. Für weitere Untersuchungen wurden nur die 5 letzten Standorte mit einer angelegten Saugspannung von -10 cm genutzt, um eine Vergleichbarkeit der Werte zu gewährleisten. Die Endinfiltrationsrate i_f stammt aus den Doppelringinfiltrationsmessungen, welche parallel in unmittelbarer Nähe durchgeführt wurden. Diese Versuche zeigen bereits einen erheblichen Unterschied zwischen gesättigter und ungesättigter Leitfähigkeit bei einer Saugspannung von -10 cm. Die in Tab. 5.3 angegebenen Ku - und i_f -Werte weisen einen Unterschied der Leitfähigkeit von ein bis zwei Zehnerpotenzen auf. Der Einfluss von Sekundärporen ist somit nicht zu unterschätzen. Abb. 5.11 zeigt die Verteilung der 16 Ks - und 5 Ku -Werte in Abhängigkeit der Bodenart. Im Mittel konnte für das Versuchsfeld ein Ks -Wert von 189.9 cm/d und ein Ku -Wert von 4.4 cm/d gemessen werden. Eine Abhängigkeit von der Bodenart (Texturparameter) ist aus diesen wenigen Messungen noch nicht zu erkennen. Dazu sollten Tracerversuche genutzt werden, um den Anteil der Sekundärporen (Strukturparameter) zu bestimmen.

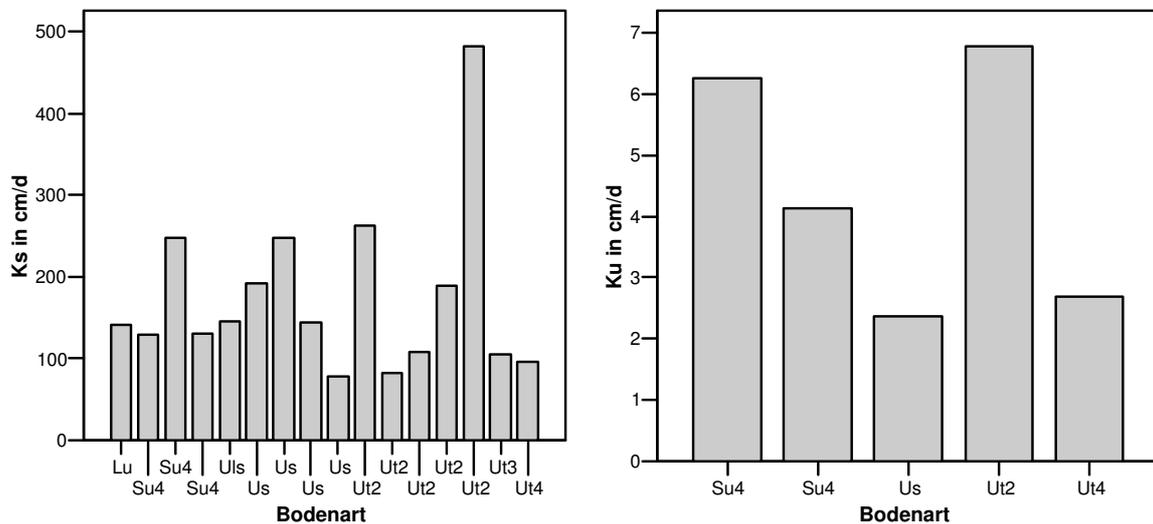


Abbildung 5.11.: Verteilung der 16 Ks - und 5 Ku -Messungen bezüglich der Bodenart

Bestimmung des präferentiellen Fließanteils mittels Tracerversuchen

Für die visuelle Erfassung des Sekundärporenanteils wurden vier Tracerversuche (Standorte vgl. Abb. 5.1) mit dem Lebensmittelfarbstoff Brilliant Blue FCF durchgeführt und mit einer Doppelringinfiltrationsmessung gekoppelt. In den Innenring wurde eine Brilliant Blue Lösung mit einer Konzentration von 4 g/l gegeben und anschließend die Infiltrationsmessung gestartet (Abb. 5.12). Die Messung endete nach dem Erreichen einer konstanten Infiltrationsrate. Am darauf folgenden Tag wurde der Boden im vertikalen Abstand von 5 cm horizontal abgetragen und fotografisch mit einer Digitalkamera dokumentiert. Dazu war es wichtig, die Lage des Innenringes zu markieren sowie die Kamera auf einem Stativ

in einer konstanten Höhe zu fixieren. Die schichtweise Abtragung erfolgte solange, bis kein Farbstoff mehr zu erkennen war oder bis zum Beginn der Zersatzzone (Messpunkt J). Mit dem Bildbearbeitungsprogramm Photoshop 7 erfolgte die Auswertung der Digitalbilder (Stäglich, 2003). Die Ergebnisse der Bildbearbeitung für den Standort L sind dem Anhang Abb. A.5 zu entnehmen.



Abbildung 5.12.: Farbtracer im Innenring des Doppelringinfiltrometers

Tabelle 5.4.: Ergebnisse der Anfärbeversuche (eingefärbter Flächenanteil in %)

Standort	J	G	E	L
Oberfläche	43.0	57.4	24.5	45.3
nach 05 cm	17.5	25.7	19.2	10.7
nach 10 cm	12.0	22.1	12.5	7.0
nach 15 cm	13.7	17.7	12.2	13.1
nach 20 cm	4.6	17.0	2.3	6.2
nach 25 cm		20.8	2.5	4.9
nach 30 cm		2.5	0.8	
nach 35 cm		2.9	0.3	
nach 40 cm		1.0	12.4	
nach 45 cm			2.4	
Bodenart	Su4	Ut2	Su4	Ut4
K_s [cm/d]	(2837.9)	107.4	128.6	95.7
K_u bei $h = -10$ cm [cm/d]	4.7	6.8	6.2	2.7

Ergebnisse

In Tab. 5.4 sind die gefärbten Flächenanteile mit zunehmender Tiefe dargestellt. Die Bestimmung des präferentiellen Fließanteils basierte auf der Fläche des Innenringes des Doppelringinfiltrimeters und betrug $706.8 \text{ cm}^2 = 100\%$ Fläche. Tendenziell ist zu erkennen, dass der präferentielle Fließanteil mit zunehmender Tiefe abnimmt. Nach den ersten 5 cm nehmen noch 10-25 % der Fläche am bevorzugten Fließgeschehen teil. Daraus resultiert, dass der relativ geringe Anteil von Sekundärporen jedoch einen großen Anteil am Fließvorgang hat. Der Vergleich zwischen gesättigter und ungesättigter Leitfähigkeit im Bereich nahe Sättigung (vgl. Tab. 5.4) zeigt die enorme Wirkung von Sekundärporen. Ein konstanter Faktor, der das Verhältnis zwischen K_u , K_s und der Sekundärporenverteilung beschreiben könnte, ist jedoch auf Grund der wenigen Messungen nicht ableitbar.

5.1.4. Säulenversuche im Labor

Für die Bestimmung von hydraulischen Kennfunktionen haben sich Säulenversuche im Labormaßstab bewährt, da sie einen wesentlich größeren Bodenausschnitt betrachten (Eching et al., 1994; Vereecken et al., 1997; Hollenbeck and Jensen, 1998; Hwang and Powers, 2003). Im Vergleich zu den gemessenen pF-Kurven mit einer Probengröße von $100\text{-}250 \text{ cm}^3$ können hier die strukturbedingten Parameter besser berücksichtigt werden. Vor allem die Auswertung der Messergebnisse mit der inversen Methode führte zur erfolgreichen Bestimmung der hydraulischen Eigenschaften von Böden (Dane and Topp, 2002; Zurmühl and Durner, 1998). Mit einem standardisiertem Laborexperiment könnten somit für jede Ähnlichkeitsklasse die Referenzfunktionen $\theta(h)$ und $K(\theta)$ abgeleitet werden.

Im August 2002 wurde ein Bodenmonolith zwischen den Messpunkten 10 und 18 entnommen. Die Probenahme erfolgte durch schrittweises Herausmodellieren des Monolithen von oben nach unten (Abb. 5.13a), um eine möglichst ungestörte und erschütterungsfreie Probenahme zu gewährleisten. Der Monolith wurde anschließend im Labor in die Anlage eingebaut (Abb. 5.14). Der Rand zwischen Boden und Behälterwandung wurde mit flüssigem Wachs verfüllt, um bevorzugte Fließwege am Rand zu vermeiden. Anschließend erfolgte von unten eine schrittweise Aufsättigung des Monolithen. Danach konnte mit dem Einbau der Messgeräte (Tensiometern und TDR-Sonden) begonnen werden. Folgende Daten des Monolithen wurden bestimmt:

- Volumen $\approx 5800 \text{ cm}^3$
- Durchmesser $\approx 18.5 \text{ cm}$
- Höhe = 21.0 cm
- Porenvolumen $f \approx 0.39$

- mittlere Trockenrohdichte $\approx 1.56 \text{ g/cm}^3$

Zur Bestimmung der Bodenart wurden in drei Tiefen Proben zur Korngrößenanalyse entnommen (Anhang Tab. A.4). Die Ergebnisse zeigen eine Schichtung in der Probe. So wurde in der oberen Schicht bis ca. 7 cm ein sandig-lehmiger Schluff (Uls) und in der unteren Schicht ein schwach toniger Lehm (Lt2) analysiert.



(a)

(b)

Abbildung 5.13.: Entnahme eines Monolithen (a) und Monolith vor dem Einbau (b)

Der experimentelle Aufbau (Abb. 5.14) ist für eine optimale Informationsgewinnung zur Bestimmung bodenhydraulischer Parameter auf der Grundlage von Sternberg (1997) und Müller (2000) mit dem Ziel weiter entwickelt worden, für jede Ähnlichkeitsklasse die hydraulischen Kennfunktionen an einem Vertreter dieser Klasse optimal zu ermitteln. Diese Referenzfunktionen sind die Grundlage für einen Skalierungsansatz (Kap. 4.2).

Mit diesem Versuchsaufbau können Proben von einem Volumen bis zu 7.5 Liter (Höhe 22 cm, \varnothing 20 cm) untersucht werden. Der Bodenmonolith steht auf einer wasserdurchlässigen, aber luftundurchlässigen gesättigten Keramikplatte mit einer Leitfähigkeit von $K_s = 42.34 \text{ cm/d}$ und einem Lufteintrittspunkt von 0.5 bar. Eine dünne Kaolinitischicht wurde auf die Keramikplatte aufgebracht, um den hydraulischen Kontakt zum Bodenmonolithen zu verbessern. Über zwei Anschlüsse an der Bodenplatte erfolgte die Steuerung der unteren Randbedingung (Drucksensor sowie die Wasserzu- und abführung). Die Zu- und Abflüsse am Behälter wurden gravimetrisch gemessen. Die oberen und unteren Randbedingungen waren je nach Versuchstyp einstellbar. Über die eingebauten Tensiometer

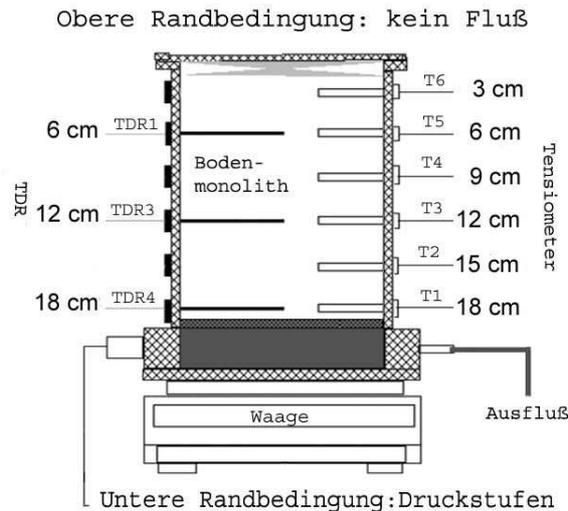


Abbildung 5.14.: Schematischer Geräteaufbau des Laborstandardexperimentes

und TDR-Sonden waren kontinuierliche Messungen der Matrixpotentiale und der Wassergehalte möglich. Größere Probleme bereitete die Eichung der Zweistab-TDR-Sonden von der Firma Campbell. Zwar konnte hier das Signal bzw. die Längenlaufzeit direkt gemessen und die entsprechende Dielektrizitätskonstante berechnet werden, jedoch waren die angegebenen Gleichungen zur Umrechnung in Wassergehalte unzureichend.

Die Datenerfassung und -speicherung erfolgte mit einem Minilogger und einer PC-Meßkarte von National Instruments, gesteuert mit einem LabView-Programm.

Multistep Outflow Versuche (MSO)

Ausgehend von einer vollständigen Sättigung der Bodensäule mit deionisiertem und entgastem Wasser konnte durch schrittweises Absenken der unteren Randbedingung (RB), d.h. durch Anlegen eines zunehmenden Unterdruckes an der Bodenplatte, eine axiale Entwässerung der Bodensäule erreicht werden. Die Oberfläche war verdunstungsgeschützt, gleichzeitig aber ein Luftzutritt gewährleistet. Die obere Randbedingung ist daher für den Wasserfluss gleich Null. Über die Wägung des Monolithen wurden der kumulative Ausfluss ($\sum Q$) und die Ausflussrate bestimmt.

Es fanden zwei MSO-Versuche an dem Monolithen aus Rippien statt. Der Tab. 5.5 sind die Daten des Versuchsdurchlaufes zu entnehmen. Die Druckschritte der stufenweisen Absenkung der unteren RB wurden aus den Ergebnissen zur Bestimmung der pF-Kurve abgeleitet (Kap. 5.1.3). Aus dem Entwässerungsverhalten dieser Proben ließen sich so die Druckstufen bestimmen, bei denen die Proben am sensitivsten reagierten. Bei einer unteren RB von -10 cm konnten die größten Wasservolumenänderungen festgestellt werden. Dies spiegelt sich auch bei den MSO-Versuchen wieder.

Tabelle 5.5.: Versuchsdurchlauf der MSO-Versuche 1 und 2

MSO1			MSO2		
RB [cm]	Zeitdauer [h]	$\sum Q$ [cm]	RB [cm]	Zeitdauer [h]	$\sum Q$ [cm]
+24	0	0	+24	0	0
-8.7	26.6	0.29	-11.3	26.6	0.39
-20.0	22.7	0.38	-21.5	22.7	0.47
-44.2	25.7	0.48	-46.8	25.7	0.55
-87.80	43.6	0.58	-89.1	43.6	0.63
-138.5	101.1	0.70	-149.1	101.1	0.78
			-198.2	158.0	0.91

Die untere Randbedingung wird von einem Unterdruckerzeuger mit Windkessel und über einen Druckkonstanter eingestellt, der den Druck über ein Magnetventil reguliert. Da es dabei zu einer Verzögerung kommt, schwankt der Druck und damit die erwünschte Randbedingung um 1 bis 2 cm. Die in Tab. 5.5 aufgeführten Randbedingungen sind daher Mittelwerte über die Zeitdauer der Druckstufe. Die Druckstufe wurde geändert, sobald sich ein stationäres Fließverhalten einstellte und sich die Matrixpotentiale kaum noch änderten.

In Abb. 5.15 sind MSO1 und MSO2 in ihrem Verlauf dargestellt. Gut zu erkennen ist der stufenförmige Verlauf der unteren Randbedingung und die Reaktion der Tensiometer. Das unterste Tensiometer T1 in 18 cm Tiefe reagierte am stärksten und erreichte auch die niedrigsten Matrixpotentiale. Da bei MSO1 bereits bei -140 cm ein Lufteintritt unter der Keramik auftrat, musste der Versuch abgebrochen werden. Dagegen konnte bei MSO2 eine untere Randbedingung bis -200 cm eingestellt werden. Obwohl versucht wurde, möglichst gleiche Randbedingungen (Unterdruck und Zeitintervall) einzuhalten, ergab sich ein Unterschied bei der kumulativen Entwässerung (Tab. 5.5). Ein Grund hierfür könnte der Hystereseeffekt des Bodens sein, der einen unterschiedlichen Verlauf zwischen Be- und Entwässerung verursacht (siehe auch Abb. 2.1). Dadurch werden zum Teil nicht mehr alle Poren mit Wasser gefüllt und Luft teilweise eingeschlossen (bottle neck Effekt). Um das Einschließen von Luft zu minimieren, erfolgte die Aufsättigung schrittweise und sehr langsam. Dennoch ergaben sich bei MSO2 größere Volumenänderungen pro Druckstufe im Vergleich zu MSO1.

Nach Beendigung des MSO 2 wurde der Monolith wieder gesättigt und die hydraulische Leitfähigkeit der Bodensäule mit konstantem Gefälle bestimmt (Busch et al., 1993). Es konnte ein Wert von $K_s=5$ cm/d ermittelt werden, welcher nach KA5 (AG Boden, 2004) einer geringen hydraulischen Leitfähigkeit entspricht.

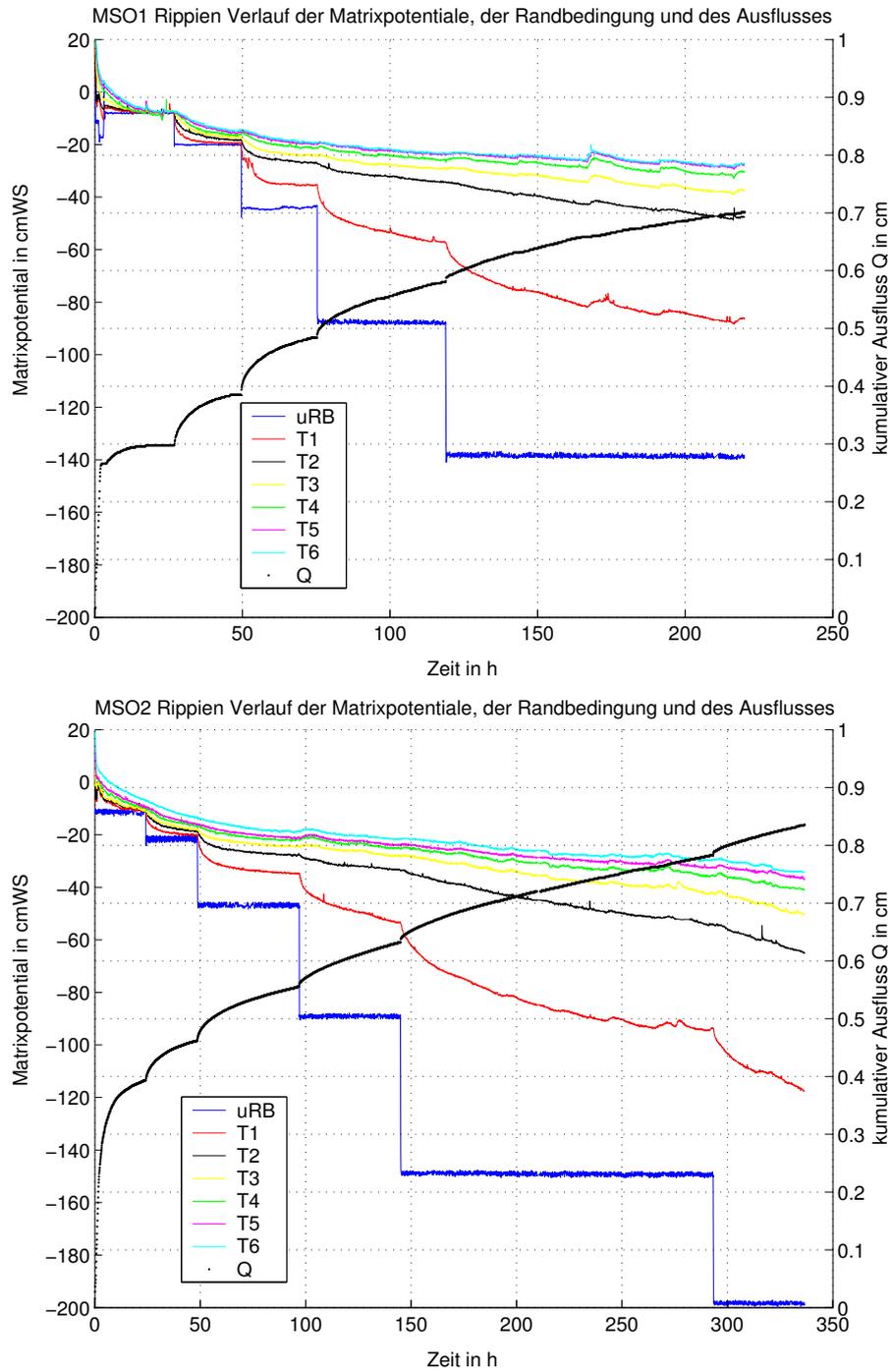


Abbildung 5.15.: Verlauf der Matrixpotentiale, der unteren Randbedingung, des kumulativen Ausflusses

Verdunstungsversuch

Nach der Aufsättigung des Monolithen wurde der Zufluss an der Bodenplatte unterbrochen und die Abdeckung vom Monolithen entfernt. Über die stetige Wägung der Bodenprobe konnte der Anteil des Wassers, welches über die Bodenoberfläche frei verdunstete, bestimmt werden. Der Versuch dauerte 19 Tage. In dieser Zeit verdunsteten insgesamt 643 ml, was einer Verdunstungsrate von 0.125 cm/d und einer Wassergehaltsänderung von 11.1 Vol.-% entspricht.

Bei dem Verdunstungsversuch wurde eine Saugspannung von bis zu -700 cm erreicht. Somit konnte der Bereich an Informationen für die Wassergehalts-Wasserspannungs-Beziehung im Vergleich zum MSO-Versuch erweitert werden (Abb. 5.16). Die Tensiometer T6 und T5, die sich am nächsten zur Bodenoberfläche befanden, erreichten nach 10 bzw. 16 Tagen ihren Messbereichsgrenze von ca. -700 cm. Die Auswertung des Versuches mit der inversen Methode erfolgte deshalb nur bis zum 10. Tag.

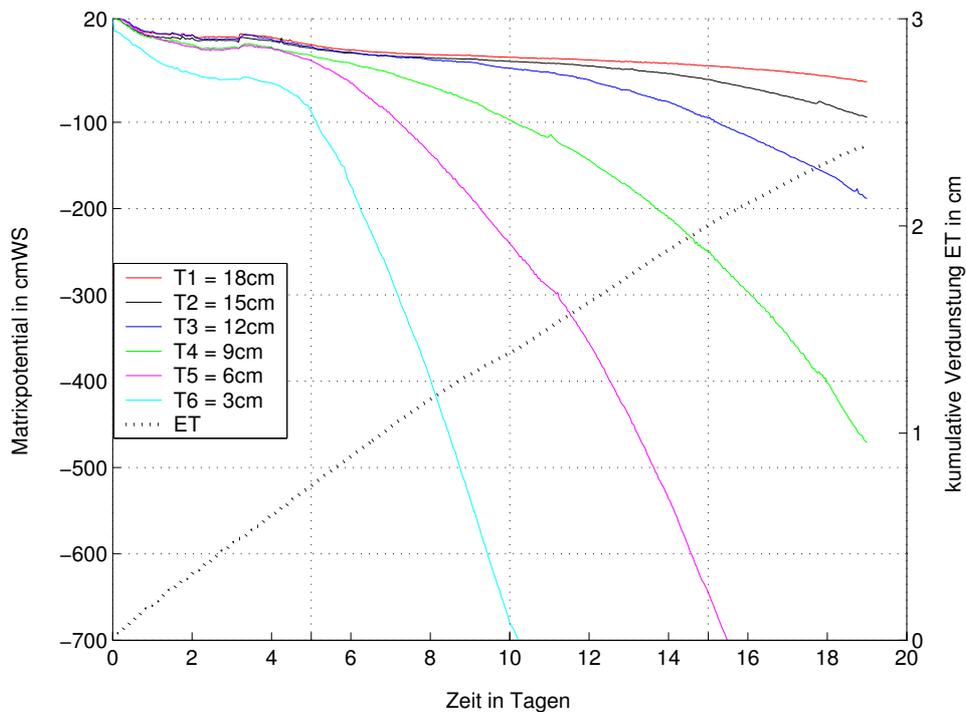


Abbildung 5.16.: Verlauf der Matrixpotentiale und der kumulativen Verdunstung

Farbtracerversuch

Zur visuellen Erfassung von präferentiellen Fließbahnen wurde ein Farbtracerversuch mit dem Farbstoff Brilliant Blue FCF durchgeführt. Die Konzentration betrug 4 g/l (in Anlehnung an Flury and Flühler (1995)). Brilliant Blue ist ein Lebensmittelfarbstoff und wird als ein konservativer Tracer angesehen, das heißt er verhält sich relativ neutral und verbindet sich nur schwach bis gar nicht mit Kationen. Er ist gut geeignet, um Fließwege aufzuzeigen. Der reale zeitliche Ablauf des Wassertransportes im Boden ist jedoch nicht möglich (Rawson, 2001).

Vor dem Beginn des Tracerversuches wurde der Monolith aufgesättigt und anschließend bei einer unteren RB von -50 cm bis zur Einstellung eines stationären Gleichgewichtes entwässert. Danach erfolgte die Aufbringung des Farbtracers über eine gesteuerte Beregnungsanlage mit einer Beregnungsrate von 6 ml/Stunde, um einen Überstau auf der Bodenoberfläche zu vermeiden. Nach 44.5 Stunden war der Tracerdurchbruch an der Bodenplatte erkennbar. Danach wurde die Tracerzufuhr gestoppt und noch ca. 2.8 l deionisiertes Wasser infiltriert.

Nach Beendigung des Perkolationsversuches wurde der Monolith ausgebaut, scheinweise von oben in 1-cm Schritten abgetragen und mit einer Digitalkamera fotografiert (Abb. 5.17). Für die graphische Bearbeitung der Digitalfotos wurden die Bildbearbeitungsprogramme ADOBE Illustrator 10 und Photoshop 6 verwendet. Die Bestimmung des Anteils an präferentiellen Fließbahnen erfolgte durch Umwandlung des Digitalbildes

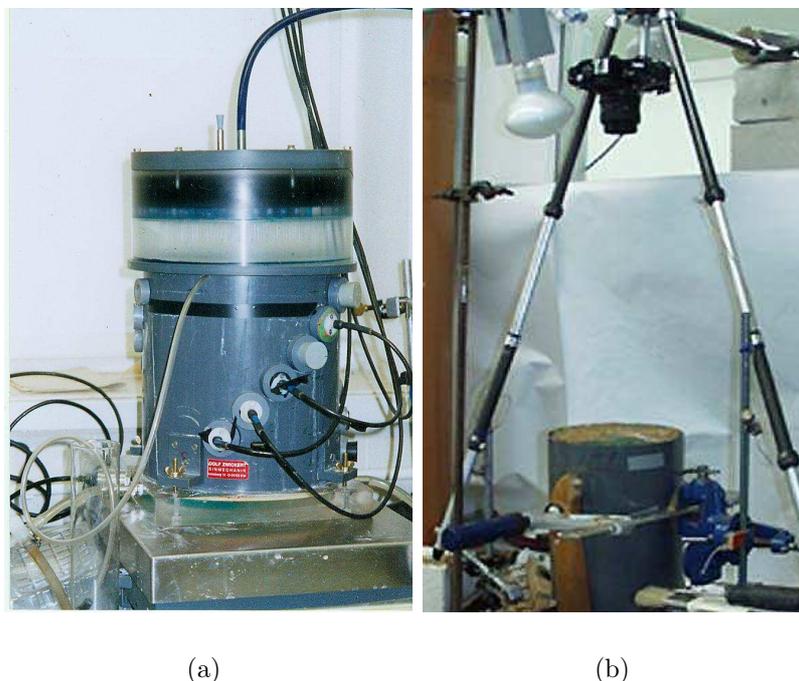


Abbildung 5.17.: Perkolationsversuch (a) und fotografische Dokumentation (b)

tungsprogramme ADOBE Illustrator 10 und Photoshop 6 verwendet. Die Bestimmung des Anteils an präferentiellen Fließbahnen erfolgte durch Umwandlung des Digitalbildes

in ein Schwarzweißbild, wie Abb. 5.18 zeigt. Die schwarzen Pixel stellen die Blaufärbung dar und die weißen Flächen den restlichen Bodenanteil. Eine detaillierte Vorgehensweise sowie die Schwarzweißbilder der einzelnen Schichten sind den Abbildungen A.2, A.3 und A.4 im Anhang zu entnehmen.



Abbildung 5.18.: Bildbearbeitung : Bestimmung des Blauanteils

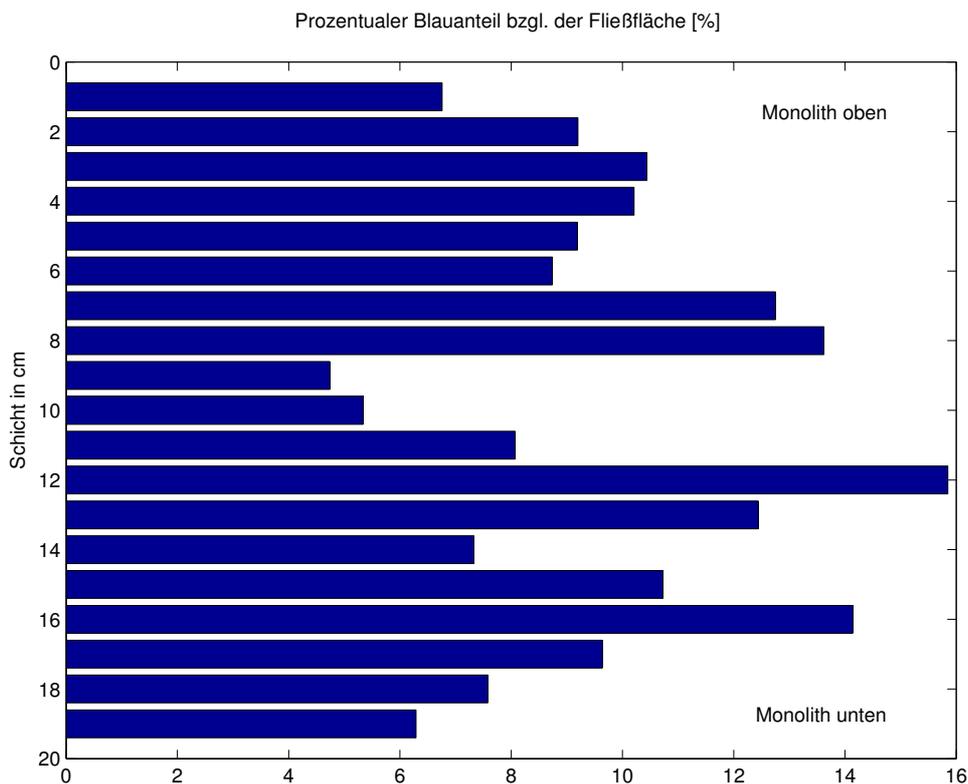


Abbildung 5.19.: Verteilung des prozentualen Anteils präferentieller Fließwege

Ein linearer Trend, wie bei den Feldtracerversuchen, konnte aus der Verteilung des präferentiellen Fließanteils in der Säule nicht gefunden werden (Abb. 5.19). Mögliche Ursachen könnten eine Verschlammung der Oberfläche, Randeinflüsse, die begrenzte räumliche Struktur und die bereits entwässerten großen Poren (uRB bei $h = -50$ cm) sein. Der Einfluss des Schichtwechsels in ca. 7 cm Tiefe vom sandig-lehmigen Schluff zum schwach

tonigem Lehm ist nur bedingt zu erkennen. Die Schwankungsbreite des blau eingefärbten Fließanteils nimmt zu und die erreichten Maximalwerte sind in der unteren Schicht zu verzeichnen. Die Blaufärbung findet vor allem im Randbereich statt (Abb. 5.18 und A.4). Eine Überlagerung von Randeffekten und wirklichen präferentiellen Fließwegen ist daher nicht auszuschließen, obwohl die Einwachsung des Monoliths gerade diese Effekte minimieren sollte.

5.2. Untersuchungsgebiet Tharandter Wald

Im Rahmen des DFG-Projektes “Grundlagen einer modellbasierten Klassifikation des Wasserhaushaltes von Waldstandorten in Mittelgebirgen “ (FE 504/2, 2005-2007) wurden vom Institut für Bodenkunde und Standortslehre der TU Dresden zwei Intensivmessstellen mit TDR-, FDR- und Tensiometerntechnik im Tharandter Wald (Sachsen) angelegt. Ziel des Projektes war der Aufbau eines modellgestützten Verfahrens zur objektiven Klassifikation des Wasserhaushaltes von Waldstandorten, insbesondere aus allgemein verfügbaren bzw. leicht messbaren Informationen (web1).

An jeweils zwei Profilen der Standorte Ankerstation (ASTW) und Buchhübel fanden umfangreiche Probenahmen zur Bestimmung bodenphysikalischer und chemischer Parameter statt. Ein Teil dieser Daten wurde freundlicherweise zur Verfügung gestellt. Die von Dr. K. Schwärzel im Labor ermittelten $\theta(h)$ - und $K(h)$ -Funktionen und die Ableitung ihrer VGM-Parameter sowie die Bestimmung typischer Bodeneigenschaften (Körnung, TRD...) bilden zusammen mit den von A. Menzer aufgenommen Profilbeschreibungen und den Bodenfeuchtemessungen aus den Intensivmessstellen eine ideale Grundlage zur Auswertung von hydraulischen Eigenschaften in Abhängigkeit ihrer Bodeneigenschaften mit dem Skalierungsansatz.

Die Aufnahme der hydraulischen Kennfunktionen $\theta(h)$ und $K(h)$ erfolgte an 250 cm³ Stechringproben mit der Ku-pF-Apparatur DT 04-01 der Firma UGT (web2) über die Verdunstungsmethode. Mit dieser Messeinrichtung kann die ungesättigte Leitfähigkeit kleiner 10 cm/d in Abhängigkeit des Wassergehaltes und der Wasserspannung bestimmt werden. Je Durchgang sind bis zu 10 Proben simultan messbar. Die Erfassung der Fließrate erfolgte durch periodisches Wiegen sowie der Messung des hydraulischen Gradienten über zwei Tensiometer im 30 Minutentakt. Die Waage besitzt eine Genauigkeit von 0.01 g und der Messbereich der Tensiometer liegt zwischen 0 bis -700 cm.

Mit Hilfe der Windschen Methode (Wind, 1968) wurde zunächst aus dem dynamischen Versuchsverlauf eine pF-Kurve sowie die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit zu unterschiedlichen Druckstufen bestimmt (vgl. Verdunstungsversuch Kap. 6.3.3). Mit diesen Ergebnissen und zwei weiteren Messwerten des Wassergehaltes bei pF3 und pF4.2 (im Drucktopf) erfolgte mit dem Programm RETC (Leij et al., 1992) eine Anfitting von ste-

tigen pF-Kurven und $K(h)$ -Funktionen über die Optimierung der VGM-Parameter. Zur Anfittung der $K(h)$ -Funktion wurden nur die VGM-Parameter K_s und τ zur Optimierung freigegeben, n und α_{VG} aus der Anpassung der pF-Kurve blieben konstant (Schwärzel et al., 2006b). Der gesättigte Wassergehalt sowie der Restwassergehalt wurden gravimetrisch bestimmt. An den gleichen Proben erfolgte im Anschluss die Bestimmung der Trockenrohddichte TRD , der Anteil der organischen Substanz C_{org} , des Stickstoffgehaltes N sowie eine Körngrößenanalyse nach Köhn DIN ISO 11277 (2002).

5.2.1. Profile an der Ankerstation Tharandter Wald (ASTW)

Die Profile befinden sich auf dem ökologischen Messfeld der ASTW (RW:5399382, HW:5648530) im Forstrevier Tharandt auf einer Höhe von 379 m ü. NN. Als Bodentyp wurde dem Profil ASTW 11 eine Braunerde (BBn) mit der Horizontabfolge Aeh-Bv1-Bv2-Bv3-BvSw zugeordnet (Abb. 5.20a). Die Bodenart nimmt im Profil vom schwach zum stark tonigen Schluff zu (Ut2-Ut4). Das südwestlich gelegene Plateau ist mit einem ca. 110 Jahre alten Fichtenbestand bestockt. Geologisch wird das Gebiet zur Nordabdachung des Osterzgebirges eingeordnet. Das anstehende Grundgestein, das im Oberkarbon bis Pleistozän entstand bzw. abgelagert wurde, setzt sich aus Quarzporphyr und Löß zusammen.

Das Vergleichsprofil ASTW 12 befindet sich ebenfalls auf der Messfläche und wurde als Braunerde-Pseudogley (BB-SS) kartiert. Einen Überblick zur Probenahmedichte sowie zu den gemittelten Bodenparametern je Horizont ist der Tab. 5.6 zu entnehmen. Insgesamt stehen für diesen Standort 53 pF-Kurven sowie 46 $K(h)$ -Kurven zur Auswertung bereit.

5.2.2. Profile am Buchhübel

Die Intensivmessfläche am Buchhübel wurde im Revier Hetzdorf an einem schwach geneigtem Hang mit nordnordwestlicher Exposition auf einer Höhe von 350 m ü. NN (Koordinaten RW: 5399747, HW: 5651815) angelegt. Es ist ein typischer Buchenstandort mit ca. 90 Jahre alten Rotbuchen. Als Bodentyp wurde am Profil Buchhübel 13 eine Pseudogley-Braunerde (SS-BB) mit der Horizontabfolge Aeh-Bv-BvSw-SwBv-CvSd bestimmt (Abb. 5.20b). Über das ganze Profil dominiert die Bodenart mittel toniger Schluff (Ut2). Das Vergleichsprofil "Buchhübel 14" wurde als Pseudogley-Parabraunerde kartiert. Auffallend ist der hohe Sandanteil im Bu-Horizont, der bedingt durch die periglaziale Schichtung entstanden sein könnte. Die Geologie vom Standort Buchhübel ist mit den Profilen der Ankerstation vergleichbar.

Einen Überblick der Probenanzahl sowie weiterer mittlerer Bodenparameter je Horizont können der Tab. 5.7 entnommen werden. Für diesen Standort stehen 38 pF-Kurven sowie 28 $K(h)$ -Kurven zur Verfügung.

Tabelle 5.6.: Profilbeschreibung ASTW 11 und 12

Profil 11 Hori- zont	Tiefe [cm]	Anzahl $\theta(h)$	Anzahl K(h)	Anteile [M.-%] Sand/Schluff/Ton	TRD [g/cm ³]	C_{org} [M.-%]	X [M.-%]
Aeh	0-6	11	10	15/71/14	1.00	6.19	0.33
Bv1	6-30	7	7	10/75/15	1.15	1.92	0.32
Bv2	30-60	9	9	13/72/15	1.46	0.91	0.32
Bv3	60-90	7	7	6/74/20	1.64	0.38	0.42
BvSw	90-115	7	4	12/69/19	1.55	0.50	0.20

Profil 12 Hori- zont	Tiefe [cm]	Anzahl $\theta(h)$	Anzahl K(h)	Anteile [M.-%] Sand/Schluff/Ton	TRD [g/cm ³]	C_{org} [M.-%]	X [M.-%]
Aeh	0-8	3	-	18/65/17	0.66	11.50	0.17
Bv1	8-21	3	3	16/68/16	1.34	1.55	0.45
Bv2	21-39	2	2	16/74/10	1.51	0.85	0.64
BvSw	39-61	3	3	10/72/18	1.66	0.16	0.13
Sw	61-103	1	1	10/66/24	1.69	0.19	0.11

Tabelle 5.7.: Übersicht vom Profil Buchhübel 13 und 14

Profil 13 Hori- zont	Tiefe [cm]	Anzahl $\theta(h)$	Anzahl K(h)	Anteile [M.-%] Sand/Schluff/Ton	TRD [g/cm ³]	C_{org} [M.-%]	X [M.-%]
Bv	4-40	8	8	3/83/14	1.29	1.35	0.07
BvSw	40-70	5	5	5/80/15	1.64	0.30	0.09
SwBv	70-90	6	6	4/71/25	1.65	0.17	0.09

Profil 14 Hori- zont	Tiefe [cm]	Anzahl $\theta(h)$	Anzahl K(h)	Anteile [M.-%] Sand/Schluff/Ton	TRD [g/cm ³]	C_{org} [M.-%]	X [M.-%]
Aeh	0-7	4	-	14/70/16	0.70	14.86	0.04
Bv1	7-26	3	3	12/75/13	1.56	0.7	0.13
BvSw	26-48	4	4	14/63/23	1.65	0.21	0.14
SwBv	48-102	3	2	12/63/25	1.60	0.35	0.11
Bu	102-124	5	-	50/23/27	1.85	0.09	0.19



(a) Braunerde

(b) Pseudogley-Braunerde

Abbildung 5.20.: Profil ASTW11 (a) und Buchhübel 13 (b)

5.3. Profile der BZE II von Baden-Württemberg

Die Forstliche Versuchsanstalt Baden-Württemberg beprobt im Rahmen der zweiten Bodenzustandserhebung (BZE II) für Wälder von 2006 bis 2008 ihr Bundesland flächendeckend im 8x8 km Raster an 308 Standorten (Abb. 5.21). Neben chemischen Parametern werden nun auch bodenphysikalische Messungen und Korngrößenanalysen aufgenommen. Ziel der BZE ist es, den Stand und die Entwicklung der bodenchemischen Eigenschaften zu dokumentieren und vor allem den Trend der Bodenversauerung zu erfassen. Von den ersten vorliegenden Messreihen konnten 90 pF-Kurven von 9 Standorten zur Analyse mit dem Skalierungsansatz verwendet werden, wobei hier vorwiegend Profile vom Bodentyp Braunerde mit anstehendem Gneis bzw. Plutonitgesteinen genutzt wurden.

Die 100 cm³ großen Proben zur Bestimmung der pF-Kurven wurden im Sandbad gesättigt und anschließend sukzessive im Unterdruckverfahren bei -10, -30, -60 und -160 cm sowie anschließend im Drucktopf bei -300 und -900 cm entwässert. Nach der Druckstufe von 160 cm wurde der Anteil des Luftporenraumes mit dem Pycnometer zur Bestimmung der Gesamtporosität gemessen. Am Ende der pF-Kurvenaufnahme wurde an jeder Probe die TRD bestimmt. Die Probenahmen für die Messung der pF-Kurve erfolgten in den Tiefen 10-14 cm und 30-34 cm. Je Messtiefe fanden 5 Wiederholungen statt. Für die Korngrößenbestimmung und weiterer chemischer Parameter wurde je eine gestörte Probe aus den Tiefen 10-30 cm und 30-60 cm entnommen. Für die hydraulische Leitfähigkeits-

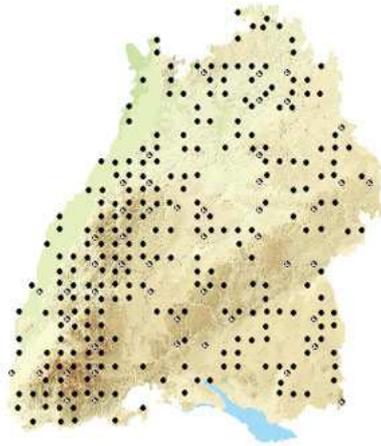


Abbildung 5.21.: Probenahmeraster der BZE II Baden-Württemberg [web3]

funktion liegen derzeit noch keine Daten vor. Zukünftig werden jedoch die Proben mit dem Multistep Outflow Verfahren analysiert, so dass über die inverse Modellierung beide hydraulische Kennfunktionen ableitbar sind. Zur Auswertung der Skalierbarkeit wurden deshalb zunächst nur die pF-Kurven untersucht. Eine Ableitung der $K(h)$ -Beziehung aus der Textur ist hier nicht sinnvoll, da die Proben nicht identisch sind. Lage, Vegetation und klimatische Verhältnisse der Standorte sind zum Teil sehr unterschiedlich, so dass die Variabilität bezüglich der bodenhydraulischen Eigenschaften erheblich schwanken kann. Mit Hilfe der statistischen Analysen kann eine notwendige Unterteilung des Datensatzes untersucht werden.

6. Anwendung des Untersuchungskonzeptes

6.1. Deskriptive und explorative Statistik

Für die Analyse der bodenhydraulischen Variabilität wurden zunächst alle gemessenen Bodenparameter statistisch ausgewertet. Dies beinhaltete sowohl die deskriptiven statistischen Parameter als auch Tests auf Ausreißer und Verteilungsfunktionen. Zu den Lage- und Streuparametern des Stichprobenumfangs gehören der Mittelwert \bar{x} , die Varianz s^2 , die Standardabweichung s , der Variationskoeffizient CV sowie Maximum, Minimum und Median (Wert, über und unter dem jeweils die Hälfte der Fälle N liegt). Diese Parameter werden wie folgt berechnet:

$$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{N} \quad s^2 = \frac{(x - \bar{x})^2}{N - 1} \quad s = \sqrt{s^2} \quad CV = \frac{s \cdot 100}{\bar{x}} \quad (6.1)$$

mit dem Messwert x_i und der Stichprobenanzahl N .

Über den Variationskoeffizient CV kann die Variabilität einer Stichprobe beurteilt werden. Nach Jury and Roth (1990) sollte der CV der Porosität unter 10 % liegen, um das Kriterium geometrisch ähnlicher Stichproben zu erfüllen.

Mit dem Statistikprogramm SPSS 11.5 wurden Histogramme erstellt und der Verlauf auf eine empirische Verteilung mit dem Kolmogoroff/Smirnow Test geprüft. Dieser Test passt eine empirische an eine theoretische Verteilung an. Er entspricht dem χ^2 -Anpassungstest und ist verteilungsunabhängig, kann aber auch für kleinere Stichproben angewandt werden. Es wird dabei die Nullhypothese geprüft "Stichprobe entstammt aus einer bekannten Verteilung $F_0(x)$ " gegen die Alternativhypothese "Stichprobe stammt nicht aus einer bekannten Verteilung". Mit dem t-Test werden Mittelwerte und Varianzen zweier unabhängiger Stichproben auf Signifikanz geprüft. Bei einer Signifikanz von 0.05 und einem Konfidenzintervall von 95 % können bei Ablehnung der Nullhypothese kritische Werte und damit Ausreißer ermittelt werden.

Datensatz Rippien

In Tab. 6.1 sind die Ergebnisse der statistischen Parameter zusammengefasst. Am geringsten schwankt die TRD, was auf die einheitliche Probenahmetiefe (10-15 cm) zurückzuführen ist. Dies führt ebenso zu einem geringen CV der Porosität, so dass die Stichprobe eine geometrische Ähnlichkeit besitzt.

Tabelle 6.1.: Statistische Parameter von Rippien

Bodenparameter	Einheit	N	\bar{x}	max	min	$median$	s	s^2	CV [%]
TRD	g/cm^3	106	1.52	1.71	1.34	1.53	0.08	0.006	5.25
Sandanteil	$M. - \%$	30	29.61	54.20	13.00	23.17	14.39	191.77	46.30
Schluff-anteil	$M. - \%$	30	60.97	76.93	39.98	61.94	12.03	144.63	19.72
Tonanteil	$M. - \%$	30	9.13	25.57	1.11	8.63	6.56	43.04	71.87
C_{org}	$M. - \%$	29	3.70	5.05	2.70	3.49	0.50	0.25	13.48
Ks	cm/d	16	186.78	482.31	78.59	140.69	102.79	10566.63	55.00
$Ku(\psi = -10cm)$	cm/d	5	4.44	6.77	2.36	4.13	2.01	4.06	43.40
Porosität f	cm^3/cm^3	30	0.43	0.49	0.35	0.43	0.03	0.001	7.03

Sowohl die Messungen der Ks -Werte als auch der Tonanteile wiesen bei dieser Stichprobe die größte Streuung auf. Je ein Ausreißer konnte bei der Ks -Bestimmung mit dem Doppelringinfiltrimeter sowie bei der Messung des organischen Substanzanteils festgestellt werden. Diese Ausreißer wurden eliminiert bzw. bei der deskriptiven Statistik (Tab. 6.1) nicht mehr berücksichtigt.

Profile Tharandter Wald

Die Angaben der statistischen Parameter beziehen sich jeweils auf alle Proben der Standorte Ankerstation und Buchhübel (Tab. 6.2 und 6.3). An der Ankerstation wurden sehr hohe Variabilitäten bezüglich der organischen Substanz C_{org} . Die Porosität beider Standorte variiert mit einem CV über 20 % und gilt somit nicht mehr als geometrisch ähnlich.

Tabelle 6.2.: Statistische Parameter vom Standort Ankerstation

Bodenparameter	Einheit	N	\bar{x}	max	min	$median$	s	s^2	CV [%]
TRD	g/cm^3	53	1.326	1.70	0.46	1.42	0.31	0.10	23.38
Sandanteil	$M. - \%$	53	12.24	19.67	2.00	13.00	4.19	17.55	34.23
Schluff-anteil	$M. - \%$	53	71.41	84.00	60.95	71.00	5.03	25.30	7.04
Tonanteil	$M. - \%$	53	16.25	24.00	7.77	15.00	3.82	14.59	23.51
C_{org}	$M. - \%$	53	2.59	17.12	0.14	1.11	3.49	12.18	134.75
Porosität f	cm^3/cm^3	53	0.50	0.83	0.36	0.46	0.12	0.01	23.59

Der Standort Buchhübel weist im Mittel etwas höhere TRD, Sand- und Tonanteile bezüglich der Ankerstation auf. Alle anderen Parameter liegen unter den Werten der ASTW. Besonders hohe Variabilitäten treten bei dem Sandanteil auf, der ein Maximalwert von über 50 % erreicht. Diesen hohen Sandgehalten konnten 5 Werte aus dem Bu-Horizont von Profil 14 zugeordnet werden. Für die Skalierung wurden diese Proben nicht verwendet, da sie als Ausreißer gelten und für die Zuordnung in eine hydraulisch ähnliche Klasse nicht geeignet sind. Das Korngrößendreieck in Abb. 6.1a zeigt die Verteilung der Bodenarten für die Profile im Tharandter Wald, insbesondere die 5 stark sandigen Proben.

Tabelle 6.3.: Statistische Parameter vom Standort Buchhübel

Boden parameter	Einheit	N	\bar{x}	max	min	$median$	s	s^2	CV [%]
TRD	g/cm^3	38	1.48	1.91	0.47	1.60	0.33	0.11	22.30
Sandanteil	$M. - \%$	38	13.30	53.00	1.95	7.07	15.10	228.01	113.53
Schluff- anteil	$M. - \%$	38	67.16	84.47	2100	72.00	19.01	361.38	28.30
Tonanteil	$M. - \%$	38	19.44	30.00	12.0	18.50	6.02	38.44	31.89
C_{org}	$M. - \%$	38	2.03	20.14	0.05	0.32	4.61	21.26	20.43
Porosität f	cm^3/cm^3	38	0.44	0.28	0.82	0.39	0.13	0.02	28.74

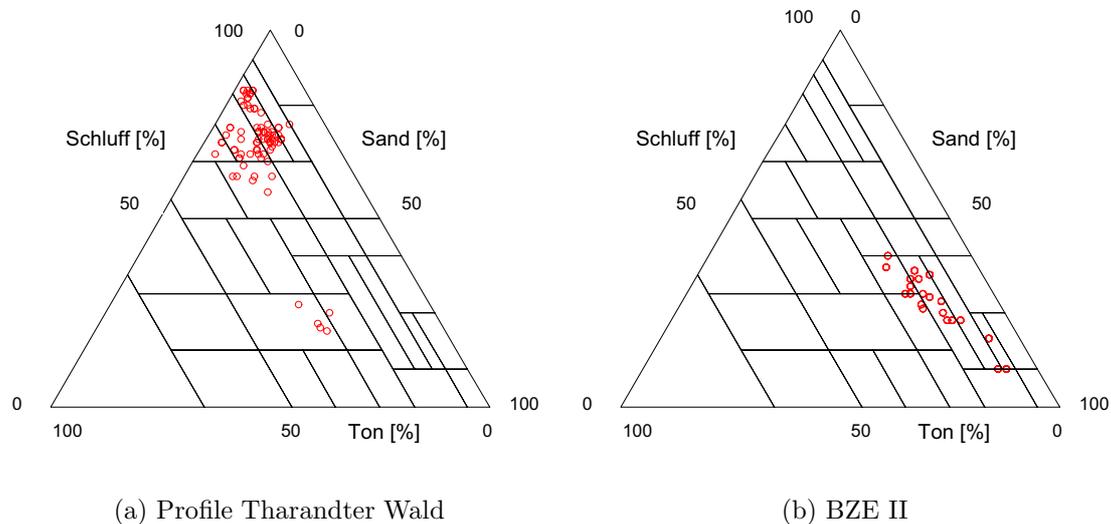


Abbildung 6.1.: Verteilung der Bodenarten für den Datensatz Tharandter Wald und BZE II im Korngrößendreieck nach KA4

Datensatz BZE II Baden-Württemberg

Die Daten der BZE II sind räumlich stark gestreut und können deshalb zu einer großen Bandbreite von Bodenparametern führen. Deshalb wurden in dem zu untersuchenden Datensatz nur die Profile verwendet, die einen ähnlichen Bodentyp (Braunerde) sowie eine ähnliche Bodenart vorweisen. Das führte zu einem wesentlich geringen Variationskoeffizienten bei den Korngrößenanteilen, als es bei den Standorten Tharandt und Rippien der Fall ist. Bezüglich der Porosität liegen die Daten nur knapp über dem Kriterium für eine homogene Stichprobe bzw. einer geometrischen Ähnlichkeit. Die Daten weisen insgesamt einen wesentlich höheren Sandanteil auf, als die beiden Standorte Rippien und Tharandt (Abb. 6.1b). Die TRD ist im Mittel wesentlich geringer, was auf die unterschiedlichen Ausgangsgesteine und die Bodengenese zurückzuführen ist.

Tabelle 6.4.: Statistische Parameter der BZE II-Daten

Bodenparameter	Einheit	N	\bar{x}	max	min	$median$	s	s^2	CV [%]
Trockenrohdichte	g/cm^3	90	0.99	1.46	0.60	1.01	0.20	0.04	20.4
Sandanteil	$M. - \%$	18	53.89	66.00	41.00	53.50	6.79	46.17	12.6
Schluff- anteil	$M. - \%$	18	30.28	40.00	22.00	30.50	5.21	27.17	17.2
Tonanteil	$M. - \%$	18	15.94	21.00	11.00	15.50	2.78	7.80	17.4
C_{org}/N	–	18	15.07	20.60	8.70	15.50	3.26	10.64	21.6
Porosität f	cm^3/cm^3	90	0.62	0.78	0.45	0.62	0.08	0.01	12.3

6.2. Cluster- und Hauptkomponentenanalyse

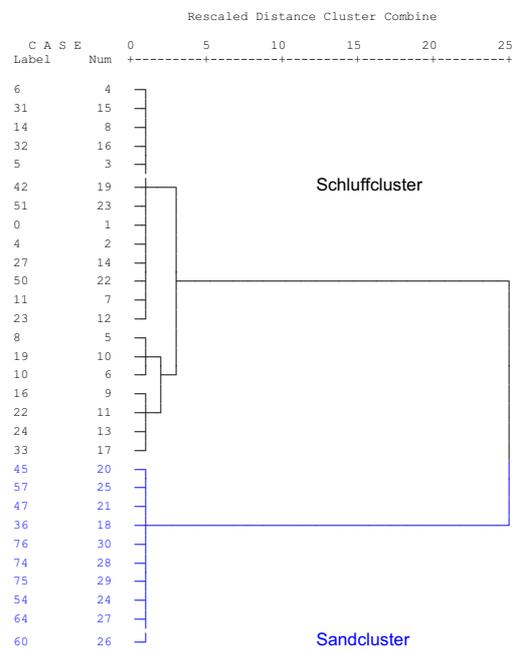
Standort Rippien

Mit den 30 aufgenommenen Retentionskurven (Kap. 5.1.3) sowie den dazugehörigen Bodenkennwerten (Kap. 5.1.2) wurde zunächst eine Clusterung nach der Ward-Methode (Fusionierungsalgorithmus) durchgeführt. Die erste Clusterung erfolgte mit den Bodenparametern Sand- und Schluffanteil sowie der Trockenrohdichte. Die Parameter Tonanteil und organische Substanz hatten keinen Einfluss auf die Clusterbildung und wurden deshalb nicht mehr berücksichtigt. Es ergaben sich zwei Gruppen, eine mit geringem und eine mit hohem Sandanteil, wie das Dendrogramm in Abb. 6.2a aber auch das Korndreieck in Abb. 6.3 zeigt. Diese werden im folgenden als Sandböden ($N=10$) und Schluffböden ($N=20$) bezeichnet. Tab. 6.5 gibt die statistischen Werte der Sand und Schluffanteile sowie der TRD der beiden Cluster wieder und ordnet die Korngrößenanteile des Monolithens (vgl. Anhang Tab. A.4) eindeutig dem Schluffcluster zu, welches mit der räumlichen Einordnung übereinstimmt (Abb. 6.2b). Die zweite Clusterung wurde mit den gemessenen

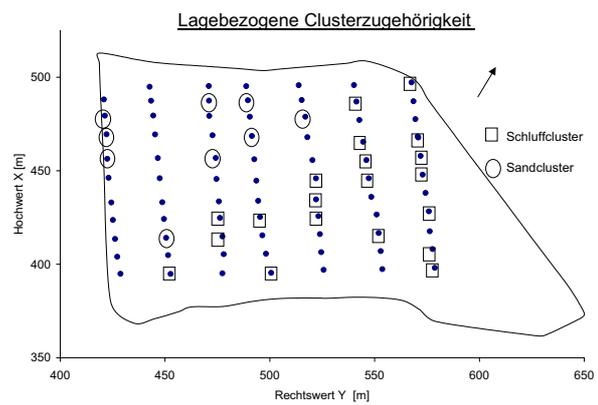
6. Anwendung des Untersuchungskonzeptes

***** HIERARCHICAL CLUSTER ANALYSIS *****

Dendrogram using Ward Method

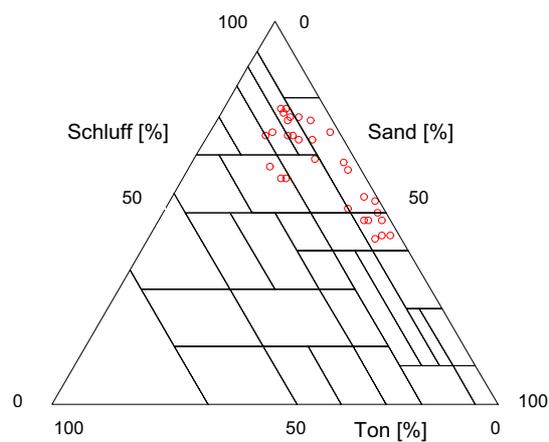


(a)



(b)

Abbildung 6.2.: Clusterdiagramm nach den Kriterien Sand- und Schluffanteil sowie TRD (a) und räumliche Verteilung der Cluster (b)



(a) Rippien

Abbildung 6.3.: Verteilung der Bodenarten von Rippien im Korngrößendreieck nach KA4

Wassergehalten zu bestimmten Druckstufen der pF-Kurve durchgeführt. Es ergab sich eine ähnliche Gruppenzusammensetzung, die mit Hilfe eines so genannten Kreuzdiagrammes dargestellt werden kann (Tab. 6.6). So zeigt das erste Kreuzdiagramm für Cluster 1 eine Übereinstimmung von 18 Proben und für Cluster 2 eine Übereinstimmung von 8 Proben bzgl. der Texturparameter sowie der $\theta(h)$ -Werte. Lediglich 4 (2+2) von 30 Proben waren nicht identisch. Das gleiche Ergebnis wurde bei der Clusterung mit den VGM-Parameter erzielt, die aus dem Anfitzen der gemessenen pF-Kurven stammen (Kap. 6.3.1). Die Ableitung von Kennwerten der pF-Kurve, wie nFK, FK, PWP, GPV in Abhängigkeit der Bodenart und Trockenrohdichte nach der KA5 (AG Boden, 2004) zeigte dagegen kaum Gemeinsamkeiten zu den beiden Gruppen Textur und $\theta(h)$. Als Ursache hierfür kann eine unzureichende Anpassung der Retentionskurve unter Verwendung von Pedotransferfunktionen aus Textureigenschaften geltend gemacht werden.

Tabelle 6.5.: Korngrößenzusammensetzung der zwei Cluster

Schluffcluster	N	Min	Max	\bar{x}	s	Bodenart
Sandanteil [%]	20	12.99	36.06	20.44	6.50	Us, Uls,
Schluffanteil [%]	20	58.96	76.93	69.2	5.99	Ut2, Ut3,
TRD [g/cm ³]	20	1.4	1.7	1.543	0.7248	Ut4, Lu
Sandcluster	N	Min	Max	\bar{x}	s	Bodenart
Sandanteil [%]	10	40.76	54.2	47.95	4.26	Su4, Us, ULs
Schluffanteil [%]	10	42.67	54.21	48.21	3.85	
TRD [g/cm ³]	10	1.34	1.59	1.471	0.7479	

Tabelle 6.6.: Kreuzdiagramme - Darstellung der Übereinstimmung (fett) zum Cluster 1 oder 2 für die Clusterung nach Textur, $\theta(h)$ -Werten, VGM-Parametern und Kennwerten der pF-Kurve (KA5)

Cluster- nummer	$\theta(h)$		Cluster- nummer	VGM		Cluster- nummer	$\theta(h)$	
	1	2		1	2		1	2
Textur	1	18	2	1	19	1	20	2
	2	2	8	2	3	7	2	0
								8

Cluster- nummer	$\theta(h)$		Cluster- nummer	Textur	
	1	2		1	2
FK, GPV, nFK,PWP	1	7	9	1	7
	2	13	1	2	13
					1

Für die zwei Cluster sowie für den gesamten Datensatz wurde eine Hauptkomponentenanalyse mit 7 Dimensionen bzw. $S(h)$ -Werten und für die $\log K(h)$ -Funktion mit 6 Messwerten vorgenommen. Sowohl bei den $S(h)$ - als auch bei der $\log K(h)$ -Funktionen konnte der Anteil der Gesamtvarianz mit einer Hauptkomponente abgebildet werden (Tab. 6.7),

d.h. die Varianz der beiden Funktionen dieser Datensätze sind über jeweils einen Skalierungsparameter darstellbar.

Die Güte der Hauptkomponentenanalyse lässt sich anhand der Komponentenmatrix (Bsp. in Tab. 6.10) beurteilen. Für die einzelnen Druckstufen wird eine Korrelation zwischen den Hauptkomponenten und den Werten von S bzw. $\log K$ berechnet. Dieser Wert sollte bezüglich einer der Hauptkomponenten nahe Eins liegen.

Tabelle 6.7.: Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse für $S(h)$ und $\log K(h)$ von Rippien

$S(h)$	Anzahl	Gesamtvarianz [%] mit der 1.HK
Schluffcluster	20	86.70
Sandcluster	10	91.23
Gesamte Stichprobe	30	88.24

$\log K(h)$ [cm/d]	Anzahl	Gesamtvarianz [%] mit der 1.HK
Schluffcluster	20	98.80
Sandcluster	10	95.13
Gesamte Stichprobe	30	98.41

Die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse (Tab. 6.7) zeigen, dass die Clusterung teilweise zu einer verbesserten Abdeckung der Gesamtvarianz führte. So konnte für das Sandcluster eine bessere Reduktion bei $S(h)$, aber eine schlechtere bei $\log K(h)$ erreicht werden. Der Gesamtdatensatz nahm bei beiden Funktionen eine Mittelstellung ein.

Auf Grund der sehr geringen Stichprobenanzahl (10-30) pro Cluster ist die Hauptkomponentenanalyse nicht sehr aussagekräftig, da die Stichprobe mindestens das 10fache der Dimensionen ($N=60-70$) betragen sollte. Eine bessere Voraussetzung für die Hauptkomponentenanalyse wiesen die Datensätze vom Tharandter Wald sowie der BZE II auf, vor allem bei den Profilen vom Tharandter Wald, da hier gemessene $\log K(h)$ -Werte vorlagen.

Profile Tharandter Wald

Da die Hauptkomponentenanalyse eine bestimmte Anzahl von Stichproben benötigt, wurde auf die horizontweise Analyse verzichtet und nur die einzelnen Profile, Standorte und die gesamte vorliegende Datenbasis untersucht. Die Analyse der $S(h)$ -Funktionen zeigte, dass die Varianz durch eine Hauptkomponente erklärt werden kann (Tab. 6.8). Bei den $\log K(h)$ -Funktionen sind überwiegend zwei Faktoren notwendig, um die Gesamtvarianz ausreichend abzubilden (Tab. 6.9). Um eine eindeutige Zuordnung der Hauptkomponenten (nahe eins) zu den Druckstufen zu erreichen, wurde die Komponentenmatrix rotiert

(Varimax in SPSS). So zeigte sich bei allen $\log K(h)$ -Kurven mit zwei Hauptkomponenten, dass die erste Hauptkomponente (HK1) dem Sättigungsgrad bei den Druckstufen -31, -63 und -100 cm und die zweite Hauptkomponente (HK 2) dem Sättigungsgrad bei den Druckstufen -300, -600 und -1000 cm zugewiesen werden konnte (Abb. 6.4 und Tab. 6.10). Nur der gemeinsame Datensatz vom Standort Buchhübel (Profil 13+14) sowie das Einzelprofil 13 sind mit einer HK ausreichend abzubilden, jedoch ist ihr Anteil an der Gesamtvarianz mit einer HK um ca. 10 % geringer (vgl. Tab. 6.9). Die Tendenz zeigt, dass der Makro- und der Primärporenbereich bei der Beschreibung der hydraulischen Leitfähigkeit mit zwei Hauptkomponenten bzw. Skalierungsparametern beschrieben werden muss.

Tabelle 6.8.: Ergebnisse der $S(h)$ -Hauptkomponentenanalyse für die Profile Tharandter Wald, Abbildung der Gesamtvarianz [%] mit einer HK

Variante $S(h)$	Anzahl der Proben	Gesamtvarianz [%] mit einer HK
ASTW Profil 11	41	95.35
ASTW Profil 12	12	99.32
ASTW Profil 11+12	53	90.49
Buchhübel Profil 13	19	97.91
Buchhübel Profil 14	14	95.79
Buchhübel Profil 13+14	33	90.73
Alle Profile 11-14	86	89.95

Tabelle 6.9.: Ergebnisse der $\log K(h)$ -Hauptkomponentenanalyse für die Profile Tharandter Wald - Anteile der HK an der Gesamtvarianz [%]

Variante $\log K(h)$	Anzahl der Proben	Summe der Gesamtvarianz [%]	Anteil der Gesamtvarianz [%]	
			1.HK	2.HK
ASTW Profil 11	37	98.42	51.40	47.02
ASTW Profil 12	9	98.40	49.22	49.18
ASTW Profil 11+12	46	98.54	51.47	47.07
Buchhübel Profil 13	19	89.08	89.08	-
Buchhübel Profil 14	9	99.60	50.42	49.18
Buchhübel Profil 13+14	28	86.13	86.13	-
Alle Profile 11-14	73	98.46	49.97	48.49

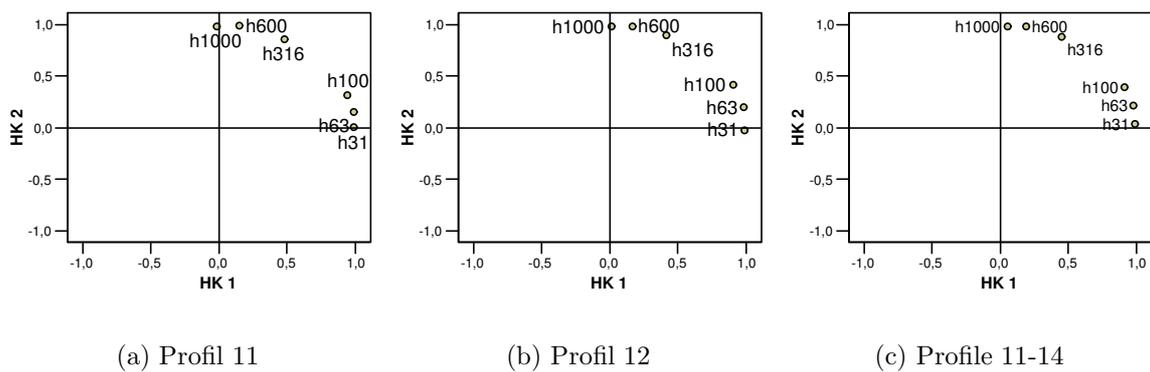


Abbildung 6.4.: Komponentendiagramme für die $\log K(h)$ -Funktion im rotierten Raum

Tabelle 6.10.: Komponentenmatrix für die Profile 11, 12 und den gesamten Datensatz Tharandter Wald, Zuordnung der Druckstufen zu den Komponenten 1 oder 2

Rotierte Komponentenmatrix für $\log K(h)$

Profil 11	Komponente	
	1	2
h31	.985	.007
h63	.988	.155
h100	.942	.319
h316	.478	.863
h600	.151	.988
h1000	-.016	.987

Profil 12	Komponente	
	1	2
h31	.989	-.019
h63	.979	.201
h100	.904	.416
h316	.413	.895
h600	.163	.987
h1000	.014	.981

Alle Daten	Komponente	
	1	2
h31	.986	.040
h63	.976	.218
h100	.911	.396
h316	.450	.879
h600	.190	.982
h1000	.055	.984

Rotationsmethode: Varimax mit Kaiser-Normalisierung. Die Rotation ist in 3 Iterationen konvergiert

Daten der BZE II

Die Hauptkomponentenanalyse wurde für drei Varianten durchgeführt. Variante 1 enthält alle $S(h)$ -Kurven des Datensatzes und Variante 2 und 3 nur die jeweiligen Tiefenbereiche 10-14 cm und 30-34 cm. Jede Variante kann den Anteil der Gesamtvarianz des Datensatzes mit einer Hauptkomponente ausreichend gut beschreiben. Den höchsten Anteil der Gesamtvarianz konnte Variante 3 mit einer HK erreichen (Tab. 6.11). Die Ergebnisse zeigen, dass eine Teilung der Daten nicht unbedingt notwendig ist, da alle Varianten auf einen Faktor reduziert werden konnten. Eine Untersuchung der $\log K(h)$ -Funktion konnte auf Grund fehlender Messdaten und unzureichender Korngrößenanalysen nicht durchgeführt werden.

Tabelle 6.11.: Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse für die BZE-Daten

Variante $S(h)$	Anzahl	Gesamtvarianz [%] mit der 1.HK
1-Alle Daten	90	93.748
2-Tiefe 10-14 cm	45	91.555
3-Tiefe 30-34 cm	45	95.783

6.3. Parameterbestimmung des VGM-Modells für den Standort Rippien

Zur stetigen Beschreibung der Retentionskurve sowie der Leitfähigkeitsfunktion werden mit Hilfe von Porenraummodellen die gemessenen Wassergehalte für einen bestimmten Energiezustand als eine Funktion $\theta(h)$ angepasst und der funktionelle Verlauf von $K(S)$ oder $K(h)$ aus dem Verlauf der Retentionsfunktion und ihren Parametern abgeleitet. Eines der am häufigsten verwendeten unimodalen Retentionsmodelle entwickelte van Genuchten (1980):

$$S(h) = \frac{1}{[1 + (\alpha |h|^n)]^m} \quad (6.2)$$

Die hydraulische Leitfähigkeitsfunktion wurde unter Anwendung des Kapillarkonzeptes von Mualem (1976) folgendermaßen abgeleitet:

$$K(S) = K_s \cdot S^\tau \left[1 - \left(1 - S^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (6.3)$$

mit h der Wasserspannung, α , n und m als empirische Anpassungsparameter sowie der Bedingung $m = 1 - 1/n$, dem empirischen Tortuositätsfaktor τ und der effektiven Sättigung S (Gl. 4.12).

Für die Beschreibung der hydraulischen Eigenschaften von strukturierten Böden können unimodale Modelle den Bereich nahe Sättigung ($h \sim -10 \text{ cm}$) oft nicht ausreichend gut abbilden. Um Böden mit einem stark ausgebildeten Sekundärporensystem besser beschreiben zu können, wurden mehrmodale Ansätze entwickelt. Durner (1991) stellte ein Modell vor, das sich aus der Superposition der von van Genuchten (1980) verallgemeinerten Retentionsfunktion ergibt. Für eine bimodale Betrachtungsweise können somit $S(h)$ und $K(S)$ wie folgt berechnet werden.

$$S(h) = w_1 \left[\frac{1}{1 + (\alpha_1 |h|)^{n_1}} \right]^{m_1} + w_2 \left[\frac{1}{1 + (\alpha_2 |h|)^{n_2}} \right]^{m_2} \quad (6.4)$$

$$K(S) = K_s \cdot \frac{(w_1 S_1 + w_2 S_2)^\tau \cdot \left\langle w_1 \alpha_1 \left[1 - \left(1 - S_1^{1/m_1} \right)^{m_1} \right] + w_2 \alpha_2 \left[1 - \left(1 - S_2^{1/m_2} \right)^{m_2} \right] \right\rangle^2}{(w_1 \alpha_1 + w_2 \alpha_2)^2} \quad (6.5)$$

mit w_i den Wichtungsfaktoren der Teilkurven mit der Nebenbedingung $0 > w_i > 1$ und $\sum w_i = 1$. Die weiteren Parameter der Teilkurven entsprechen den VGM-Parametern und unterliegen der Nebenbedingung $\alpha > 0$, $n_i > 1$ und $m_i > 0$. Mit diesem Ansatz ist eine Anpassung der hydraulischen Kennfunktionen an zwei Porengrößenverteilungen möglich, mit dem sowohl das Sekundärporen- als auch das Primärporenvolumen beschrieben werden kann.

6.3.1. Auswertung der Retentionskurven

Mit Hilfe des Programms Shyfit (Durner, 1998) konnten aus den 30 gemessenen pF-Kurven (Kap. 5.1.3) die Parameter für das Mualem/van Genuchten-Modell (Gl. 6.2 und Gl. 6.4) bestimmt werden. Für die Ableitung der $K(h)$ -Beziehung aus den pF-Kurven nach Gl. 6.3 und Gl. 6.5 ist die Angabe der gesättigten Leitfähigkeit K_s notwendig. Bei der Anpassung wurde der Wassergehalt mit dem maximal gemessenen Wassergehalt gleichgesetzt und der Restwassergehalt optimiert. Für den Standort MP50 sind die Ergebnisse exemplarisch in Tab. 6.12 und Abb. 6.5 dargestellt, alle weiteren Ergebnisse können dem Anhang Tab. A.7 und A.8 entnommen werden.

Der bimodale Ansatz berücksichtigt zwei Porenraumkonzepte, deshalb kann ein strukturbedingtes Sekundärporensystem besser abgebildet werden. Insgesamt konnte der mittlere Fehler (RMSE) durch die Verwendung des bimodalen im Vergleich zum unimodalen Ansatz um ca. eine Zehnerpotenz verringert werden. Obwohl der bimodale Ansatz das System Boden besser abbilden kann, wird er bisher kaum in den Wasserhaushaltsmodellen verwendet. Die Datenlage ermöglicht in vielen Fällen nicht die Ableitung weiterer Modellparameter.

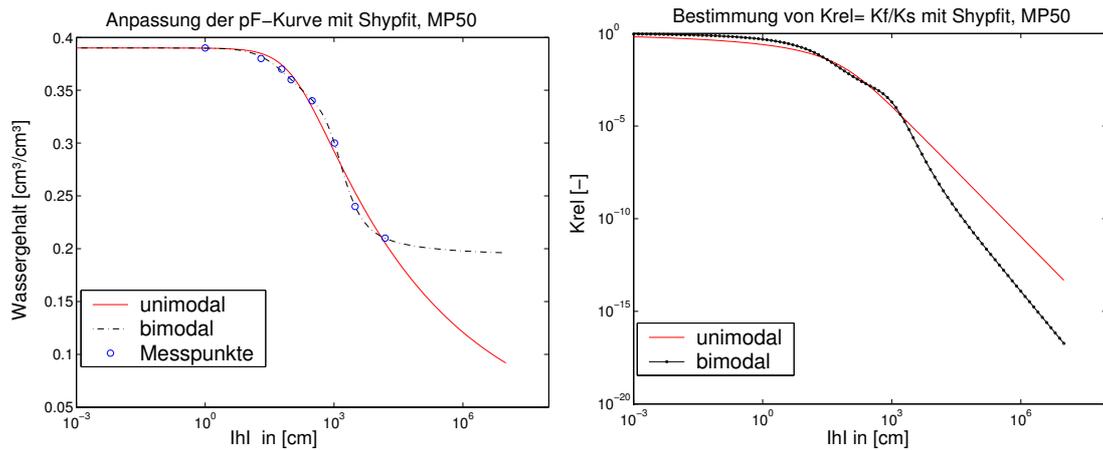


Abbildung 6.5.: Anpassung der pF-Kurve und Abschätzung von K_{rel} am Beispiel des Standortes MP50

Tabelle 6.12.: Modellparameter aus dem Programm "Shyffit" mit dem uni- und bimodalen Ansatz

MP	θ_s	θ_r	n	$\alpha_{VG}[1/cm]$	m	$RMSE$
50	0.39	0.17	1.143	0.0077	0.125	0.0069

MP	θ_s	θ_r	n_1	α_{VG1}	m_1	n_2	α_{VG2}	m_2	$w1$	$w2$	$RMSE$
50	0.39	0.195	1.324	0.02809	0.245	2.428	0.00087	0.588	0.47	0.53	0.0009

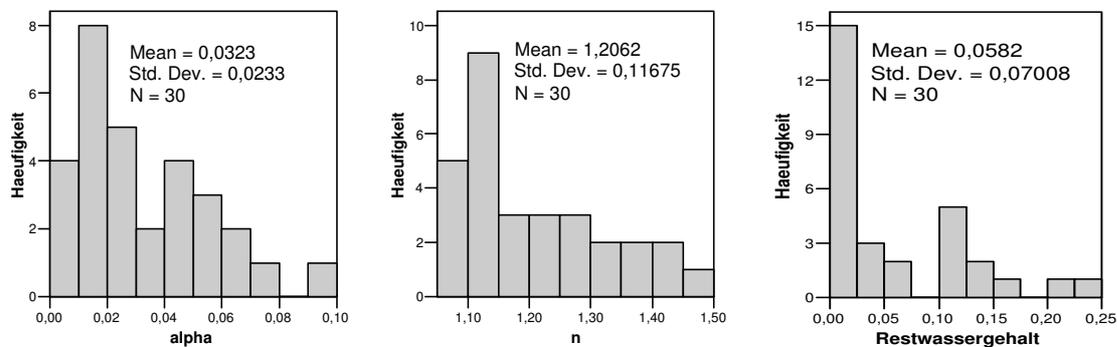


Abbildung 6.6.: Häufigkeitsverteilung der VGM-Modellparameter für den unimodalen Ansatz

Die Häufigkeitsverteilungen der ermittelten VGM-Parameter zeigen für den unimodalen Ansatz bereits eine hohe Variabilität im jeweiligen Parameterbereich, welche die Wassertransportberechnung enorm beeinflussen kann (Abb. 6.6).

6.3.2. Auswertung der Infiltrationsversuche

Doppelringinfiltrationsmessungen

Mit den 16 kumulativen Infiltrationsverläufen und den in unmittelbarer Nähe ermittelten Retentionskurven konnte mit dem Programm RETINF (Bohne et al., 1999) eine simultane Anpassung die VGM-Parameter der Retentions- und Leitfähigkeitsfunktion durch inverse Modellierung bestimmt werden. Das Programm RETINF ist eine modifizierte Version von RETC (Leij et al., 1992), das die Bestimmung von hydraulischen Parametern ungesättigter Böden vornimmt (Bohne, 2005). Für eine optimale Anpassung werden neben den Retentions- und kumulativen Infiltrationskurven das Anfangsmatrixpotential, die eingestaute Wasserhöhe über dem Boden sowie die Änderung des Wassergehaltes benötigt. Als Startparameter wurden des Weiteren die VGM-Parameter aus den mit Shyppfit angepassten Retentionskurven (unimodal) (vgl. Kap. 6.3.1) sowie die gemessenen K_s -Werte genutzt. Das Modell verwendet die explizite Infiltrationsgleichung von Haverkamp (Barry et al., 1995) zur Modellierung des Infiltrationsvorganges. Die Parameteroptimierung erfolgt durch die Minimierung der Zielfunktion (Gl. 6.6) mit dem Levenberg-Marquardt Algorithmus:

$$E(p) = \sum (\theta_j - \bar{\theta}_j(p))^2 + \omega \sum (I_j - \bar{I}_j(p))^2 \quad (6.6)$$

mit den Messwerten des Wassergehaltes θ , der kumulativen Infiltration I sowie dem Parametervektor p und einem Wichtungsfaktor ω . Als Randbedingung für das VGM-Modell wurde der Parameter m in Abhängigkeit von n belassen ($m=1-1/n$) sowie der Tortuositätsfaktor τ mit 0.5 festgesetzt. Somit waren fünf Parameter θ_s , θ_r , n , α und K_s zu optimieren. Die simultane Suche mehrerer Parameter ist problematisch, besonders wenn eine erhebliche Streuung der Messdaten vorliegt, die Parameter eng miteinander korrelieren und die Retentions- und Infiltrationsdaten inkonsistent sind. Am Standort O (Abb. 6.7) wird dies besonders deutlich, da die Anpassung unzureichend ist. An einigen Standorten ist die Anfangsinfiltrationsrate zu hoch, was auf eine zu hohe Sorptivität bzw. einen zu geringen Anfangswassergehalt im Modell schließen lässt. Über einen Wichtungsfaktor kann die $I(t)$ -Kurve besser angepasst werden.

Die Güte der Anpassung lässt sich aus dem Vergleich zwischen gemessenen und modellierten Kurvenverläufen beurteilen. Im Mittel lag die Anpassung bei $R^2 = 0.994$. Abweichungen zwischen gemessenen und modellierten Kurven ergaben sich vor allem im Bereich nahe Sättigung, hier ist der Einfluss von Sekundärporen nur schwer abzubilden. Die 7

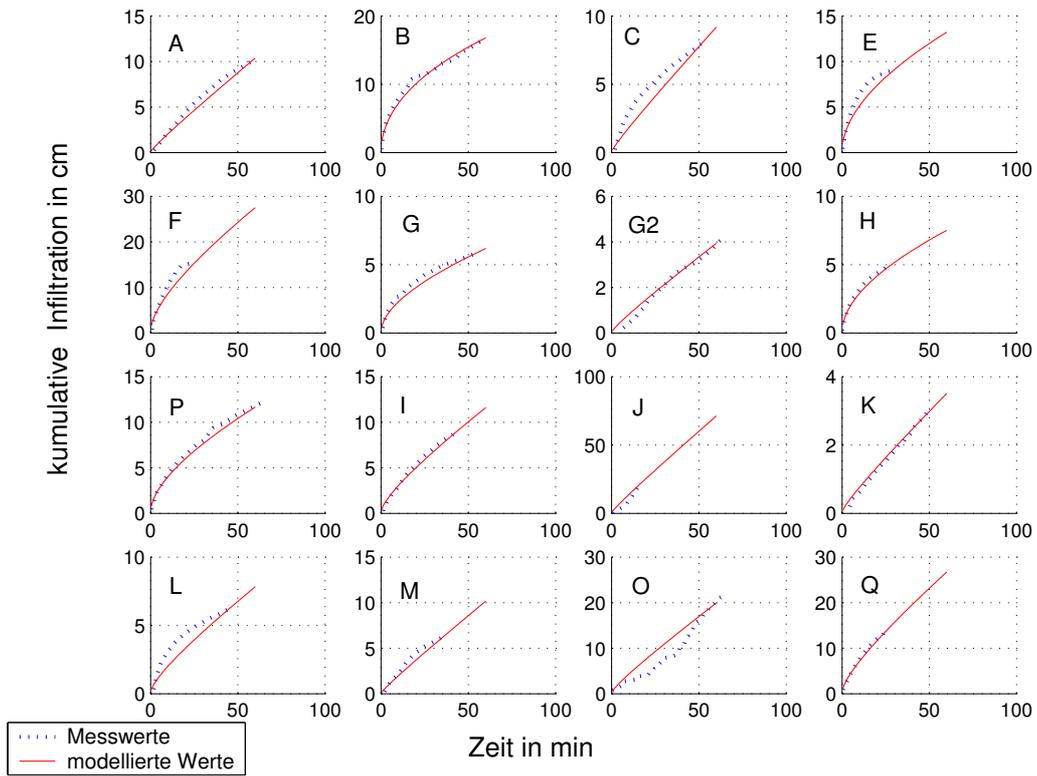


Abbildung 6.7.: Gemessene und modellierte kumulative Infiltrationsverläufe

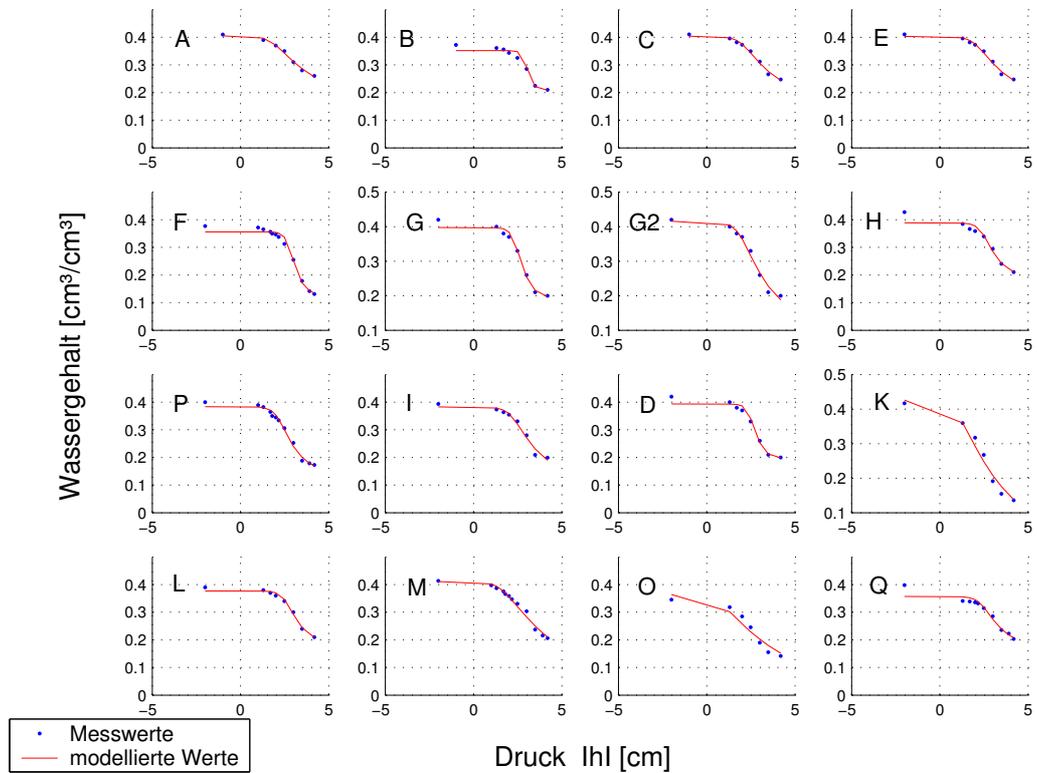


Abbildung 6.8.: Gemessene und modellierte pF-Kurven mit RETINF

Ku -Messungen aus den Tensionsinfiltrationsmessungen liegen im Bereich der modellierten Leitfähigkeitskurve, treffen diese aber nur selten exakt (vgl. Abb. 6.9). Hier sind zudem mehrere Fehlerquellen zu nennen, wie Messfehler bei der Ku -Messung, Vorhersagefehler des VGM-Modells sowie die räumliche Variabilität (nicht identischer Messplatz). Dennoch liegen die Ku -Messungen bei -10 cm im akzeptablen Bereich, da bei der Anwendung des Tensionsinfiltrimeters ebenfalls Messfehler enthalten sind. Die ermittelte gesättigte Leitfähigkeit im Modell wird im Mittel um 31.6 cm/d unterschätzt. Die Abweichung zwischen gemessenen und modellierten Ks -Werten zeigt Abb. 6.10. Die Anwendung von RETINF ist zur Bestimmung der hydraulischen Parameter gut geeignet, da sowohl statische Retentionseigenschaften als auch instationäre Fließprozesse mit einem Parametersatz darstellbar sind (Abb. 6.7 und 6.8). Mit Hilfe des Porenraummodells von van Genuchten (1980) lassen sich nun stetige hydraulische Kennfunktionen ableiten und darstellen (Abb. 6.12). Sowohl die $K(h)$ - als auch die $\theta(h)$ -Verläufe zeigen eine beträchtliche Variabilität, welche auf die breite Streuung der Modellparameter zurückzuführen sind (Abb. 6.11).

Tabelle 6.13.: Modellparameter und Ergebnisse aus RETINF

Standort für:	θ_s	θ_r	n	α_{VG}	Ks	R^2	So	Ψ	
$I(t)$ $\theta(h)$	[-]	[-]	[-]	[1/cm]	[cm/d]	[-]	[cm/ \sqrt{d}]	[cm^2/d]	
A	0	0.405	0.170	1.181	0.016	217.5	0.998	15.5	848
B	6	0.352	0.208	2.957	0.001	23.0	0.996	80.8	13300
C	8	0.404	0.168	1.226	0.010	154.9	0.990	23.5	1330
D	10	0.384	0.201	3.006	0.002	36.7	0.997	27.0	13300
E	36	0.403	0.173	1.236	0.010	146.2	0.992	24.5	1390
F	33	0.356	0.127	2.079	0.001	212.2	0.994	116.5	49900
G	31	0.397	0.192	1.889	0.004	20.337	0.995	29.8	2160
G2	31	0.416	0.113	1.261	0.013	88.8	0.997	3.5	670
H	42	0.389	0.191	1.583	0.003	31.059	0.999	34.1	2580
I	14	0.383	0.121	1.294	0.006	188.1	0.999	32.9	3790
K	54	0.425	0	1.154	0.103	60.7	0.994	3.5	29
L	50	0.377	0.185	1.586	0.002	24.2	0.995	33.4	2770
M	60	0.411	0.013	1.116	0.028	203.7	0.992	9.4	224
O	76	0.364	0	1.105	0.256	447.6	0.986	4.1	50.6
P	74	0.383	0.144	1.490	0.006	110.4	0.999	47.0	4000
Q	27	0.357	0.175	1.420	0.004	536.3	0.999	66.0	26900

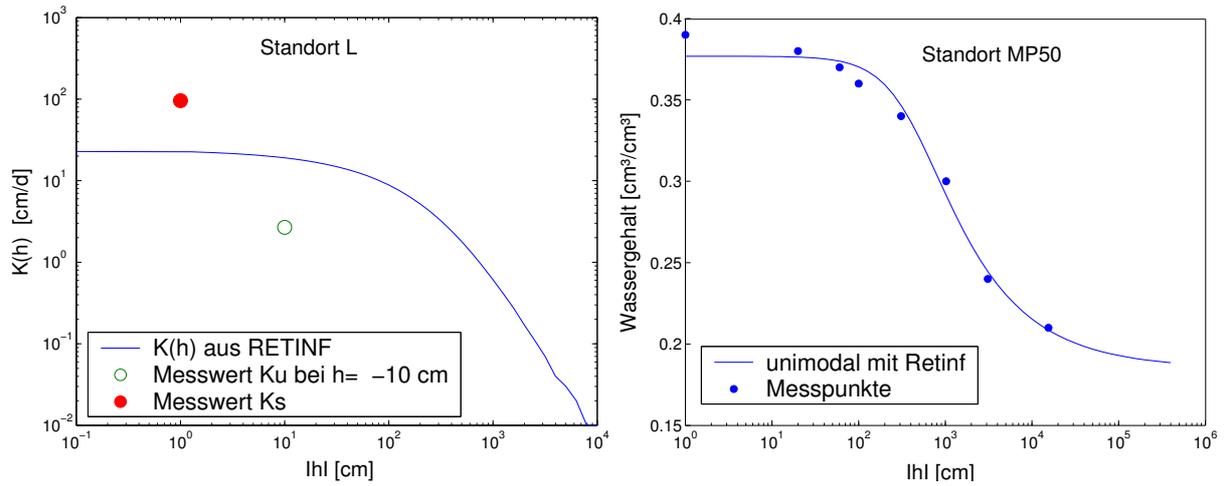


Abbildung 6.9.: Ableitung der hydraulischen Kennfunktionen nach Mualem/ van Genuchten für MP50 bzw. Standort L

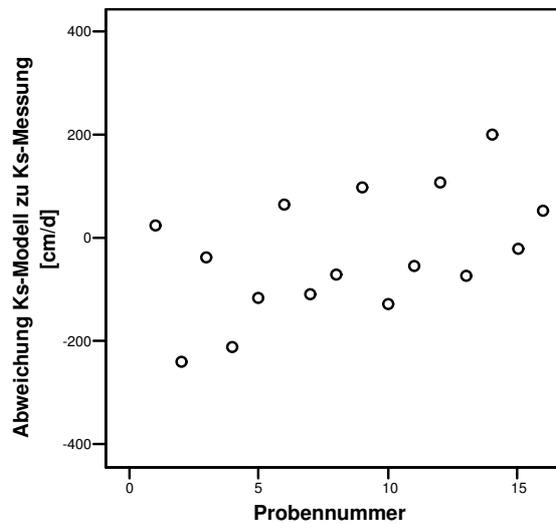


Abbildung 6.10.: Differenz zwischen K_s -modelliert und K_s -gemessen

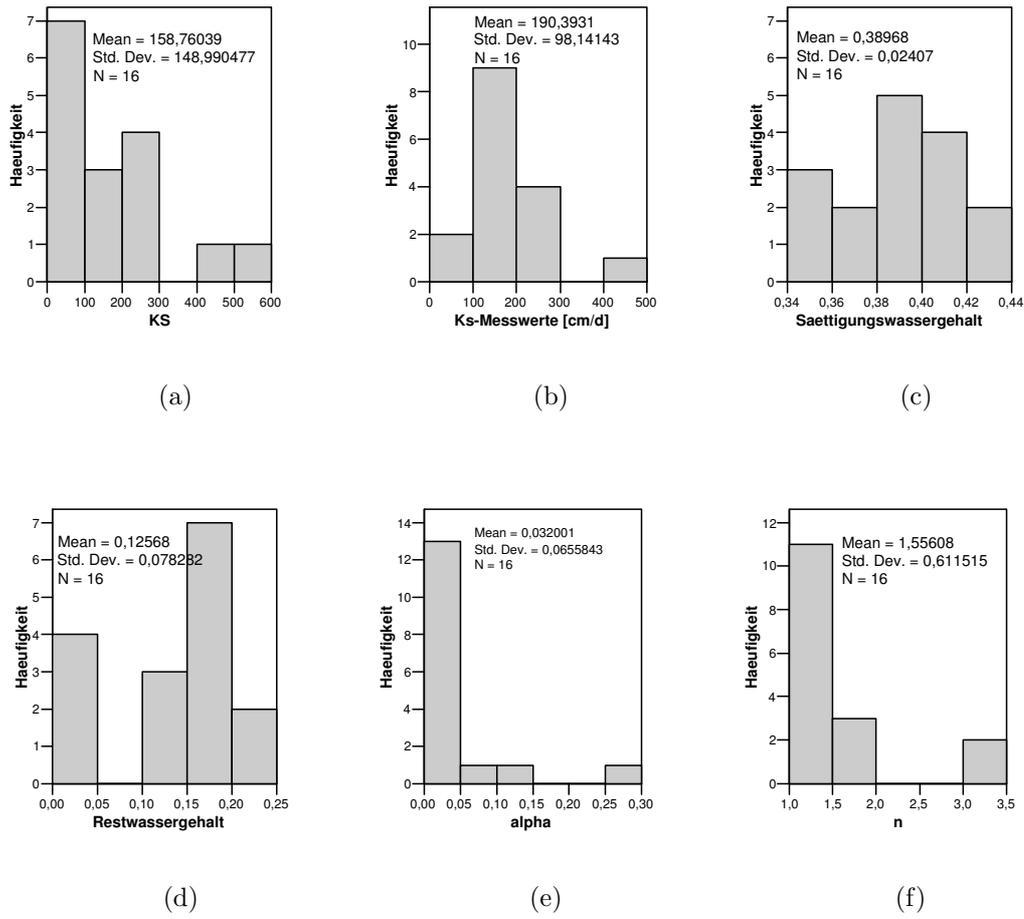


Abbildung 6.11.: Häufigkeitsverteilungen von K_s modelliert und gemessen (a, b) sowie der VGM-Parameter (c-f)

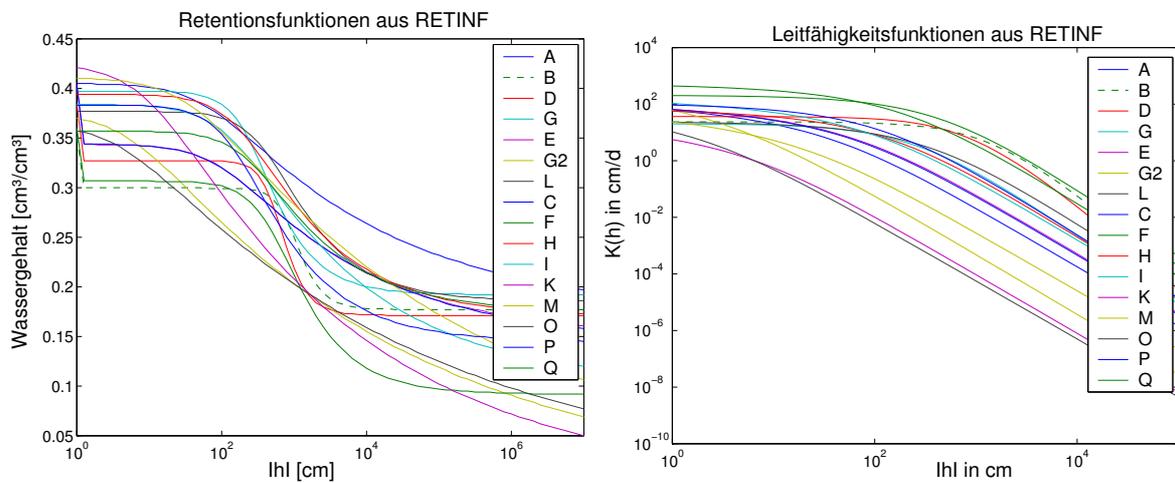


Abbildung 6.12.: Hydraulische Kennfunktionen $\theta(h)$ und $K(h)$ aller 16 Infiltrationsstandorte

Tensionsinfiltrationsmessungen

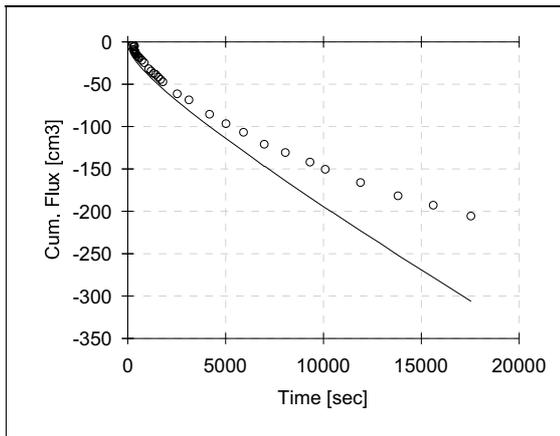
Mit dem Programm Hydrus 2d (Simunek et al., 1996) konnten die vier Infiltrationsstandorte (L, A, E und G) invers ausgewertet werden. Als Eingabegrößen wurden die gemessene kumulative Infiltrationsrate bei einem angelegten Unterdruck von -10 cm, der Anfangs- und der Endwassergehalt sowie die Startparameter des VGM-Modells verwendet. Bei der Wahl der Startparameter wurden verschiedene Variationen untersucht:

1. Verwendung der Modellparameter aus den gemessenen pF-Kurven (Anpassung mit Shyppfit) und den gemessenen K_s -Werten (V1)
2. wie 1. nur Restwassergehalt gleich Null (V2)
3. Verwendung der im Modell integrierten Standardparameter in Abhängigkeit der Textur und der Trockenrohdichte (V3)
4. Verwendung der im Modell integrierten Standardparameter in Abhängigkeit der Textur, der Trockenrohdichte und dem Wassergehalt bei $h = -33$ cm und $h = -1500$ cm, keine Verwendung von Anfangs- und Endwassergehalt (V4)
5. Verwendung der Modellparameter aus der Anpassung mit Shyppfit vom Messpunkt MP50 und dem gemessenen K_s -Wert ohne Optimierung der VGM-Parameter, direktes Verfahren (V5)

Bei den Varianten V1 -V4 wurden die Modellparameter θ_s , α , n und K_s zur Optimierung freigegeben. Als Gütekriterien der Modellierung dienten der quadratische Korrelationskoeffizient nach Pearson R^2 zwischen den gemessenen und modellierten Kurvenverläufen, der Massebilanzfehler (MBE), die Korrelationsmatrix zwischen den optimierten Modellparametern und die Minimierung der Summe des Optimierungsalgorithmus der drei Datensätze ($\sum I(t)$, $\theta(t)$ und $\theta(h)$). Die in Hydrus 2d integrierten Modellstandardparameter für das VGM-Modell, welche auf einer PTF mit Neuronalen Netzen (Schaap et al., 2001) basieren, konnten ebenfalls genutzt werden. Am Beispiel des Standortes L sind die Ergebnisse in Tab. 6.14 und Abb. 6.13 bezüglich der fünf Variationen dargestellt. Aus den optimierten Modellparametern lassen sich nun stetige Kurvenverläufe der Retentionscharakteristik und der hydraulischen Leitfähigkeit berechnen, wie Abb. 6.14 für den Standort L zeigt.

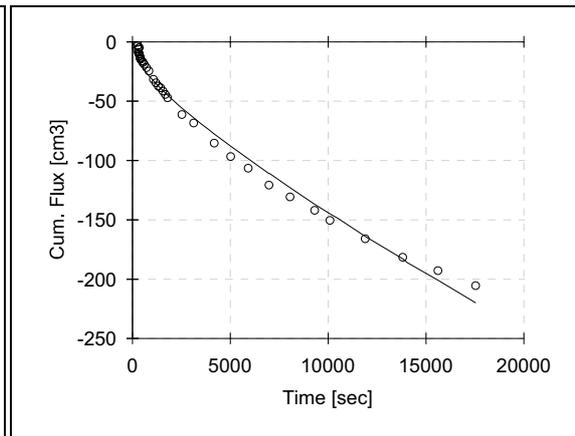
Die beste Anpassung bezüglich R^2 und MBE konnte mit Version 4 erreicht werden, jedoch weichen die Kurvenverläufe bei den hydraulischen Kennfunktionen stark von den anderen Variationen ab. Als Ursache wird die Nichtberücksichtigung der Anfangs- und Endwassergehalte als Eingangswerte gesehen, da diese im Vergleich zur gemessenen pF-Kurve (MP50) sehr gering ($\theta_a = 0.21$, $\theta_e = 0.28$ bei $h = -10$ cm) erscheinen. Das führte auch zu den stark unterschätzten Sättigungswassergehalten bei den Variationen 1 bis 4. Einen

Cumulative Variable Boundary Flux



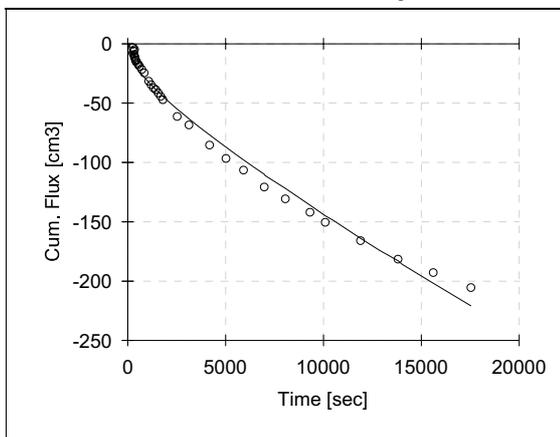
V1

Cumulative Variable Boundary Flux



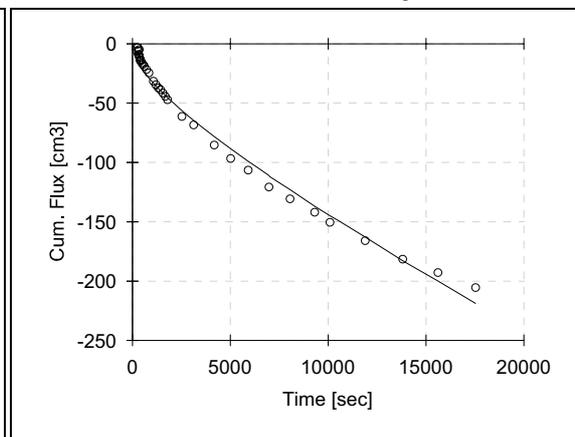
V2

Cumulative Variable Boundary Flux



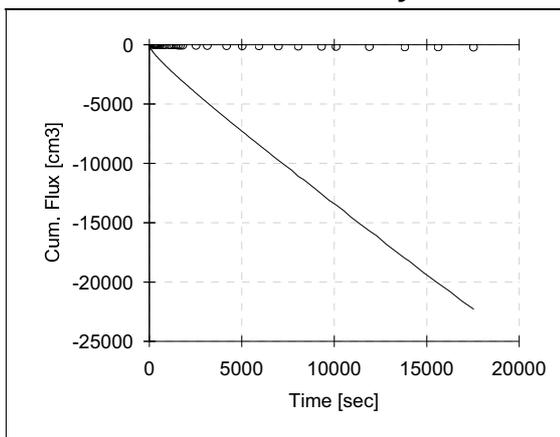
V3

Cumulative Variable Boundary Flux



V4

Cumulative Variable Boundary Flux



V5

Abbildung 6.13.: Modellerte und gemessene kumulative Infiltrationssumme (cum. Flux) für den Standort L

ähnlichen Verlauf zeigten auch die Retentionskurven sowohl mit der PTF bei Variation 3 als auch mit den Modellstartparametern der gemessenen pF-Kurve (V1). Die berechneten $K(h)$ -Werte von Variation 3 sind der Variante ohne Optimierung (V5) am nächsten (Abb. 6.14). Bei allen optimierten Variationen (V1-V4) werden die $K(h)$ -Verläufe im Vergleich zu V5 unterschätzt bzw. führt die Ableitung der $K(h)$ -Funktion aus der gemessenen pF-Kurve und dem gemessenen K_s -Wert zu einer Überschätzung der hydraulischen Leitfähigkeitsfunktion. Wird keine Optimierung, wie bei Variation V5 in Abb. 6.13 vorgenommen, kann

Tabelle 6.14.: Modellparameter und Gütekriterien für Standort L aus der Tensionsinfiltrationsmessung

Variation	θ_s	θ_r	α	n	K_s [cm/s]	R^2	MBE [%]
V1	0.22952	0.0170	0.01146	1.1000	0.00017	0.9844	0.0072
V2	0.22238	0.0000	0.03995	1.1000	0.00019	0.9821	0.0702
V3	0.23146	0.0505	0.00977	1.1307	0.00060	0.9882	0.0306
V4	0.24092	0.0769	0.01164	2.4184	0.00001	0.9904	0.0008
V5	0.39000	0.1700	0.00800	1.1430	0.00110	0.9740	0.0385

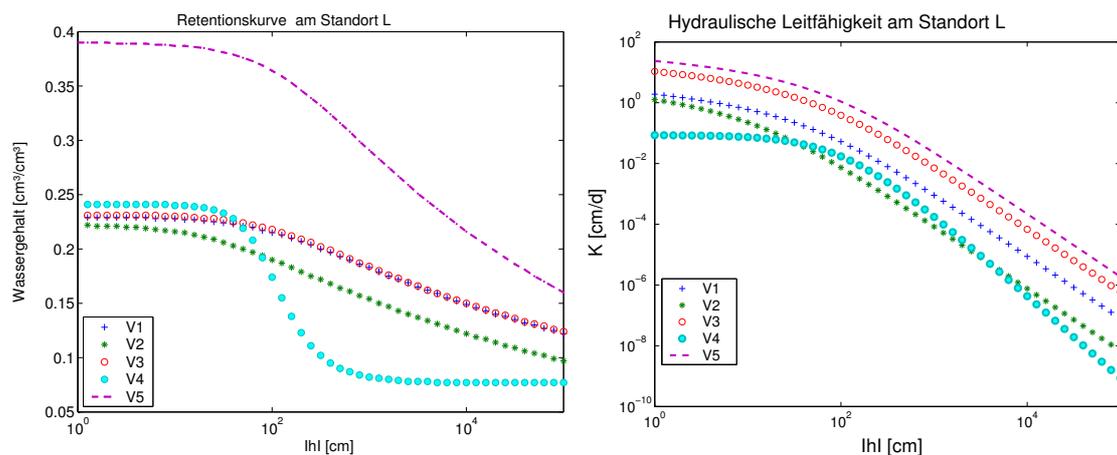


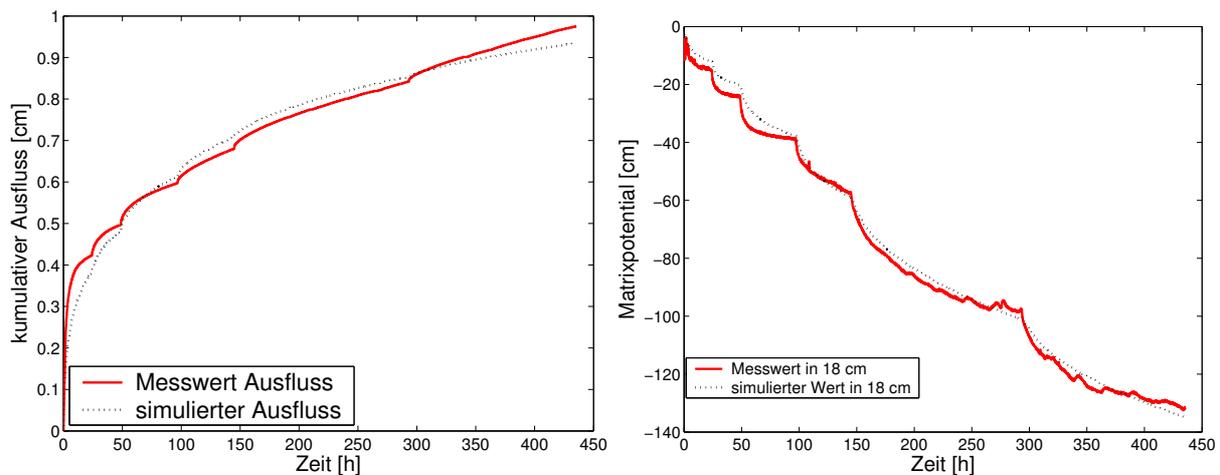
Abbildung 6.14.: Ableitung der hydraulischen Kennfunktion am Standort L

der Infiltrationsverlauf nicht zufrieden stellend abgebildet werden. In diesem Fall passt die gemessene pF-Kurve am nahe gelegenen Messpunkt MP50 nicht zum Infiltrationsverlauf. Ursachen hierfür könnten zum einen Messfehler bei der K_u -Messung mit dem Tensionsinfiltrationsmeter und zum anderem der nicht identische Standpunkt beider Messungen sein. Um die hydraulische Leitfähigkeitsfunktion annähernd gut abzubilden, sind deshalb Texturparameter und Trockenrohdichte (V3) zur Abschätzung der Startparameter für das VGM-Modell ausreichend. Bei der Abbildung der Retentionskurve zeigte sich die starke Abhängigkeit von der geringen Endfeuchte, die bei einem Unterdruck von -10 cm erreicht wurde. Deshalb eignet sich die K_u -Messung nicht zur Vorhersage der Retentionskurve. Ähnliche Ergebnisse zeigten auch die anderen Standorte A, E und G.

6.3.3. Auswertung der MSO- und Verdunstungsversuche am Monolith

Multistep Outflow Versuche

Die Auswertung der MSO-Versuche (Kap. 5.1.4) erfolgte mit dem Programm RIAN (Richards Equation and Artificial Neural Networks), das für eine bodenhydraulische Parameterbestimmung aus standardisierten Laborversuchen auf der Grundlage von Neuronale Netzen konzipiert wurde (Schmitz et al., 2006). Zur Parameterbestimmung des MSO-Experimentes wurde jedoch die inverse Methode mit dem Annealing-Simplex-Optimierungsalgorithmus genutzt, die sich als äußerst robust und stabil in der numerischen Parameterfindung zeigte und vergleichsweise ähnlich gute Ergebnisse lieferte, wie das Neuronale Netz. Da RIAN den Versuchsverlauf mit der 1-D-Richardsgleichung modelliert (homogener Boden), konnte die Schichtung des Monolithen nicht berücksichtigt werden. Statt des Standard-VGM-Modells wurde die modifizierte Version von Vogel et al. (2001) zur Anpassung des MSO-Versuches an die hydraulischen Kennfunktionen verwendet, die den Bereich nahe Sättigung durch einen zusätzlichen Parameter berücksichtigt.



(a) kumulativer Ausfluss

(b) Matrixpotential in 18 cm

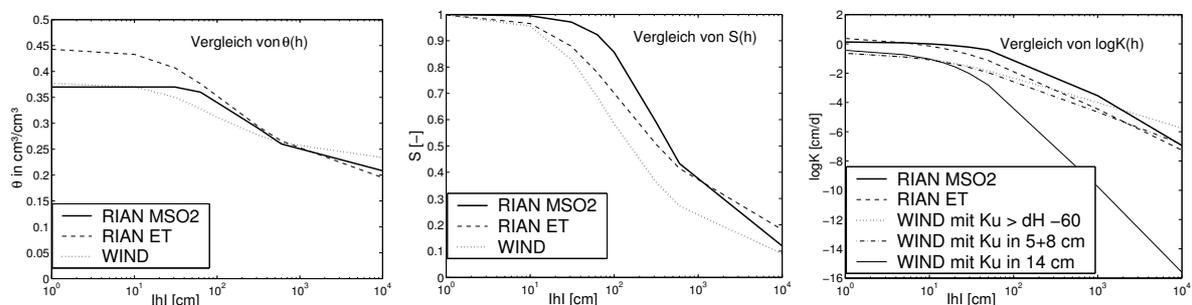
Abbildung 6.15.: Ergebnis der Anpassung mit RIAN für MSO2

Der kumulative Ausfluss passte sich in beiden MSO-Experimenten gut dem Verlauf der unteren Randbedingung an, jedoch wurde insgesamt nur ein sehr geringer Anteil von ca. 4 Vol.% entwässert. Somit konnte die Retentionskurve nur in einem sehr schmalen Druckbereich wiedergegeben werden, was die eindeutige Parameteridentifikation mit Hilfe der inversen Methode erschwerte. Als Ursache für den geringen Ausfluss wird ein Zusetzen der Keramikplatte mit Feinmaterial bzw. eine Entwicklung einer Stauschicht aus Feinmaterial auf der Keramikplatte vermutet, die im Verlauf des Multistep Outflow Experimentes zu

Tabelle 6.15.: VGM-Parameter vom Monolith mit $m=1-1/n$

Modell	Versuch	θ_s	θ_r	α_{VG}	n	K_s	τ	Bemerkung
		[Vol%]	[Vol%]	1/cm	-	[cm/d]	-	
RIAN	MSO2	0.3711	0.1833	0.1775	1.0957	1.369	0.5	mit Vogel et al. (2001) Ansatz
RIAN	ET	0.4435	0.1400	0.02435	1.325	4.768	0.5	Standard VGM-Modell
WIND	ET	0.3774	0.2195	0.02806	1.46	0.233	-0.52	alle Ku -Werte mit $dH \geq -60$
WIND	ET	0.3774	0.2195	0.02806	1.46	0.347	-1.55	Ku -Werte in 5 u. 8 cm Tiefe mit $dH \geq -60$
WIND	ET	0.3774	0.2195	0.02806	1.46	0.566	6.4	Ku -Werte in 14 cm Tiefe

einem Rückstau führte. Eine optimale Anpassung der Messdaten konnte nur mit dem kumulativen Ausfluss und einem Tensiometer in 18 cm Tiefe erzielt werden (Abb. 6.15). Besonders im Anfangstadium werden die Messdaten unterschätzt, da sehr viel Wasser dem Boden bei der ersten Druckstufe (-10 cm) entzogen wird. Das unterste Tensiometer (18cm) konnte den angelegten Unterdruck während des Versuches am besten widerspiegeln und eignete sich deshalb als einziges zur Auswertung des Matrixpotentials. Bei den darüberliegenden Tensiometern führte der Druckabfall durch die Bodenprobe hingegen nur zu geringeren Druckänderungen und reduzierte damit den Auswertungsbereich stark. Die VGM-Parameter für die Retentions- und Leitfähigkeitsfunktion nach dem Ansatz von Vogel et al. (2001) sind zusammen mit den Ergebnissen des Verdunstungsversuches der Tab. 6.15 zu entnehmen.

Abbildung 6.16.: Vergleich von $\theta(h)$, $S(h)$ und $\log K(h)$ des Bodenmonoliths

Ein graphischer Vergleich der Kurvenverläufe ist in Abb. 6.16 dargestellt. Im Kapitel 6.4.1 erfolgt ein Vergleich der ermittelten Referenzfunktionen aus dem Laborversuch (Monolith)

und dem Skalierungsansatz. Die aus dem MSO2-Versuch bestimmten Parameter liegen annähernd im Bereich des skalierten Datensatzes $N=30$ bzw. $N=20$ (Schluffcluster).

Verdunstungsversuch

Zur Ableitung der VGM-Parameter aus dem Verdunstungsversuch wurde ebenfalls das Modell RIAN und das Gradientenverfahren nach Wind (1968) mit dem Auswertungsprogramm "KupFER" (Ku-pf-Berechnungsprogramm von Plagge (1991)) genutzt.

Ein akzeptabler Parametersatz konnte mit RIAN nur in einer Tiefe von 20 cm erzielt werden, deshalb kam als weiteres Auswertungswerkzeug das Gradientenverfahren zum Einsatz. Im Vergleich zu RIAN wurden hier nur die gemessenen Daten ausgewertet und nicht über einen zusätzlichen Modellansatz (Richardsgleichung) angepasst.

Das Programm KupFER bietet die Möglichkeit eindimensionale stationäre und instationäre Verdunstungsversuche für homogene Proben auszuwerten, bei denen die Matrixpotentiale in verschiedenen Tiefen sowie Wassergehalte oder Flüsse vorliegen. Die Matrixpotentiale werden zu jedem Zeitpunkt räumlich angepasst, während der Fluss oder die Wassergehalte über eine Funktion der Zeit abgebildet werden. Die Parameter der Retentions- und Leitfähigkeitsfunktion werden nach dem VGM-Modell (van Genuchten, 1980) abgeleitet, wobei die pF-Kurve für die gesamte Bodenprobe (homogen) bestimmt wird.

Beim Gradientenverfahren (Abb. 6.17) wird im ersten Schritt eine pF-Kurve aus dem Gewichtsverlust der Probe und den gemessenen Matrixpotentialen geschätzt. Anschließend (2.) werden die Wassergehalte über die Optimierung der VGM-Parameter und der Minimierung der Summe der Abweichungsquadrate zwischen den gemessenen und berechneten Gesamtwassergehalten bestimmt. Aus dieser Verteilung der Wassergehalte wird für jede gewünschte Tiefe eine Funktion (Potentialfkt., Exponentialfkt od. Polynom) angepasst. Auch die Druckverläufe der Tensiometer werden für jeden Zeitschritt über eine Funktion angepasst. Aus den abgeleiteten Funktionen lassen sich nun neue Wassergehalte und Matrixpotentiale berechnen (3). Im letzten Schritt (4) werden die hydraulischen Gradienten dH zwischen zwei Tiefen z_1 und z_2 berechnet:

$$dH = \frac{h_{z_2} - h_{z_1}}{z_2 - z_1} \quad (6.7)$$

Die Flüsse q (Abb. 6.18) ergeben sich dann aus der Änderung des Wassergehaltes pro Zeitschritt und durch Aufsummierung der Flüsse unterhalb der Messtiefe:

$$q(x, t) = \sum \delta_t \theta_i(t) \cdot \Delta h_i \quad (6.8)$$

Zum Schluß wird nach Umstellung der Darcy-Gleichung die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit Ku berechnet:

$$Ku = \frac{-q}{dH + 1} \quad (6.9)$$

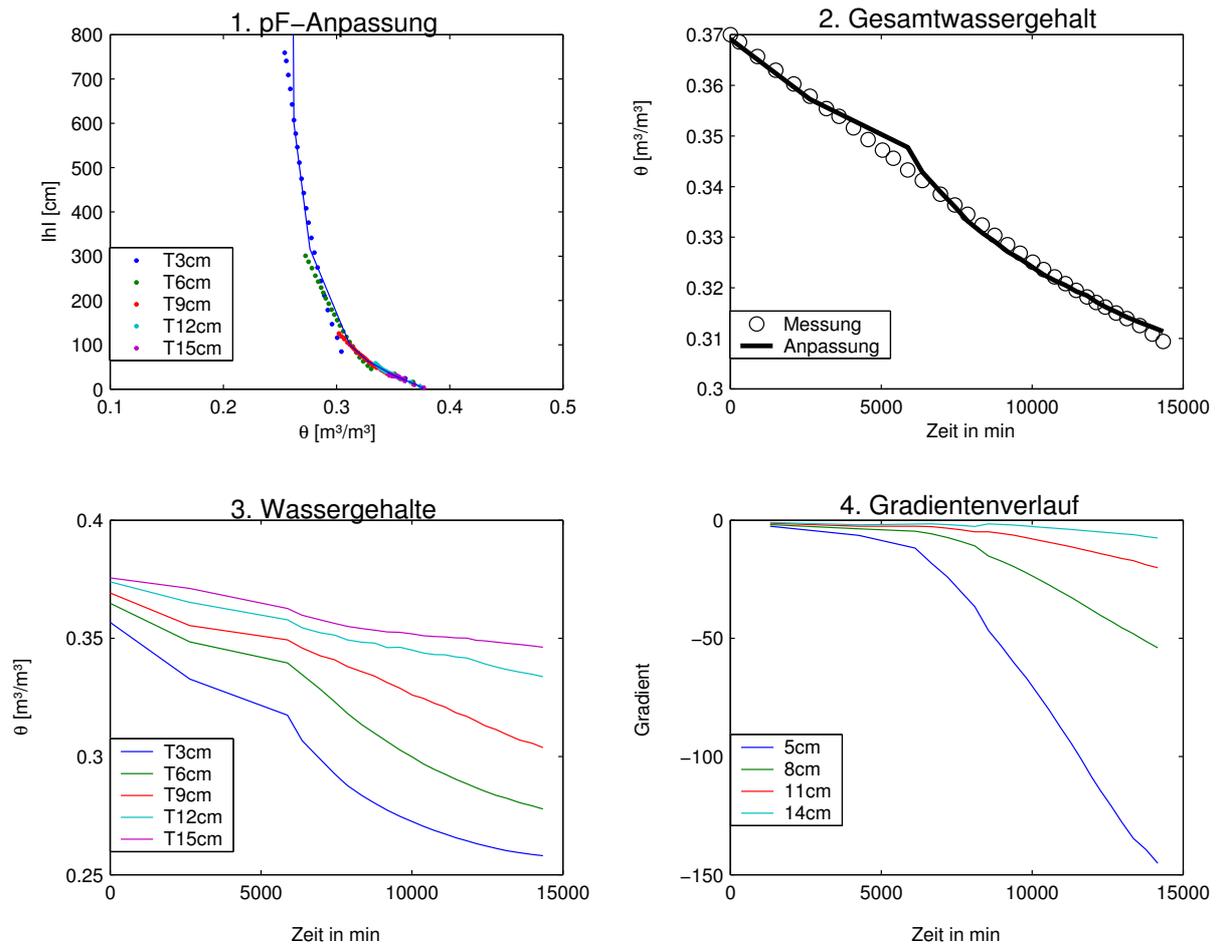


Abbildung 6.17.: Auswertung des Verdunstungsversuchs mit dem Gradientenverfahren

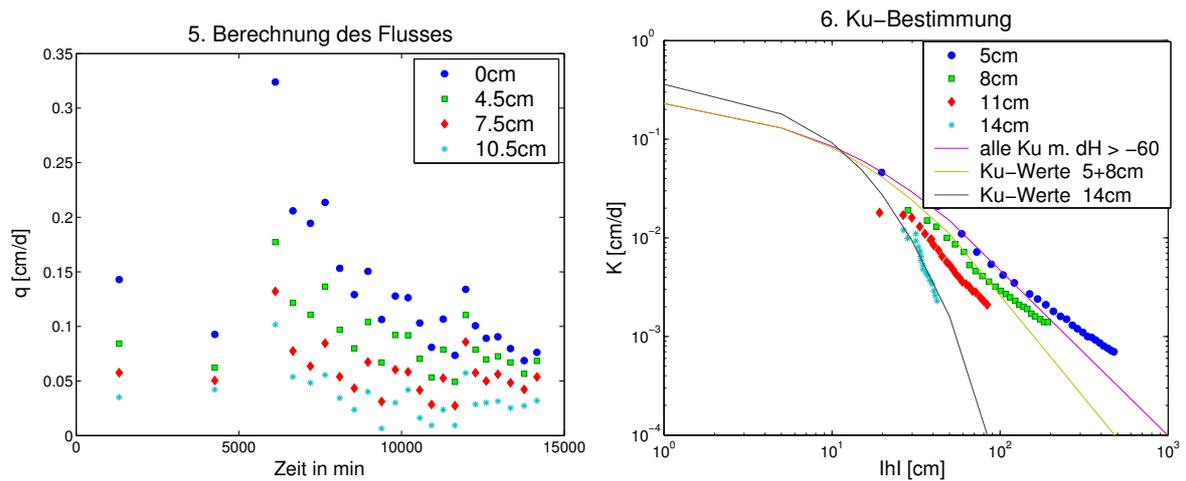


Abbildung 6.18.: Berechnung des Flusses q und Anpassung der $K(h)$ -Funktion aus den Ku -Werten in unterschiedlichen Tiefen

Die ermittelten $Ku(h)$ -Werte wurden anschließend mit dem Programm RETC an eine stetige Funktion $K(h)$ angepasst (Abb. 6.18), wobei die VGM-Parameter α_{VG} , n , θ_s und θ_r aus der angepassten pF-Kurve konstant blieben und nur die Parameter K_s und τ optimiert

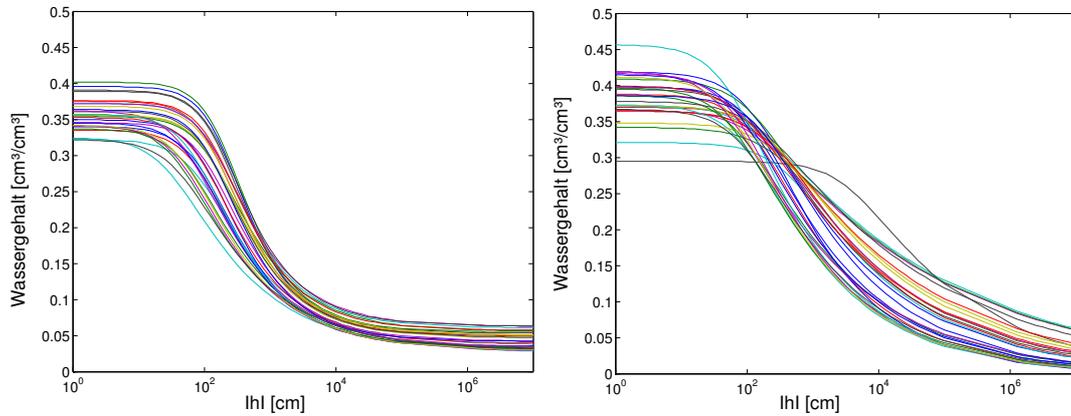
wurden. Da die Ku -Werte innerhalb der Bodensäule stark variieren, wurden drei Varianten zur Bestimmung der $K(h)$ -Funktion untersucht. Variante 1 umfasste alle berechneten Ku -Werte ($N=72$) mit einem Gradienten größer -60 . Die angepasste $K(h)$ -Kurve spiegelt vor allem den Verlauf der obersten Bodenschicht wieder. Bei Variante 2 wurden nur die ermittelten Ku -Werte in den Tiefen 5 und 8 cm mit $dH \geq -60$ in die Anpassung der $K(h)$ -Kurve genutzt ($N=24$). Die letzte Variante berücksichtigte nur die Ku -Werte der untersten Schicht ($N=17$) und passt sich dieser hervorragend an. Hier zeigt sich, dass die Schichtung im Monolith zu sehr unterschiedlichen $K(h)$ -Funktionen führt. Problematisch bei der Auswertung des Verdunstungsexperiments war die Entstehung eines extrem großen Gradienten in 5 cm Tiefe, der sich zwischen den beiden obersten Tensiometern ausbildete. Deshalb wurden nur die Ku -Werte mit einem Gradienten größer -60 verwendet.

Die Ergebnisse der MSO-Experimente und des Verdunstungsexperimentes können nur eine vereinfachte Ableitung des hydraulischen Verhaltens darstellen (Abb. 6.16), da die Heterogenität des Monoliths nicht adäquat wiedergegeben werden konnte. Deshalb sind die abgeleiteten hydraulischen Funktionen des Bodenmonoliths nur eingeschränkt als Grundlage für eine Referenzfunktion geeignet. Außerdem stellte sich die Auswertung der Messergebnisse als unzureichend dar.

6.3.4. Verwendung von Pedotransferfunktionen

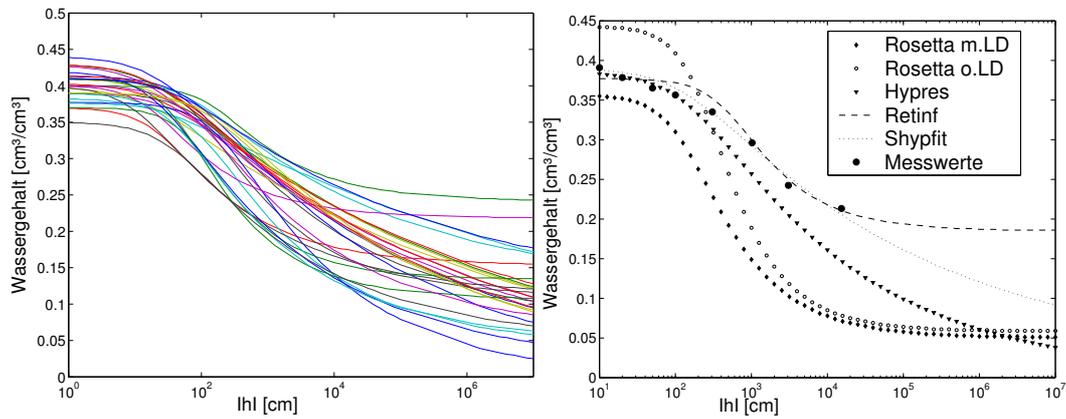
Anhand zweier Pedotransferfunktionen wird exemplarisch die unterschiedliche Beschreibung der Bodenhydraulik im Vergleich zu den gemessenen Daten aus Rippien untersucht. Die PTF "ROSETTA" von Schaap et al. (2001) beruht auf der Basis eines Neuronalen Netzes und kann je nach Datenausgangsbasis die VGM-Parameter bestimmen. Als Eingangsparameter werden mindestens die Texturparameter Sand-, Schluff- und Tonanteil benötigt. Die Vorhersage verbessert sich bei Eingabe der Trockenrohdichte und des Wassergehalts bei einer Wasserspannung von 33 kPa und 1500 kPa. Da "ROSETTA" eine amerikanische Entwicklung ist, gelten hier die ISS-Korngrößenklassen. Die hier verwendeten Klassen beruhen jedoch auf europäischem Standard FAO. Zum Vergleich wurde deshalb die PTF nach "HYPRES" - Hydraulic Properties of European Soils (Wösten et al., 1999) genutzt.

Für die Berechnung der $K(S)$ -Funktion wird bei ROSETTA ein konstanter Tortuositätsfaktor von 0.5 angenommen, während HYPRES diesen Faktor individuell berechnet. Beide PTFs geben die hydraulische Leitfähigkeit der Matrix wieder. Die gemessenen Ks -Werte aus den Infiltrationsversuchen enthalten den Einfluss des Sekundärporengefüges und sind nicht zur Vorhersage der $K(S)$ -Funktion geeignet, da sie zu einer unrealistischen Beschreibung führen. Deshalb wurden VGM-Parameter aus den angefitzten pF-Kurven verwendet und die Ks -Werte aus der Textur abgeschätzt. Die Variabilität der hydraulischen Kennfunktionen $\theta(h)$ und $K(S)$ ist im Vergleich zu den angefitzten



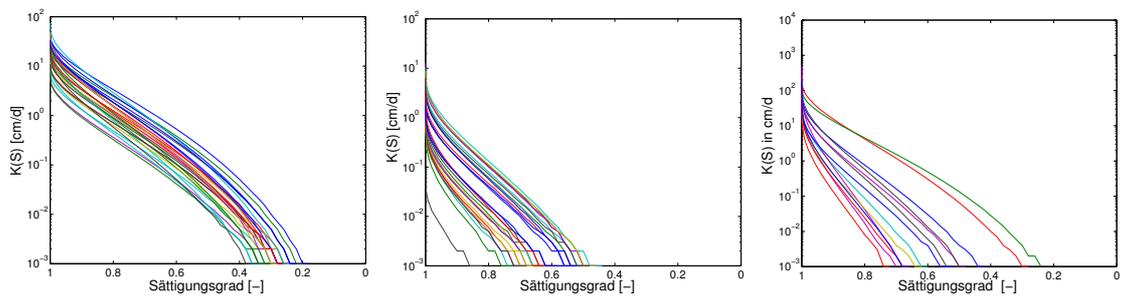
(a) PTF ROSETTA

(b) PTF HYPRES



(c) Messdaten mit Shyffit angepasst

(d) Standort MP50



(e) PTF ROSETTA

(f) PTF HYPRES

(g) Abschätzung aus Messdaten

Abbildung 6.19.: Modellvergleich für die $\theta(h)$ und $K(S)$

Messreihen teilweise geringer, wobei die angefitteten pF-Kurven bei einer Wasserspannung von pF7 viel zu stark streuen (Abb. 6.19). Um die Variabilität zu vergleichen, erfolgte die Bestimmung der statistischen Parameter Mittelwert, Standardabweichung und Variationskoeffizient (Tab. 6.16) für den gesamten Datensatz. Als Datengrundlage wurden für $\theta(h)$ die Wassergehalte zu konstanten Druckstufen (-31/-63/-100/-316/-600/-1000 cm) sowie für $K(S)$ die hydraulische Leitfähigkeit bei konstanten Sättigungsgraden (1/0.995/0.98/0.9/0.8/0.7/0.6/0.5/0.4) verwendet.

Tabelle 6.16.: Vergleich der Variabilität der abgeleiteten Datensätze mit N=30

$S(h)$	Mittelwert	Standardabweichung	Variationskoeffizient [%]
Rippien	0.33	0.06	16.96
ROSETTA	0.26	0.09	33.35
HYPRES	0.31	0.06	19.87
$K(S)$	Mittelwert	Standardabweichung	Variationskoeffizient [%]
Rippien	4.088	10.223	249.63
ROSETTA	6.987	11.60	166.11
HYPRES	0.677	1.684	250.03

Für den Standort MP50 zeigt Abb. 6.19d exemplarisch den Vergleich zwischen gemessener und den mit PTFs berechneten Retentionskurven. HYPRES erzielte die beste Anpassung zur gemessenen Retentionskurve. In ROSETTA werden bei der Verwendung der Texturklassen und der Trockenrohdichte die gemessenen Werte unterschritten und ohne Angabe der Trockenrohdichte stark überschritten. Hier zeigt sich bereits, dass die Schätzung umso besser ist, je mehr Informationen zur Verfügung stehen.

6.3.5. Diskussion der Ergebnisse

Die Vorhersagegenauigkeit der einzelnen Modellansätze kann mit dem RMSE (Root Mean Square Error) beurteilt werden, der die Abweichung zwischen gemessenem und geschätztem Wert berechnet (Gl. 6.10). Dafür wurden nur die Messpunkte der $\theta(h)$ -Funktion verwendet, zu denen Messwerte vorlagen. Für das Beispiel -Standort MP50- sind die ermittelten RMSE in Tab. 6.17 dargestellt. Das Programm Shypfit fittet die gemessene pF-Kurve mit dem bimodalen Ansatz am besten an, kann jedoch für die $K(S)$ -Funktion nur eine relative K-Funktion ermitteln. Die simultane Bestimmung der VGM-Parameter aus dem kumulativen Infiltrationsverlauf und der pF-Kurve mit dem Programm RETINF führt ebenfalls nur zu geringen Abweichungen. Pedotransferfunktionen bieten die Möglichkeit über einfache Bodenparameter die hydraulischen Kennfunktionen abzuleiten, jedoch

ist die Fehlerabweichung (RMSE) um etwa eine Zehnerpotenz höher.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (\theta(h)_{modelliert} - \theta(h)_{gemessen})^2} \quad (6.10)$$

Die Auswertung der Tensionsinfiltrometerdaten brachte nicht den erhofften Erfolg, da sich der Infiltrationsverlauf und die pF-Kurve nicht gleichzeitig gut anpassen ließen. Der Einfluss von Messfehlern bei dieser Messmethodik ist groß. Die Entfernung der Grasnarbe und das Glätten der Oberfläche kann das Porengefüge an der Oberfläche beschädigen. Als Alternative wäre das Haubentensionsinfiltrometer vorzuziehen, da bei diesem Messverfahren die Oberfläche nicht beschädigt wird (Schwärzel, 2006). Um das Sekundärporengefüge zu erfassen und mindestens eine weitere Stützstelle der $K(h)$ -Funktion zu erhalten sind jedoch Ku-Messungen notwendig. Die Vorhersage der $K(h)$ - bzw. $K(S)$ -Funktion ist nach wie vor unzureichend und mit hoher Variabilität verbunden.

Die Auswertung der MSO- und Verdunstungsversuche am Monolithen mit der inversen Methode führte schnell an die Modellgrenzen. Es mussten einige Vereinfachungen getroffen werden, um eine Auswertung vorzunehmen. Beispielsweise konnte die natürliche Schichtung nicht berücksichtigt werden. Die Verwendung eines ungestörten Bodens sollte zwar das hydraulische Verhalten natürlicher Böden besser widerspiegeln, jedoch gestaltete sich die Parametrisierung mit den derzeit zur Verfügung stehenden Methoden als unzureichend. Das betrifft sowohl die fehlerbehafteten Messapparaturen als auch die problematische Wiedergabe der Sekundärstruktur in den Porenraummodellen.

Tabelle 6.17.: Ergebnisvergleich für Standort MP50 bezüglich der Modellkonzepte

Modellansatz	RMSE für $\theta(h)$
ROSETTA (mit TRD)	0.0549
ROSETTA (ohne TRD)	0.0860
HYPRES	0.0314
RETINF	0.0089
SHYPFIT-unimodal	0.0076
SHYPFIT - bimodal	0.0009

6.4. Ableitung von Skalierungsparametern

Zur Skalierung der Retentionsfunktionen $S(h)$ und der hydraulischen Leifähigkeitsfunktion $K(h)$ wurde die Skalierung über das VGM-Modell genutzt (vgl. Kap. 4.2). Durch Optimierung der VGM-Parameter der Referenzkurve sowie der Skalierungsparameter erfolgte eine Reduktion der hydraulischen Variabilität der Datensätze.

Die folgenden Arbeitsschritte waren notwendig, um einen optimalen Satz von Skalierungsparametern zu erhalten:

1. Berechnung der gemessenen Wassergehalte θ bzw. der Sättigungsgrade S bei festen Druckstufen ($h_i=10, 31, 63, 100, 316, 600, 1000$ cm) sowie der ungesättigten Leitfähigkeiten bei den Druckstufen ($h_i=31, 63, 100, 316, 600, 1000$ cm)
2. Ermittlung der VGM-Startparameter für die Referenzkurve $h(S)^*$ und $\log K(h)^*$ über die Mittelwerte der Stichprobe
3. Bestimmung der Skalierungsparameter α_h und α_K (einzeln oder simultan) über die Minimierung von SS_h und SS_K durch Variation der Skalierungsparameter α_h und α_K sowie der VGM-Parameter α_{VG} und n bei $h(S)^*$ sowie K_s und τ bei $\log K(h)^*$ für alle Standorte r und Druckstufen h_i (Lösung mit Solver in Excel)
4. Ableitung der Referenzkurve aus den optimierten VGM-Parametern
5. Skalierung der Druckhöhen h_i mit den Skalierungsparametern, an denen der Wassergehalt bzw. die hydraulische Leitfähigkeit gemessen wurde.

Zur Beurteilung der Skalierung für den gesamten Datensatz wurde der mittlere RMSE, der mittlere Korrelationskoeffizient sowie die prozentuale Reduktion der Summe der Abweichungsquadrate (SS) berechnet. Der RMSE ergab sich aus den unskalierten und den reskalierten Kurvenverläufen von $S(h)$ und $\log K(h)$ (Gl. 6.11 u. 6.12). Der reskalierte Kurvenverlauf wurde aus der optimierten Referenzkurve und dem ermittelten Skalierungsparameter für jede Probe bestimmt. Dieser mittlere Fehlerwert gibt Auskunft, wie hoch die Abweichung bzw. der Fehler zu den gemessenen Kurvenverläufen ist und ermöglicht somit einen Vergleich der unterschiedlichen Datensätze.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (S_{reskaliert} - S_{gemessen})^2} \quad (6.11)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (\log K_{reskaliert} - \log K_{gemessen})^2} \quad (6.12)$$

Der mittlere Korrelationskoeffizient R nach Pearson berechnet sich nach Gl. 6.13 für die unskalierten und reskalierten Wertepaare der $S(h)$ - bzw. $\log K(h)$ -Funktionen:

$$R = \frac{s_{xy}}{s_x s_y} \quad (6.13)$$

mit $s_{xy} = \sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) = \text{Kovarianz}$, $s_x =$ Standardabweichung von x und $s_y =$ Standardabweichung von y . R kann Werte zwischen 1 und -1 annehmen, wobei eine sehr hohe Korrelation bei 1 bzw. -1 erreicht wird. Die Angabe der Reduktion von SS bezieht sich auf die Minimierung der Summe der kleinsten Fehlerquadrate bei der Skalierung. Sie vergleicht die Werte der Anfangssumme und der minimierten Summe und ist ein Maß für die Reduzierung der Variabilität bezogen auf eine Referenzkurve.

6.4.1. Versuchsfläche Rippien

Insgesamt wurden acht Varianten untersucht. Bei den ersten vier Varianten wurden die VGM-Parameter für $\theta(h)$ mit dem Programm Shypfit (Durner, 1998) angepasst (Kap. 6.3.1) und für $K(h)$ die Parameter K_s aus der Textur und der TRD abgeleitet sowie die Tortuosität τ mit 0.5 angesetzt. Die Varianten 5 und 6 stellen Ergebnisse aus der Anwendung der PTFs dar (Kap. 7.1) und Variante 7 nutzt die Ergebnisse aus der inversen simultanen Anpassung der Infiltrationsversuche und der pF-Kurven mit dem Modell RETINF (Kap. 6.3.2). Für die Varianten 1-7 gelten die VGM-Parameter für ein unimodales Modell (van Genuchten, 1980) mit $m=1-1/n$. Als letzte Variante kamen die Ergebnisse aus der Anpassung der Retentionsfunktionen mit dem bimodalen Modellansatz (Kap. 6.3.1) zur Anwendung.

Skalierungsvarianten:

1. Skalierung aller Messpunkte $N=30$
2. Skalierung des Schluffclusters mit $N=20$
3. Skalierung des Sandclusters mit $N=10$
4. Simultane Skalierung aller Messpunkte $N=30$
5. Skalierung aller Messpunkte $N=30$ mit $\theta(h)$ und $K(h)$ aus der PTF "HYPRES"
6. Skalierung aller Messpunkte $N=30$ mit $\theta(h)$ und $K(h)$ aus der PTF "ROSETTA"
7. Skalierung der Infiltrationsmesspunkte $N=16$ mit $\theta(h)$ und $K(h)$ aus RETINF
8. Skalierung $N=30$ mit dem bimodalen VGM-Modell (Durner, 1991)

Bereits bei der Hauptkomponentenanalyse in Kap. 4.1 war festzustellen, dass sich die Variabilität der hydraulischen Kennfunktionen überwiegend auf einen Faktor reduzieren

lässt. Dies bestätigten auch die Ergebnisse der Skalierungen, die in den Tab. 6.18 und 6.19 zusammengefasst sind. Der mittlere Fehler (RMSE) bewegt sich bei den $S(h)$ -Funktionen zwischen 0.017 und 0.11 und bei den $\log K(h)$ -Funktionen zwischen 0.104 und 0.360 cm/d. Die geringsten Abweichungen wurden jeweils von den skalierten Pedotransferfunktionen erreicht und die Maximalwerte aus den skalierten Kurven mit RETINF. Hier zeigt sich bereits die Auswirkung der unterschiedlichen Variabilität. Bei den PTF-generierten Datensätzen ist die Variabilität wesentlich geringer als bei den Varianten 1 bis 4 und zeigt somit, dass die PTFs die Variabilität der Messungen nicht in vollem Umfang wiedergeben können. Ebenso führt die Verwendung der kumulativen Infiltration zur Bestimmung des K_s -Wertes zu größeren Abweichungen, da nicht nur texturbezogene sondern auch strukturbezogene Eigenschaften (Sekundärporen) mit erfasst werden. Ähnliche Ergebnisse zeigt auch der Korrelationskoeffizient zwischen den unskalierten und reskalierten Datensätzen. Er ist bei der $S(h)$ -Funktion für die PTFs am höchsten und für RETINF am geringsten, ebenso bei der $\log K(h)$ -Kurve.

Tabelle 6.18.: Bewertung der Skalierungsergebnisse für $S(h)$

Variante	Anzahl	RMSE von S [-]	Reduktion von SS [%]	R
N=30	30	0.059	93.85	0.9901
N=20	20	0.082	92.22	0.9906
N=10	10	0.048	95.22	0.9951
N=30 simultan	30	0.059	93.93	0.9901
PTF-HYPRES	30	0.017	96.74	0.9931
PTF-ROSETTA	30	0.022	98.79	0.9997
RETINF	16	0.110	98.48	0.9918
bimodal	30	0.137	85.93	0.9814

Tabelle 6.19.: Bewertung der Skalierungsergebnisse für $K(h)$

Variante	Anzahl	RMSE von $\log K$ [cm/d]	Reduktion von SS [%]	R
N=30	30	0.227	96.80	0.9993
N=20	20	0.228	97.05	0.9994
N=10	10	0.153	95.46	0.9999
N=30 simultan	30	0.220	95.11	0.9994
PTF-HYPRES	30	0.160	69.60	0.9990
PTF-ROSETTA	30	0.104	94.67	0.9996
RETINF	16	0.360	95.57	0.9916
bimodal	30	0.290	95.47	0.9881

Die Skalierung der gemessenen pF-Kurven (Variante 1-4) nimmt eine Mittelstellung bei der Güte der Anpassung ein, wobei die Teilung der Daten in ein Sand- und ein Schluff-

cluster nur für das Sandcluster zu wesentlich geringeren Fehlerwerten führte. Die höchste Korrelation konnte das Sandcluster bei $S(h)$ mit $R=0.995$ und bei $\log K(h)$ mit 0.999 erzielen. Außer bei Variante 4 (Sandcluster) traten bei allen anderen Varianten der $\log K(h)$ -Skalierung größere Abweichungen zur Referenzkurve im oberen Kurvenverlauf bis $|h|=100$ cm auf, wie den Abb. 6.20 bis 6.25 zu entnehmen ist. Hier wäre eventuell doch ein zweiter Skalierungsparameter notwendig, der das Sekundärporensystem berücksichtigen könnte. Diese These konnte beim Tharandter Datensatz durch die Hauptkomponentenanalyse bereits bestätigt werden. Nur eine geringfügige Verbesserung war bei der simultanen Skalierung der $S(h)$ und $\log K(h)$ -Daten zu erkennen (Variante 2). Lediglich der $RMSE$ -Wert bei der $\log K(h)$ -Skalierung konnte im Vergleich zur getrennten Skalierung (Variante 1) verringert werden.

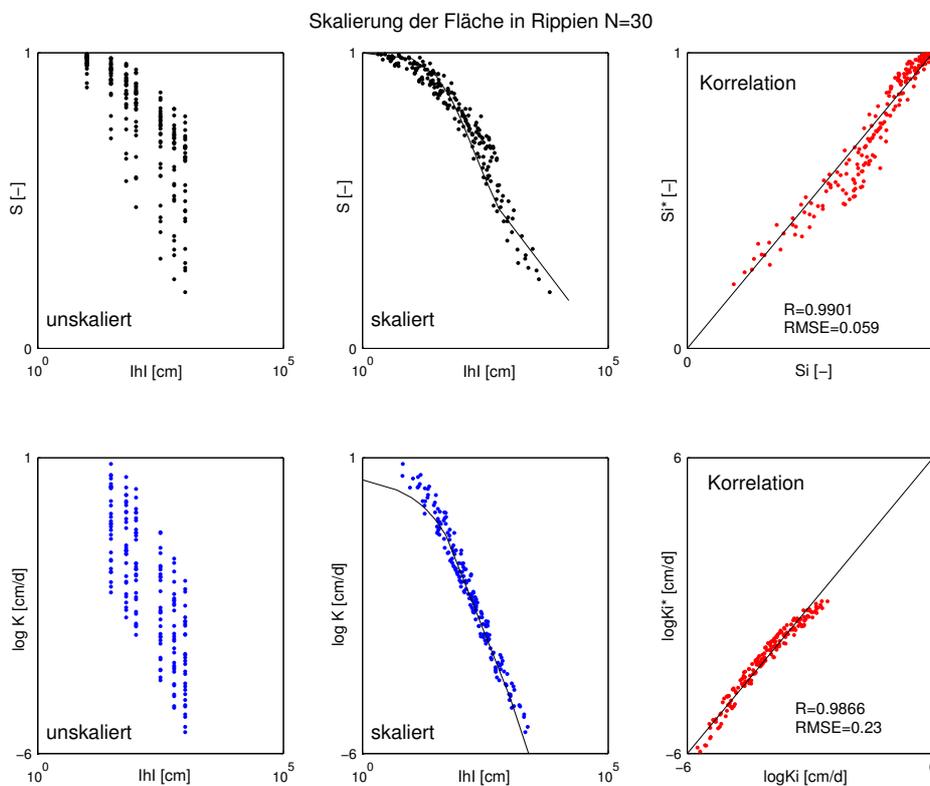


Abbildung 6.20.: Ergebnis der Skalierung für N=30 Standorte

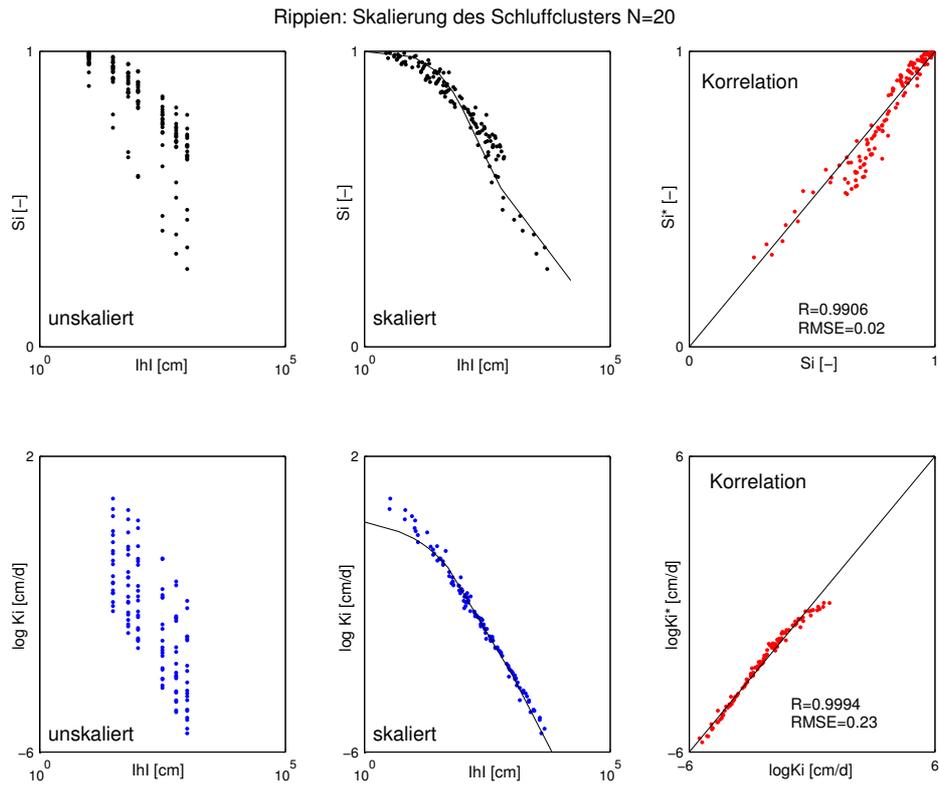


Abbildung 6.21.: Ergebnis der Skalierung für N=20 Standorte (Schluffcluster)

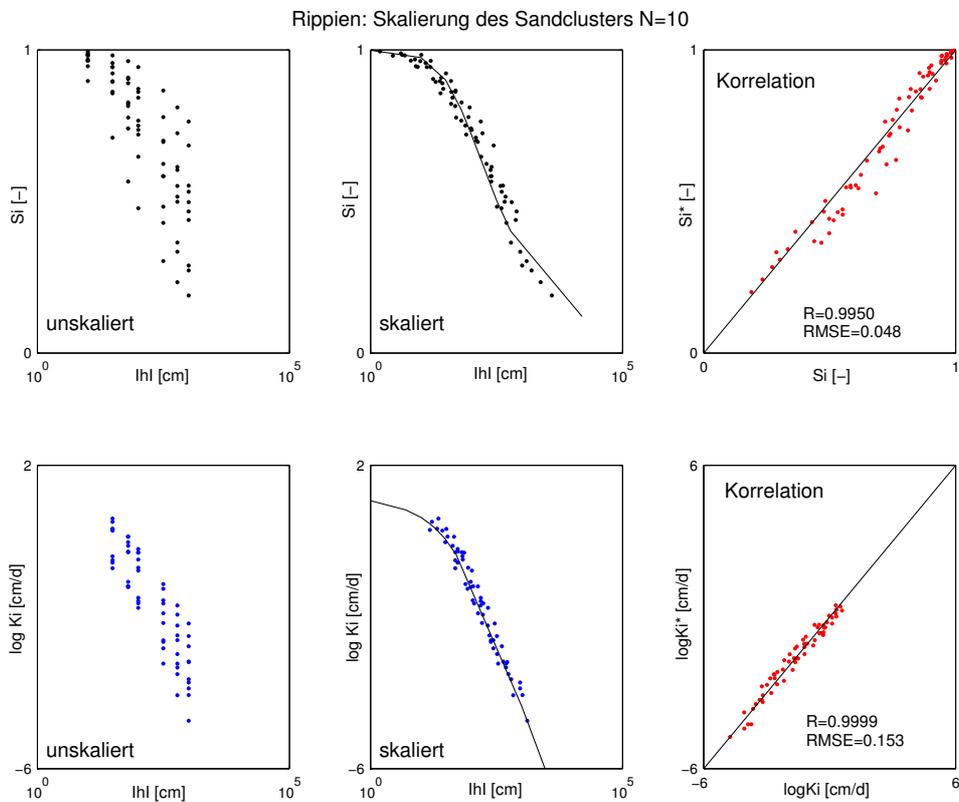


Abbildung 6.22.: Ergebnis der Skalierung für N=10 Standorte (Sandcluster)

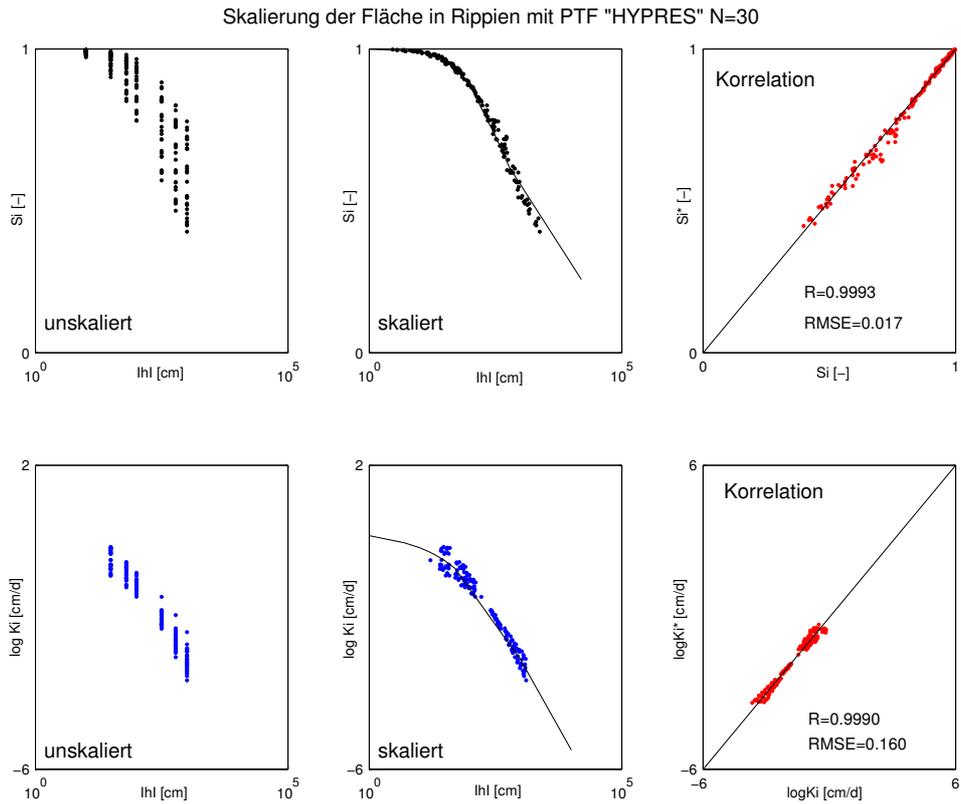


Abbildung 6.23.: Ergebnis der Skalierung für PTF "HYPRES"

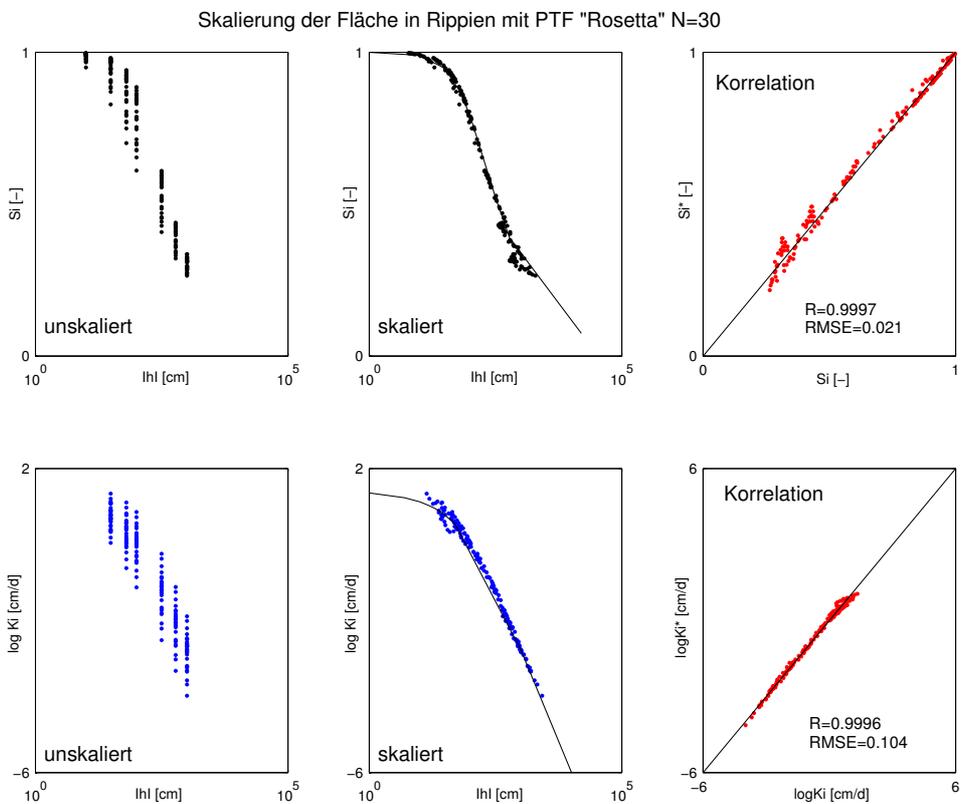


Abbildung 6.24.: Ergebnis der Skalierung für PTF "ROSETTA"

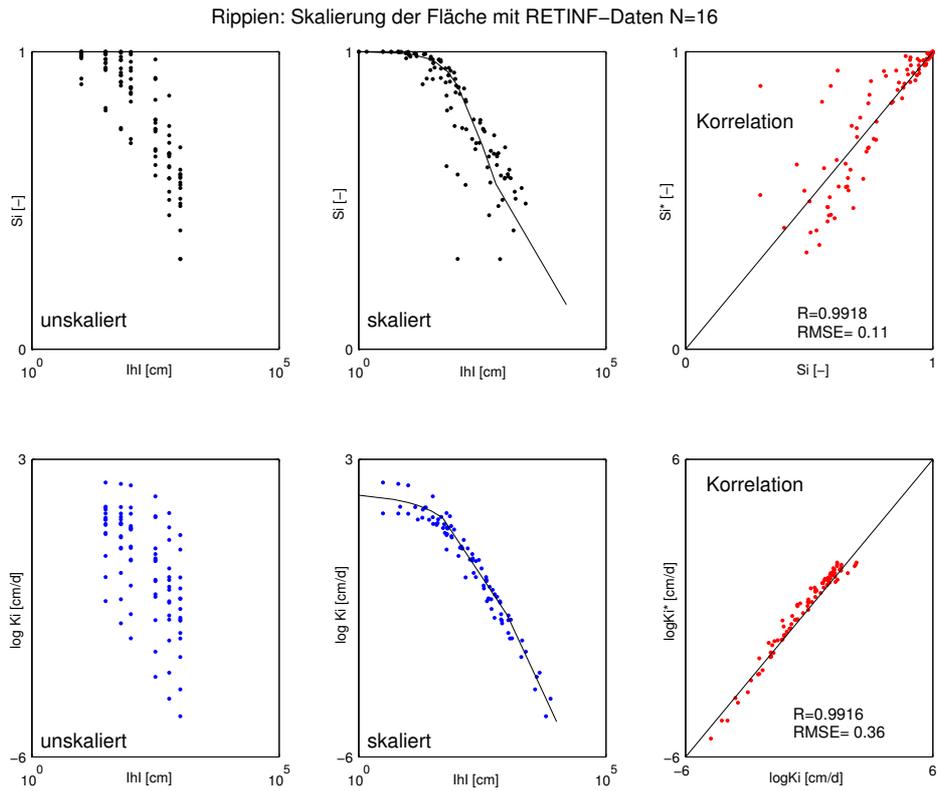


Abbildung 6.25.: Ergebnis der Skalierung aus dem Modell "RETINF"

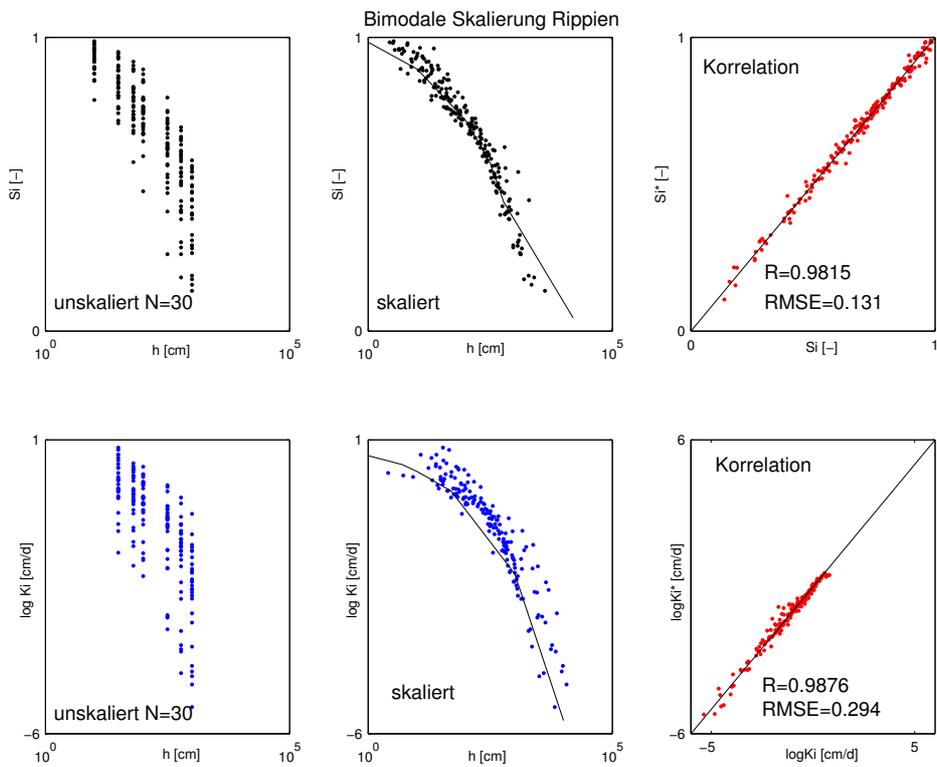


Abbildung 6.26.: Ergebnis der bimodalen Skalierung

Eine Reduzierung der Gesamtvarianz über die Minimierung der Zielfunktion (SS) konnte bei der $S(h)$ -Skalierung zwischen 92.2 und 98.8 % und bei der $\log K(h)$ -Skalierung von 69.6 bis 97 % erreicht werden. Der Unterschied zwischen den optimierten Referenzkurven der untersuchten Varianten wird in Abb. 6.27 deutlich. Die Varianten 1 und 2 (N30) nehmen bei der $S(h)$ -Funktion eine Mittelstellung zwischen den PTF HYPRES, RETINF-Daten und dem Schluffcluster (N20) mit dem höheren Speichervermögen und dem Sandcluster (N10) sowie dem Monolithen mit einer geringeren Retention ein. Die PTF ROSETTA liegt bis zu einem Druck von -300 cm knapp über den Messdaten N30 und unterschätzt diese mit zunehmenden Druck.

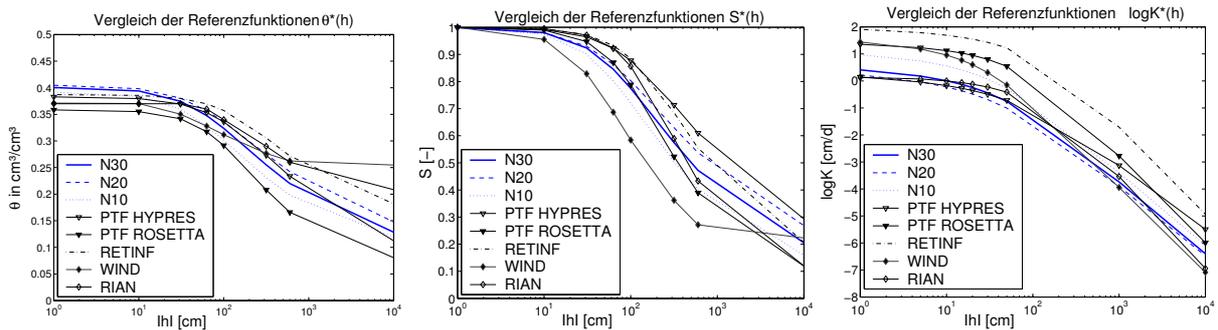


Abbildung 6.27.: Vergleich der Referenzfunktionen für $\theta(h)$, $S(h)$ und $\log K(h)$

Die Verwendung der Referenzfunktion $S^*(h)$ aus dem Verdunstungsversuch am Monolithen (nach WIND) würde den gesamten Datensatz N30 als auch das zugehörige Cluster N20 stark unterschätzen. Im Gegensatz dazu treffen alle Referenzkurven aus dem MSO2-Experiment (mit RIAN) den Verlauf von N30 bzw. N20 recht gut. Bei den hydraulischen Leitfähigkeitsfunktionen $K^*(h)$ weisen die Messdaten N30 und N20 sowie HYPRES bis $|h|=100$ cm die geringsten Leitfähigkeiten auf. Den höchsten $K^*(h)$ -Verlauf zeigen die RETINF-Daten und weisen damit auf den Einfluss der Sekundärporen hin, die bei den Infiltrationsversuchen mit erfasst werden. Sie zeigen aber auch, dass die hohe Variabilität bei der K_s -Messung zu unrealistisch hohen Leitfähigkeiten mit zunehmender Wasserspannung führt, obwohl die Wirkung der Sekundärporen abnimmt.

6.4.2. Untersuchungsgebiet Tharandter Wald

Die Skalierung der Tharandter Daten wurde auf verschiedenen Skalenebenen vorgenommen. Auf Grund der relativ großen Anzahl von hydraulischen Kennfunktionen war sowohl eine horizontale Skalierung (Abb. 6.28 und 6.29) als auch eine Skalierung für das gesamte Profil möglich (Abb. 6.30). Weiterhin konnten die Standorte Ankerstation und Buchhübel mit jeweils zwei Profilen (Abb. 6.31 u. 6.32) sowie alle Profile (11 bis 14) gemeinsam skaliert werden (Abb. 6.33). Somit war sowohl der Einfluss der Schichtung, des Profils als auch

des Standortes bezüglich der Skalierbarkeit analysierbar und die Berechnung der Korrelationen zwischen Bodeneigenschaften und den jeweiligen Skalierungsparametern möglich.

Bei der horizontweisen Skalierung wurden die hydraulischen Funktionen $S(h)$ und $\log K(h)$ der jeweiligen Horizonte an jeweils einer Referenzfunktion pro Horizont skaliert. In der Regel konnten alle Horizonte der Profile 11 und 13 sehr gut abgebildet werden, wie die geringen Abweichungen (RMSE) und die sehr hohen Korrelationskoeffizienten (0.999) zeigen (Tab. 6.20 und 6.21). Im Vergleich zur Skalierung über das gesamte Profil mit einer Referenzkurve konnten ähnliche bzw. geringere Fehlerabweichungen festgestellt werden. Insgesamt wurde eine bessere Skalierung der $S(h)$ -Messungen als bei den $\log K(h)$ -Funktionen für die Horizonte erreicht, was zum Teil auf die geringere Probenanzahl und die schlechte Anpassung im oberen Kurvenverlauf zurückzuführen ist (Abb. 6.28 u. 6.29). Der Vorteil der horizontweisen Skalierung ist die Berücksichtigung der Schichtung, die bei einem Wechsel in der Bodenart zu einem anderen hydraulischen Verhalten führen kann. Es muss also vorab überprüft werden, wie sich die Verteilung der Bodenart mit der Tiefe ändert und ob die Referenzfunktion über das ganze Profil gelten kann. Aus diesem Grund wurde der Bu-Horizont von Profil 14 bei der Skalierung nicht berücksichtigt (vgl. Abb. 6.1).

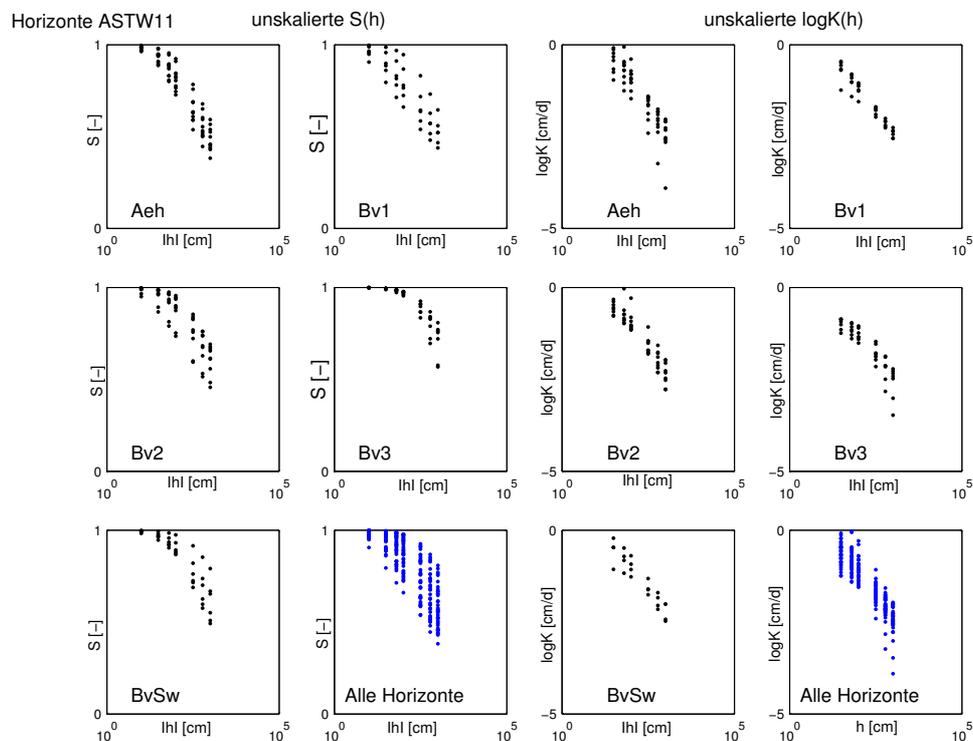
Die Skalierung über das gesamte Profil 11 konnte für die $S(h)$ -Werte ähnlich gut abgebildet werden, wie bei den Horizonten vom Profil 11 (vgl. Abb. 6.30). Bei $\log K(h)$ verschlechtern sich die Korrelation und der RMSE geringfügig.

Tabelle 6.20.: Bewertung der Skalierungsergebnisse für $S(h)$

Datensatz	Anzahl	RMSE von S [-]	Reduktion von SS [%]	R
Horizonte Profil 11 : Aeh	11	0.014	93.11	0.9996
Bv1	7	0.015	99.16	0.9997
Bv2	9	0.013	99.11	0.9999
Bv3	7	0.035	45.98	0.9991
BvSw	7	0.051	79.16	0.9980
ASTW 11 Horizonte (\bar{x})	41	0.026	83.30	0.9993
ASTW 11 Profil	41	0.034	97.01	0.9993
ASTW 12 Profil	12	0.029	97.72	0.9988
ASTW 11+12 Profil	53	0.033	97.65	0.9992
Buchhübel 13 Horizonte (\bar{x})	19	0.011	82.97	0.9999
Bv	8	0.010	68.48	0.9999
BvSw	5	0.020	81.35	0.9997
Sw	6	0.002	99.07	0.9999
Buchhübel 13 Profil	19	0.043	98.73	0.9964
Buchhübel 14 Profil	14	0.032	98.11	0.9921
Buchhübel 13+14 Profil	33	0.023	97.52	0.9956
Alle Profile 11-14	86	0.060	95.36	0.9967

Tabelle 6.21.: Bewertung der Skalierungsergebnisse für $K(h)$

Datensatz	Anzahl	RMSE von $\log K$ [cm/d]	Reduktion von SS [%]	R
Profil 11-Aeh-Horizont	10	0.260	82.28	0.9996
Bv1	7	0.096	79.90	0.9993
Bv2	9	0.134	79.42	0.9973
Bv3	7	0.123	80.06	0.9979
BvSw	4	0.171	95.89	0.9991
ASTW Horizonte 11 (\bar{x})	37	0.160	85.00	0.9987
ASTW Profil 11	37	0.207	74.77	0.9970
ASTW Profil 12	9	0.095	96.66	0.9953
ASTW Profil 11+12	46	0.220	81.57	0.9968
Buchhübel Horizonte 13 (\bar{x})	19	0.073	78.09	0.9991
Bv	8	0.073	78.09	0.9996
BvSw	5	0.148	67.87	0.9988
Sw	6	0.041	97.04	0.9987
Buchhübel Profil 13	19	0.138	88.90	0.9935
Buchhübel Profil 14	9	0.110	81.69	0.9942
Buchhübel Profil 13+14	28	0.155	88.60	0.9942
Alle Profile 11-14	73	0.196	94.00	0.9955

Abbildung 6.28.: ASTW-Profil 11: unskalierte Horizonte der $S(h)$ - und $K(h)$ -Funktion

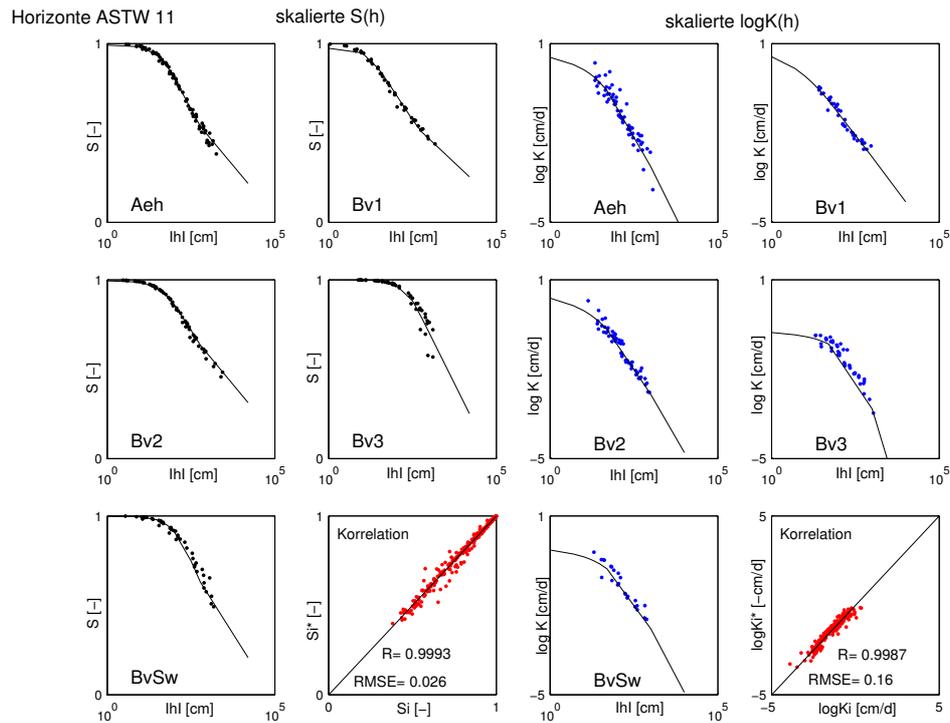
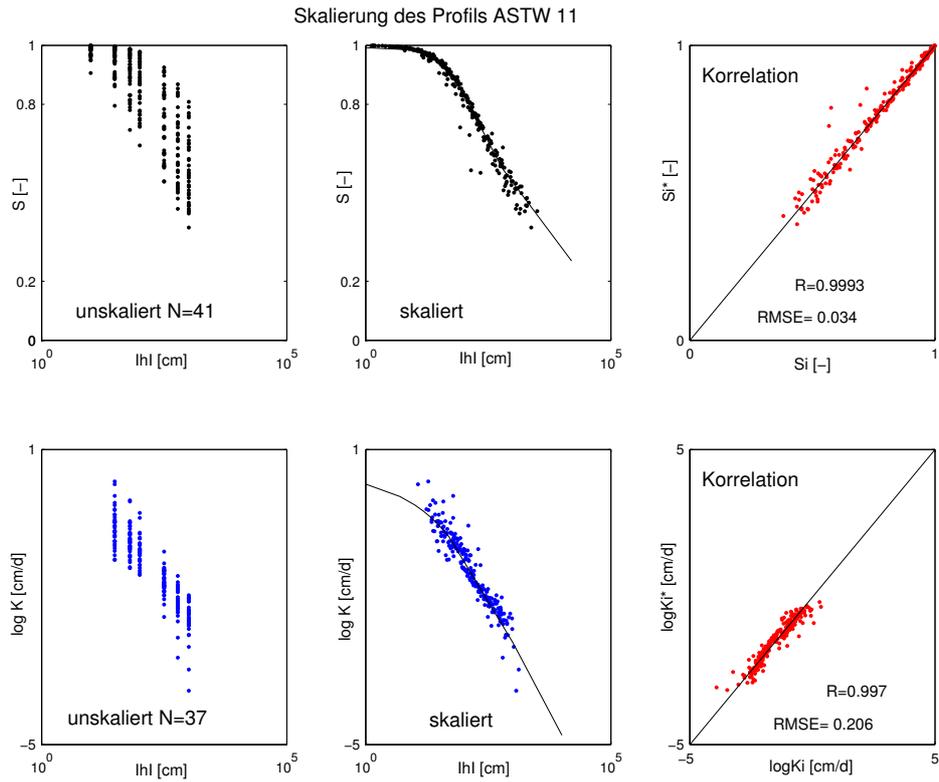
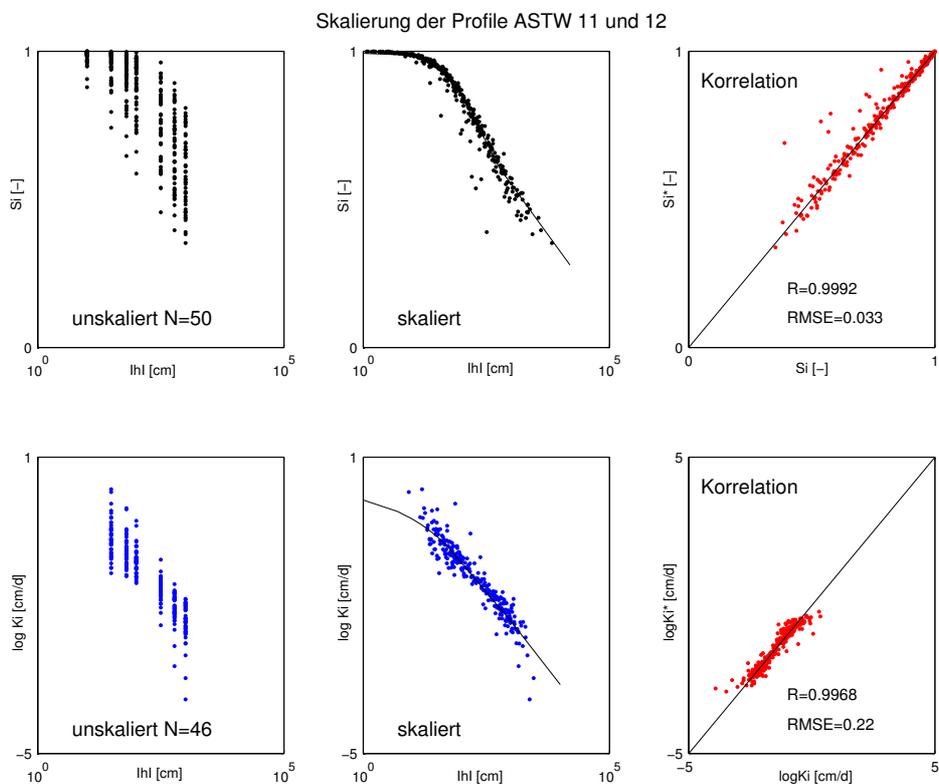


Abbildung 6.29.: ASTW-Profil 11: skalierte Horizonte der $S(h)$ - und $K(h)$ -Funktionen

Die Zusammenfassung der Profile zu Standorten führt bei der $S(h)$ -Skalierung zu keiner wesentlichen Änderung und bei der $\log K(h)$ -Skalierung zu einer Zunahme des RMSE. Größere Abweichungen von der $\log K(h)$ -Referenzkurve am Standort ASTW sind im oberen und unteren Bereich der Kurve sichtbar (Abb. 6.31). Auch hier wäre ein zweiter Skalierungsparameter sinnvoll, um die Variabilität wie bei der Hauptkomponentenanalyse für die meisten Profile abzudecken (Kap. 6.2, Tab. 6.9). Wesentlich besser konnte die $\log K(h)$ -Skalierung am Standort Buchhübel (13+14) erfolgen, wie Abb. 6.32 zu entnehmen ist. Für diesen Datensatz war auch nur eine Hauptkomponente notwendig, um die Gesamtvarianz ausreichend gut zu beschreiben. Um die Skalierbarkeit des Datensatzes zu verbessern, kann somit die Hauptkomponentenanalyse als Methode zur Bestimmung der Anzahl von Faktoren, die zur Beschreibung der Variabilität notwendig sind, angewendet werden. Die Bestimmung eines zweiten Parameters könnte beispielsweise durch Anwendung eines bimodalen Porenraummodells erfolgen.

Zum Schluss wurden alle Profildaten zusammen skaliert. So konnten für die $S(h)$ -Skalierung 86 Messungen und für die $\log K(h)$ -Skalierung 73 Messungen untersucht werden. Mit Zunahme der Variabilität nimmt bei der $S(h)$ -Skalierung auch der mittlere Fehler um 0.03-0.04 zu und der Korrelationskoeffizient mit 0.997 leicht ab. Es tritt eine größere Streuung der gemessenen und reskalierten Werte auf, wie Abb. 6.33 für $S(h)$ zu entnehmen ist. Bei der $\log K(h)$ -Skalierung sind diese Tendenzen nicht zu erkennen, der $RMSE$, die Reduzierung von SS und R liegen in der gleichen Größenordnung wie die anderen Datensätze.

Abbildung 6.30.: Profil 11: unskalierte und skalierte $S(h)$ - und $K(h)$ -FunktionenAbbildung 6.31.: Profile 11 u. 12: unskalierte und skalierte $S(h)$ - und $K(h)$ -Funktionen

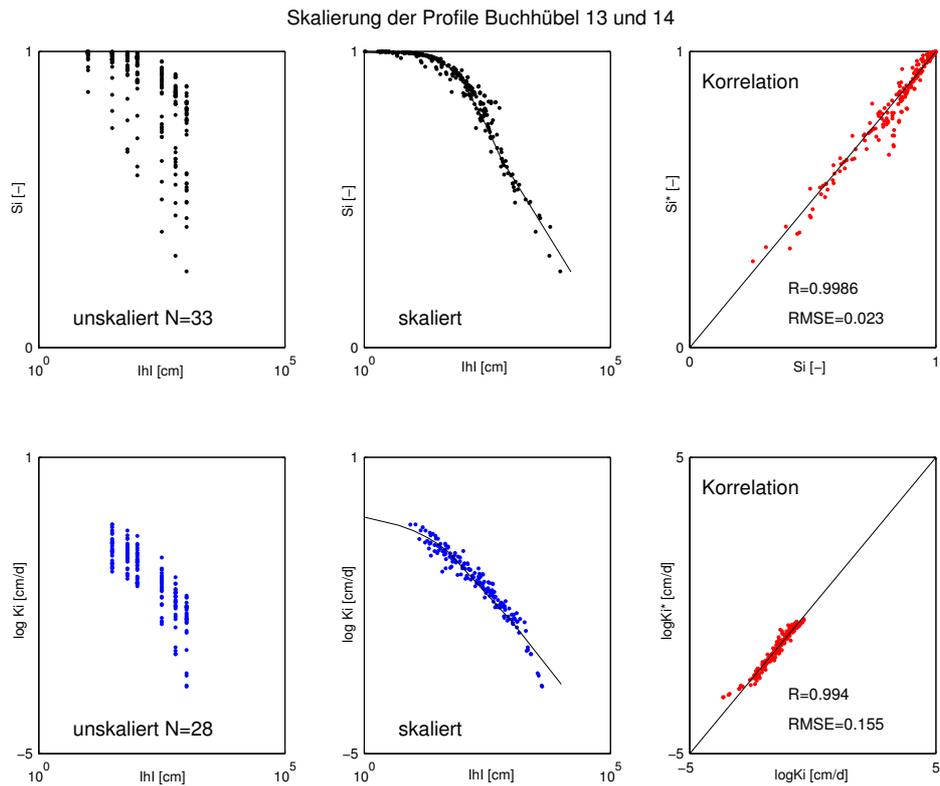


Abbildung 6.32.: Profile 13 und 14: unskalierte und skalierte $S(h)$ - und $K(h)$ -Funktionen

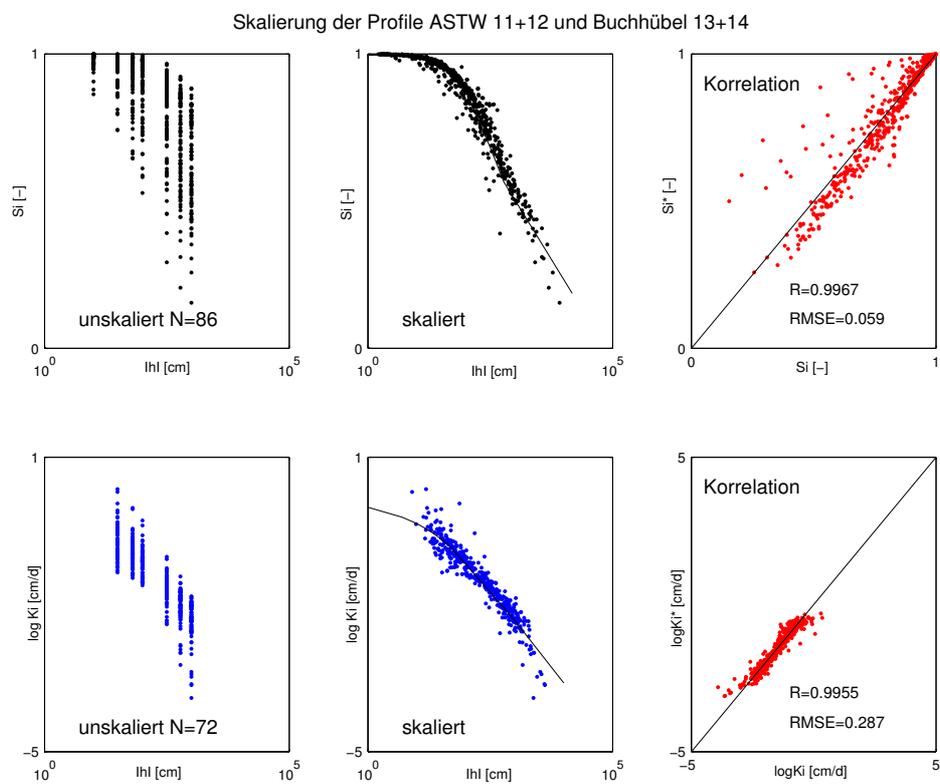


Abbildung 6.33.: Profile 11-14: unskalierte und skalierte $S(h)$ - und $K(h)$ -Funktionen

6.4.3. Profile der BZE II-Daten

Die Skalierung konnte für den gesamten sowie auch für den geteilten Datensatz erfolgreich durchgeführt werden. Die Abweichungen ($RMSE$) von 0.024 bis 0.037 zwischen den gemessenen und reskalierten $S(h)$ -Kurvenverläufen sind mit den anderen Datensätzen vergleichbar. Der Korrelationskoeffizient R liegt mit 0.987 ähnlich hoch wie bei der Versuchsfläche Rippien, aber unterhalb des Tharandter Datensatzes. Daraus folgt, dass die Variabilität mit der flächenhaften Verteilung der Daten zunimmt und die Skalierbarkeit abnimmt. Bezüglich der Teilung des Datensatzes kann keine eindeutige Aussage getroffen werden. Die Proben aus den Tiefen 30-34 cm konnten bessere Ergebnisse erzielen als diejenigen aus den oberen Bodenhorizont (Tab. 6.22). Insofern spiegelt die Verwendung des gesamten Datensatzes einen Mittelwert der Skalierbarkeit wieder (Abb. 6.34).

Tabelle 6.22.: Bewertung der Skalierungsergebnisse für $S(h)$

Datensatz	Anzahl	RMSE von S [-]	Reduktion von SS [%]	R
alle Proben	90	0.031	96.84	0.9872
Tiefe 10-14 cm	45	0.037	96.31	0.9854
Tiefe 30-34 cm	45	0.024	97.56	0.9891

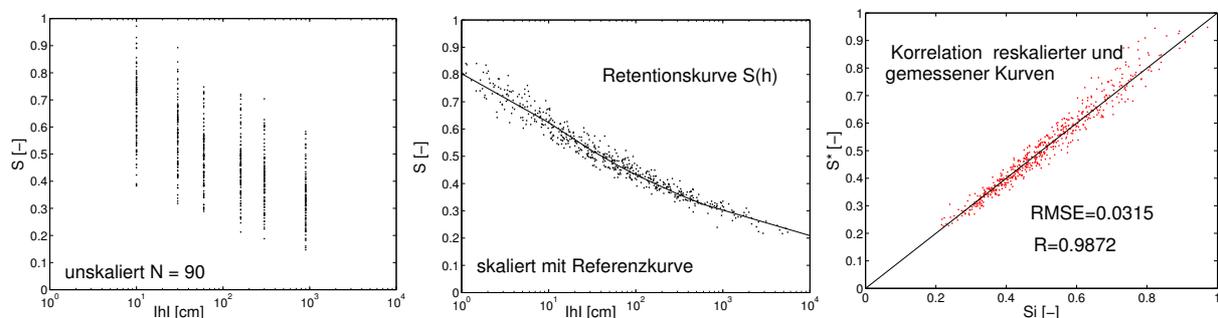


Abbildung 6.34.: Unskalierte und skalierte $S(h)$ der BZE II mit $N=90$ Proben

7. Interpretation der Ergebnisse

7.1. Zusammenhang zwischen Bodenkenngößen und Skalierungsparametern

Nach der erfolgreichen Skalierung aller Datensätze konnten anschließend die Zusammenhänge zwischen den gemessenen Bodenparametern und den berechneten Skalierungsparametern analysiert werden. Der Fokus wurde vor allem auf einfach zu bestimmende Bodeneigenschaften, wie TRD oder Korngrößenanteile gelegt. Für die Beurteilung eines linearen Zusammenhanges zwischen zwei Merkmalen wurde der lineare Korrelationskoeffizient R nach PEARSON (Gl. 6.13) verwendet.

7.1.1. Versuchsfläche Rippien

Die Korrelationsanalyse zwischen den Bodenparametern und den beiden Skalierungsparametern α_h und α_K zeigte sehr unterschiedliche Ergebnisse bezüglich der verwendeten Datensätze. Die Untersuchung der gemessenen Datensätze (N30) bzw. der zwei Cluster N20 und N10 zeigten nur signifikante Korrelationen zwischen α_h und dem Restwassergehalt θ_r sowie zum prozentualen Schluffanteil N10 (Tab. 7.1). Die verwendeten Pedotransferfunktionen zur Berechnung der $S(h)$ - und $\log K(h)$ -Funktionen korrelieren teilweise sehr hoch mit den Bodenparametern, da sie z.T. selbst aus ihnen generiert und deshalb nicht stichprobenunabhängig sind. Aber sie zeigen, dass PTFs sehr gleichmäßige hydraulische Funktionen erzeugen können und ihre Variabilität sehr gut über einen Skalierungsparameter bzw. Bodenparameter ausgedrückt werden kann. Jedoch können sie die realen Messwerte und deren Variabilität nur eingeschränkt wiedergeben (Kap. 6.3.4).

Die aus den Infiltrationsmessungen abgeleiteten hydraulischen Funktionen mit dem Modell RETINF weisen höhere Korrelation zwischen α_h und dem Sand-, Schluff- als auch Restwassergehalt sowie der Porosität auf und bestätigen damit den Einfluss dieser Parameter auf das Infiltrationsvermögen. Die Vergleichbarkeit der RETINF-Ergebnisse mit den gemessenen pF-Kurven und den PTFs ist schwierig, da diese nur den Matrixfluss erfassen. Bei der K_s -Messung nimmt der Anteil der Sekundärporen am Fließprozeß teil und führt deshalb zu einem wesentlich veränderten hydraulischen Verhalten. Das bestätigt auch der Vergleich der ermittelten Referenzfunktionen bei der Skalierung (Abb. 6.27).

Für die Versuchsfläche Rippien konnten keine signifikanten Zusammenhänge gefunden werden die es erlauben würden, Skalierungsparameter aus dem Bodenparameter bzw. Verteilungsparameter der Bodeneigenschaften zur Erfassung der bodenhydraulischen Variabilität abzuleiten.

Tabelle 7.1.: Korrelation von α_h zu den Bodenkennwerten Rippien

	N30	N20	N10	PTF "Hypres"	PTF "Rosetta"	"RETINF"
TRD	-0.253	-0.029	-0.251	-0.675	-0.193	-0.479
Sandanteil	0.233	-0.415	0.348	0.871	0.944	0.639
Schluffanteil	-0.272	0.298	-0.560	-0.769	-0.869	-0.623
Tonanteil	-0.048	0.176	0.291	-0.699	-0.687	-0.385
C_{org}	-0.159	-0.122	-0.171	-0.355	-0.275	-0.065
θ_s	-0.136	-0.304	0.157	0.740	-0.740	0.460
θ_r	0.614	0.437	0.900		-0.861	-0.765

Tabelle 7.2.: Korrelation von α_K zu den Bodenkennwerten Rippien

	N30	N20	N10	PTF "Hypres"	PTF "Rosetta"	"RETINF"
TRD	0.517	0.543	0.572	-0.753	0.259	-0.240
Sandanteil	-0.371	-0.016	0.086	-0.251	0.721	0.619
Schluffanteil	0.205	-0.350	-0.302	-0.352	-0.773	-0.585
Tonanteil	0.556	0.433	-0.011	0.069	-0.292	-0.419
C_{org}	-0.020	-0.133	-0.288	-0.020	-0.209	-0.179
θ_s	0.275	0.183	0.279	0.721	-0.733	0.177
θ_r	-0.304	-0.403	0.354	-	-0.560	-0.842

7.1.2. Untersuchungsgebiet Tharandter Wald

Die in den Tab. 7.3 und 7.4 berechneten Korrelationen zwischen den Skalierungsparametern und den Bodeneigenschaften zeigen im Vergleich zur Versuchsfläche Rippien wesentlich höhere Korrelationen, insbesondere die der TRD zu α_h bei allen Profilen bzw. Standorten. Eine Korrelation über 0.5 konnte auch zwischen dem Tongehalt und dem Skalierungsparameter α_K festgestellt werden, mit Ausnahme des Profils 11 bzw. des Standortes ASTW (11+12). Während bei der Skalierung der $S(h)$ -Kurven mehrere Bodenparameter, wie der Kohlenstoff- und Stickstoffgehalt sowie der gesättigte Wassergehalt θ_s , relativ hohe Korrelationen zu α_h aufweisen, gilt dies bei der $\log K(h)$ -Skalierung nicht. Hier ergaben sich keine weiteren Zusammenhänge, die zu einer allgemeingültigen Aussage führen würden.

Tabelle 7.3.: Korrelation α_h zu den Bodenkennwerten Tharandter Wald

	Profil 11	Profil 12	Profil 13	Profil 14	Profil 11+12	Profil 13+14	Alle Profile
TRD	-0.62	-0.87	-0.93	-0.93	-0.65	-0.89	-0.77
Sandanteil	0.13	-0.59	-0.49	-0.18	0.09	-0.32	-0.01
Schluffanteil	0.04	-0.25	0.68	0.06	0.06	-0.12	-0.08
Tonanteil	-0.2	-0.23	-0.57	-0.18	-0.65	-0.13	-0.20
C_{org}	0.4	0.82	0.90	0.95	0.44	-0.95	0.75
θ_s	0.64	-0.52	0.93	0.92	0.67	0.88	0.74
θ_r	-0.20	0.62	-	0.32	-0.2	0.41	0.05

Tabelle 7.4.: Korrelation α_K zu den Bodenkennwerten Tharandter Wald

	Profil 11	Profil 12	Profil 13	Profil 14	Profil 11+12	Profil 13+14	Alle Profile
TRD	0.09	0.24	0.40	0.57	0.05	0.43	0.23
Sandanteil	-0.31	-0.34	-0.20	0.11	-0.33	-0.02	-0.21
Schluffanteil	0.21	-0.55	-0.84	-0.68	0.18	-0.57	-0.27
Tonanteil	0.08	0.59	0.89	0.88	0.12	0.87	0.60
C_{org}	0.04	-0.09	-0.48	-0.51	0.06	-0.46	-0.08
θ_s	-0.05	0.23	-0.44	-0.65	0.01	-0.38	-0.10
θ_r	-0.13	0.56	-	0.22	-0.07	0.09	-0.05

Auf Grund der hohen Korrelationen konnte der Datensatz ‘‘Tharandt’’ im Kap. 7.2 zur Reskalierung von Datensätzen aus den Bodenparametern getestet werden. Dafür wurden die Parameter TRD für α_h und Tongehalt in M.-% für α_K zur Berechnung der Skalierungsparameter verwendet.

7.1.3. Profile der BZE II-Daten

Bei den BZE-Daten konnten keine höheren Korrelationen zwischen Boden- und Skalierungsparametern festgestellt werden (vgl. Tab. 7.5). Als Ursache könnte einerseits die Probenahme in nur zwei Tiefen und andererseits die unzureichende Erfassung der Korngrößenverteilung sein, so dass die Zunahme der TRD im Profil nicht korrekt wiedergegeben wird. Die Textureigenschaften wurden jeweils nur für eine Tiefe pro Standort bestimmt und mussten deshalb den fünf zum Teil stark variierenden pF-Kurven bzw. Skalierungsparametern pro Tiefe zugeordnet werden. Die TRD konnte zwar für jede Probe analysiert werden, jedoch ergab sich auch hier keine höherer Korrelation als 0.19. In diesem Fall ließen sich die Skalierungsparameter nicht zur Vorhersage verwenden.

Tabelle 7.5.: Korrelation α_h zu den Bodenkennwerten der BZE

	Alle Proben	Tiefe 10-14 cm	Tiefe 30-34 cm
TRD	-0.09	0.04	0.19
Sandanteil	0.19	0.16	0.28
Schluffanteil	-0.19	-0.23	-0.14
Tonanteil	-0.11	0.04	0.19
C_{org} / N	0.01	0.47	-0.30

7.2. Reskalierung aus Bodenparametern

Der Tharandter Datensatz weist als einziger Datensatz eine besonders hohe Korrelation zwischen den Skalierungs- und einigen Bodenparametern auf, so dass vier Varianten zur Berechnung der Skalierungsparameter untersucht wurden. Der funktionelle Zusammenhang zwischen den Skalierungsparametern und der TRD bzw. dem Tongehalt wurde für jeweils einen Datensatz analysiert und an einem zweiten Datensatz getestet. Zunächst wurde die Übertragbarkeit zu den Profilen je Standort und anschließend vom Standort Buchhübel auf den Standort Ankerstation untersucht.

- Variante 1: Profil 12 aus Profil 11 - Standort ASTW
- Variante 2: Profil 11 aus Profil 12 - Standort ASTW
- Variante 3: Profil 14 aus Profil 13 - Standort Buchhübel
- Variante 4: Profile 11+12 aus Profil 13+14 - Standortübertragung

Die Reskalierung erfolgte aus den optimierten Referenzfunktionen der analysierten Datensätze (Profil 11, 12, 13 sowie 11+12) und den berechneten Skalierungsparametern α_h und α_K für die $S(h)$ - und $K(h)$ -Funktionen. Die Berechnung der Skalierungsparameter erfolgte nach den in Tab. 7.6 angegebenen Gleichungen, welche über eine Funktion zwischen dem Skalierungsparameter und einem Bodenparameter angenähert wurden. Das Bestimmtheitsmaß R^2 gibt die Güte dieser berechneten Funktion zu den realen Werten an. Diese reskalierten Kurven konnten anschließend mit den gemessenen Kurvenverläufen bezüglich des mittleren Fehlerindex RMSE und dem Korrelationskoeffizienten R verglichen werden und sind in der Tab. 7.7 zusammengefasst.

Tabelle 7.6.: Berechnung von α_h und α_K

Variante 1:	$\alpha_h = 1.4788 \cdot TRD^{-3.2089}$ $R^2=0.579$	$\alpha_k = 0.7000 \cdot e^{0.0203 \cdot \text{Tonanteil}}$ $R^2=0.0295$
Variante 2:	$\alpha_h = 0.3898 \cdot TRD^{-6.4717}$ $R^2=0.6041$	$\alpha_k = 0.408 \cdot e^{0.0563 \cdot \text{Tonanteil}}$ $R^2=0.4404$
Variante 3:	$\alpha_h = 6.0054 \cdot TRD^{-5.279}$ $R^2=0.761$	$\alpha_k = 0.1473 \cdot e^{0.1114 \cdot \text{Tonanteil}}$ $R^2=0.781$
Variante 4:	$\alpha_h = 1.4035 \cdot TRD^{-3.286}$ $R^2=0.842$	$\alpha_k = 0.1168 \cdot e^{0.1181 \cdot \text{Tonanteil}}$ $R^2=0.796$

Die Wiedergabe der reskalierten Kurven ist sehr unterschiedlich und hängt von der Korrelation zwischen dem Boden- und dem Skalierungsparameter der Ausgangsdatenbasis ab. Bei Profil 12 können die berechneten Kurvenverläufe zwar nicht die Bandbreite der gemessenen Variabilität wiedergeben (vgl. Abb. 7.1), jedoch ist die Korrelation sehr hoch und der RMSE gering. Bei der Reskalierung der hydraulischen Leitfähigkeitsfunktion $\log K(h)$ kann die ursprüngliche Variabilität über den Tongehalt nicht in vollem Umfang wiedergegeben werden, da die Korrelation zwischen Tongehalt und analysiertem Skalierungsparameter α_K zu gering ist. Die Reskalierung des Profils 11 aus 12 basiert zwar auf einer sehr geringen Stichprobenanzahl ($N=9$), jedoch konnte hier eine wesentlich höhere Korrelation zwischen Tongehalt und α_K erreicht werden. Des Weiteren sollen die Ergebnisse vom Profil 11 zum Vergleich mit gemessenen und modellierten Wassergehalten genutzt werden (vgl. Kap. 7.5). Die Korrelationsdiagramme bezüglich $S(h)$ für die Profile 11 und 14 weisen sehr hohe Abweichungen auf, die sich auch bei der Berechnung des RMSE widerspiegeln (Abb. 7.2 und 7.3). Bei Profil 14 führen sehr geringe TRD aus dem Aeh-Horizont zu sehr hohen Skalierungsparametern und verursachen dadurch eine sehr große Streuung des $S(h)$ -Verlaufes, welche jedoch bei den Originalmesswerten ebenfalls zu verzeichnen sind. Auch die Varianz der $\log K(h)$ -Verteilung weist ein breiteres als das gemessene Spektrum auf. Die Korrelation zwischen den berechneten und gemessenen $\log K$ -Werten ist dennoch sehr hoch. Die letzte Variante (Standortübertragung) zeigt Abb. 7.4, bei der die Verteilungen der $S(h)$ - sowie $\log K(h)$ -Funktionen geringfügig kleinere Variabilitäten als die Originalwerte aufweisen. Der RMSE liegt bei beiden Funktionen im mittleren Bereich im Vergleich zu den Profilen. Eine Übertragung der Skalierungsparameter aus der TRD und dem Tongehalt ist möglich, wie die Korrelationskoeffizienten R von 0.987 für $S(h)$ und 0.997 für $\log K(h)$ belegen.

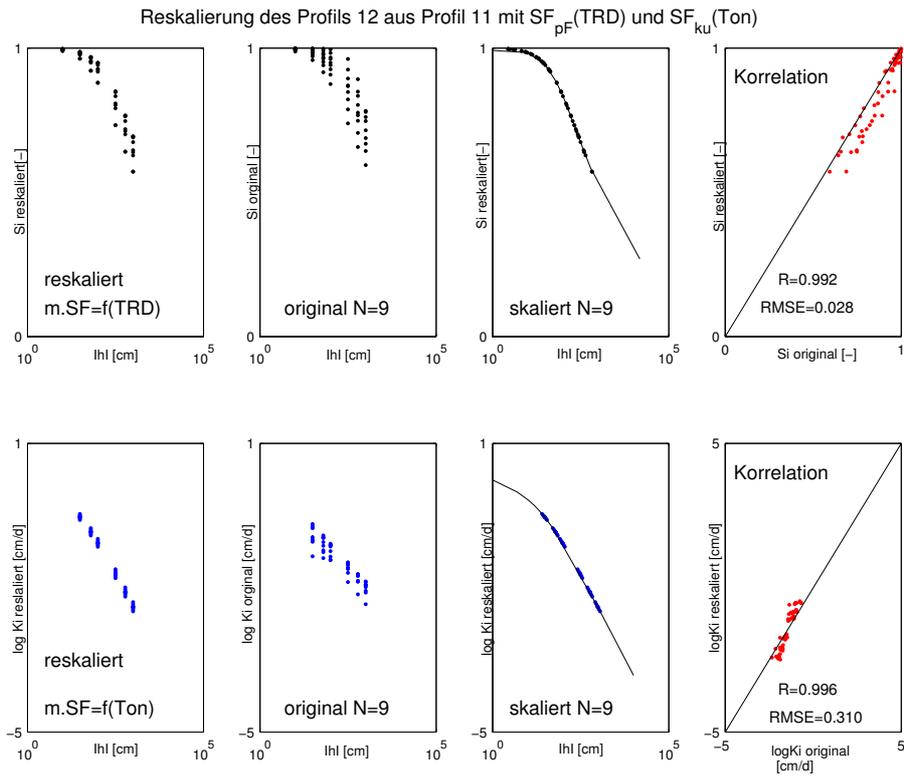


Abbildung 7.1.: Reskalierung Profil 12 aus 11

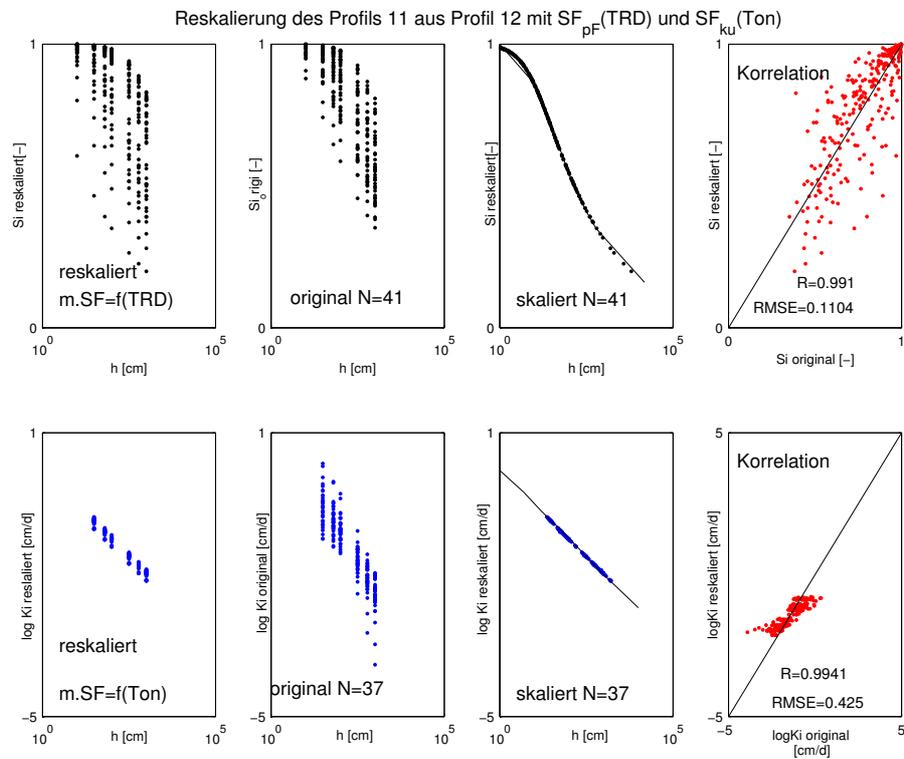


Abbildung 7.2.: Reskalierung Profil 11 aus 12

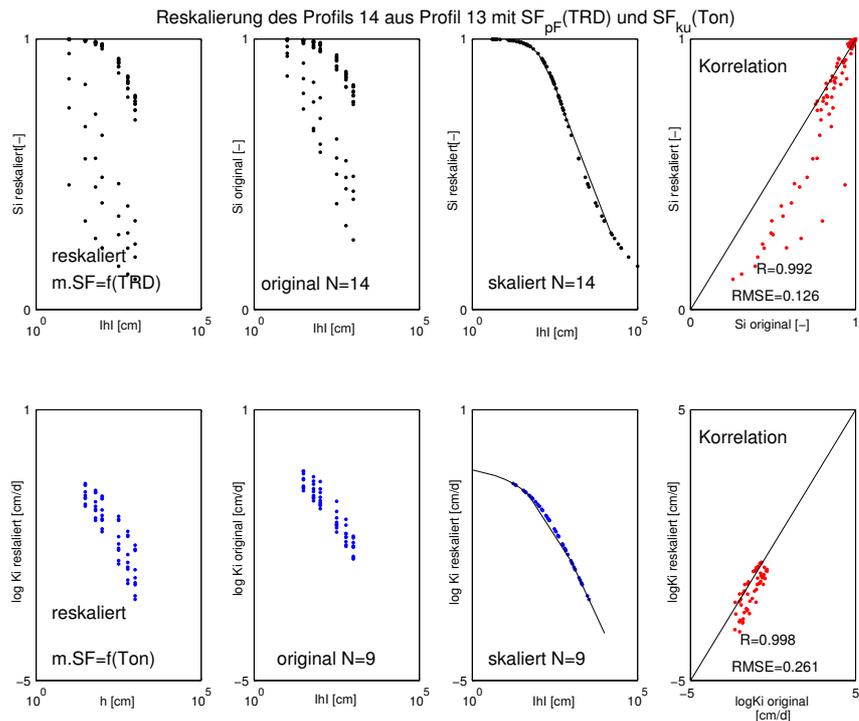


Abbildung 7.3.: Reskalierung Profil 14 aus 13

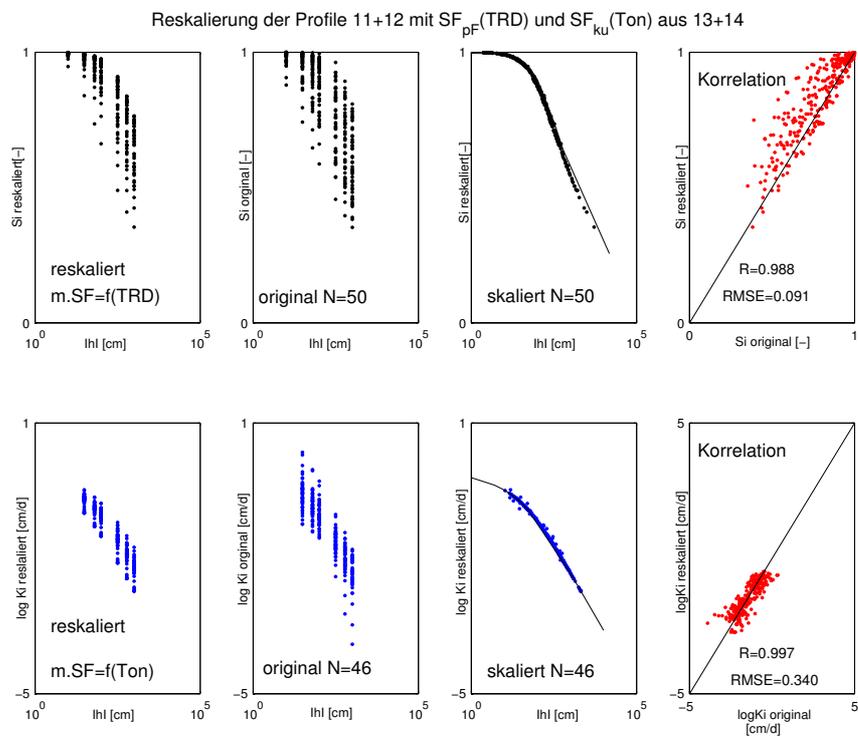


Abbildung 7.4.: Reskalierung Standort ASTW aus Standort Buchhübel

Tabelle 7.7.: Bewertung der Reskalierung

Variante	RMSE von S [-]	R	RMSE von logK [cm/d]	R
1: Profil 12 aus 11	0.028	0.992	0.310	0.996
2: Profil 11 aus 12	0.110	0.991	0.425	0.994
3: Profil 14 aus 13	0.126	0.992	0.261	0.998
4: ASTW aus Buchhübel	0.087	0.989	0.350	0.997

Neuskalierung der reskalierten Daten

Variante	RMSE von S [-]	R	RMSE von logK [cm/d]	R
1: Profil 12 aus 11	0.017	0.993	0.310	0.992
2: Profil 11 aus 12	0.110	0.991	0.420	0.993
3: Profil 14 aus 13	0.090	0.974	0.261	0.994
4: ASTW aus Buchhübel	0.080	0.990	0.346	0.997

7.3. Verwendung von PTFs zur Skalierung

Die zwei untersuchten Pedotransferfunktionen "HYPRES" und "ROSETTA" wurden parallel zu den Messwerten aus Rippien skaliert und je eine Referenzfunktion mit einem Satz Skalierungsparameter bestimmt. Die reskalierten $S(h)$ - und $\log K(h)$ -Werte aus der optimierten Referenzkurve und den ermittelten Skalierungsparametern wurden zum einem mit den aus der Textur und TRD generierten $S(h)$ - und $\log K(h)$ -Daten verglichen (Abb. 6.23 und 6.24) und zum anderen mit den realen Messdaten N30 (Abb. 7.5). Der RMSE von 6-18 % zwischen dem reskalierten und dem gemessenen Wert der $S(h)$ -Werte ist im Vergleich zu den skalierten Werten (2%) wesentlich größer. Bei den $\log K(h)$ -Werten nimmt der RMSE um das 4 bis 15 fache zu. Es konnte jedoch immer noch eine Korrelation von ca. 0.985 erzielt werden. Demnach wäre es möglich, aus PTFs hydraulische Kurven zu generieren und die Variabilität über einen Skalierungsparameter zu beschreiben bzw. die Skalierungsparameter direkt aus einem Bodenparameter abzuleiten, da diese sehr hohe Korrelationen zum Sandanteil bei $S(h)$ bzw. dem Sättigungswassergehalt bei $K(h)$ aufweisen. Die aus PTFs abgeleiteten Skalierungsparameter hängen zwar indirekt mit den Bodenparametern zusammen, können aber nicht auf eine rein physikalisch basierte Ableitung zurückgeführt werden. Bezüglich der Genauigkeit erzielte der auf HYPRES basierende Datensatz ein wesentlich besseres Ergebnis als der mit ROSETTA abgeleitete Datensatz. Bei der $S(h)$ -Funktion konnte mit HYPRES die gleiche Fehlerabweichung (0.059) wie bei den Messdaten erreicht werden. Bezüglich der Messdaten liegt der RMSE bei den $\log K(h)$ -Werten um das dreifache höher. Dies erhärtet die Tatsache, dass die Herkunft der Datengrundlage, die der PTF zu Grunde liegt, eine wichtige Rolle bei der Anwendung von PTFs spielen.

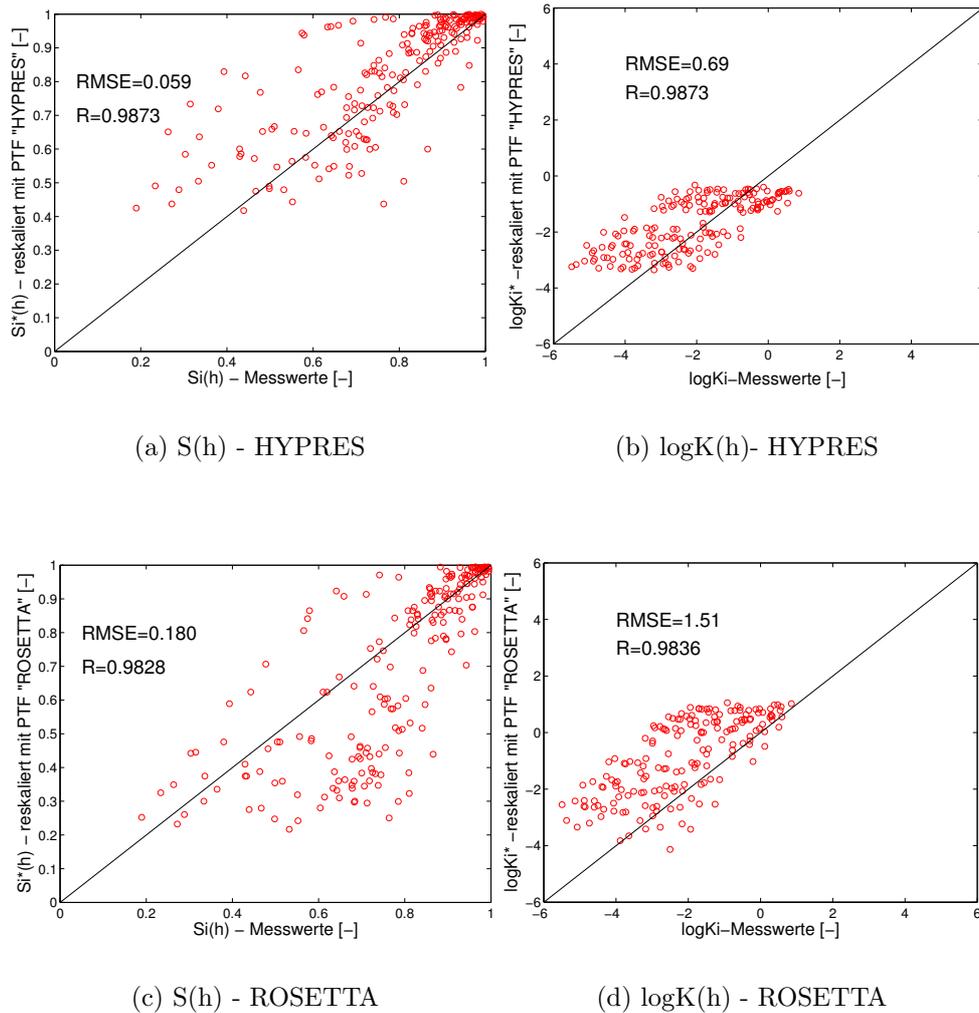


Abbildung 7.5.: Korrelation zwischen Messwerten und der reskalierten PTF-Kurven

In diesem Fall spiegelt die PTF nach HYPRES im Gegensatz zu ROSETTA die Messdaten relativ gut wieder.

7.4. Verteilung der Skalierungsparameter zur Beschreibung der Variabilität

Die Beschreibung der Variabilität kann über die Verteilungsparameter der Skalierungsparameter charakterisiert werden. Dazu gehören neben dem Erwartungswert (Mittelwert), der Varianz bzw. der Standardabweichung auch die maximalen und minimalen Werte sowie der Variationskoeffizient. Auffallend sind die Standardabweichungen der α_h -Verteilungen, die überwiegend größer sind als der Mittelwert. Grund hierfür ist eine lognormale Verteilung der Skalierungsparameter. Für die weitere Nutzung der statistischen Verteilungsparameter werden deshalb Mittelwert und Standardabweichung der $\log \alpha_h$ bestimmt.

Für alle Datensätze sind die statistischen Parameter der berechneten Skalierungsparameter zusammengestellt und können dem Anhang Tab. B.2 entnommen werden.

Tabelle 7.8.: Verteilungsparameter der Skalierungsparameter (skaliert und reskaliert)

	Profil 11+12 aus 13+14			Profil 14 aus 13			Profil 12 aus 11			Profil 11 aus 12		
	original	aus TRD/TON Neuskal.		original	aus TRD/TON Neuskal.		original	aus TRD/TON Neuskal.		original	aus TRD/TON Neuskal.	
	α_h	α_h	α_h	α_h	α_h	α_h	α_h	α_h	α_h	α_h	α_h	α_h
MITTEL	1.00	0.88	1.00	1.00	29.53	1.00	1.00	0.41	1.00	1.00	0.31	1.00
S	1.16	0.94	1.08	1.61	84.56	2.87	1.75	0.15	0.38	1.07	1.00	3.22
MAX	6.79	5.97	6.81	5.44	318.57	10.82	3.90	0.66	1.62	5.90	6.30	20.31
MIN	0.038	0.22	0.24	0.11	0.40	0.01	0.00	0.28	0.67	0.13	0.01	0.04
CV	116.19	107.12	107.76	161.19	286.36	287.20	174.64	37.59	37.59	107.27	321.87	321.88
	α_K	α_K	α_K	α_K	α_K	α_K	α_K	α_K	α_K	α_K	α_K	α_K
MITTEL	1.11	0.94	0.88	1.31	1.71	1.21	1.08	0.97	1.00	1.08	1.04	1.13
S	0.53	0.48	0.46	1.01	1.03	0.75	0.48	0.09	0.08	0.50	0.25	0.73
MAX	2.89	2.07	1.93	3.45	3.40	2.47	2.13	1.13	1.14	2.57	1.60	3.25
MIN	0.27	0.34	0.29	0.37	0.56	0.40	0.67	0.82	0.86	0.29	0.74	0.65
CV	47.90	51.41	51.64	77.24	60.27	61.95	44.42	9.42	8.32	46.67	24.38	64.96

Im Folgenden soll am Beispiel der vier Varianten des Tharandter Datensatzes ein Vergleich zwischen den abgeleiteten Skalierungsparametern aus Messdaten und aus Bodenparametern dargestellt werden. Die Ergebnisse in Tab. 7.8 zeigen, dass der Variationskoeffizient bei Profil 11 und 14 die berechneten Skalierungsparameter der $S(h)$ -Funktion stark überschätzt (1.5 bis 3 fache) und bei Profil 12 dagegen stark unterschätzt werden.

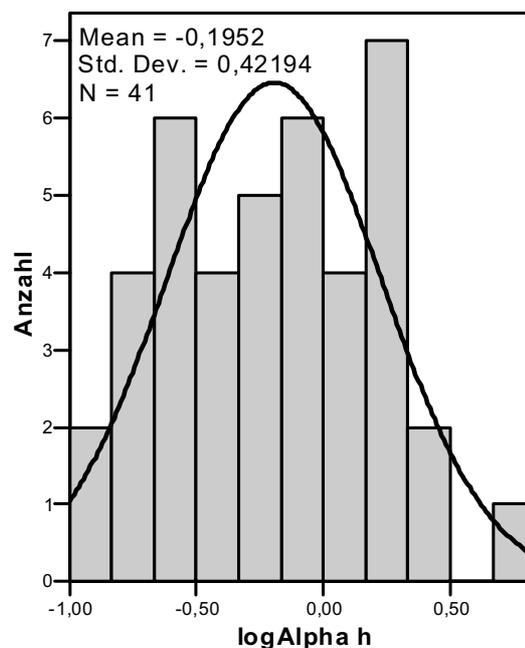


Abbildung 7.6.: Verteilung von $\log\alpha_h$ für Profil ASTW11

7. Interpretation der Ergebnisse

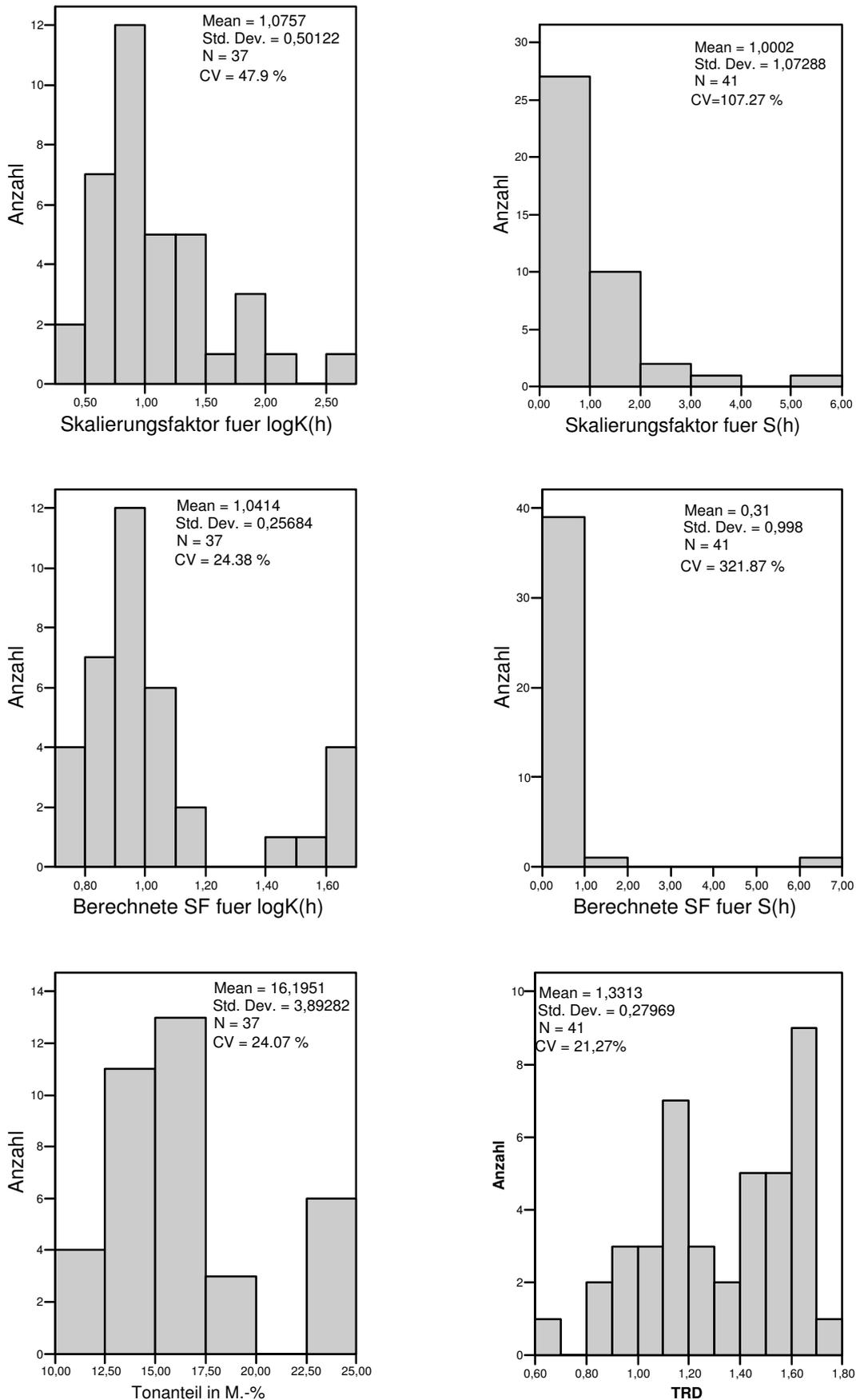


Abbildung 7.7.: Verteilungskurven der Skalierungsfaktoren (SF) und der Bodenparameter TRD und Tongehalt für Profil 11

Eine annähernd gute Wiedergabe der Variabilität konnte bei der Standortsübertragung (Buchhübel zu ASTW) erreicht werden. Bei den $\log K(h)$ -Funktionen erreichte der Standort ASTW sowie das Profil 14 ähnliche Größenordnungen des Variationskoeffizienten, während die Einzelprofile 11 und 12 bei der Reskalierung aus den Bodenparametern um das 2 bis 4 fache unterschätzt werden. Die nochmalige Skalierung des Datensatzes, der aus den Bodenparametern abgeleiteten Skalierungsparametern (Neuskalierung), passt die Referenzkurve an den Datensatz optimal an und hält die Nebenbedingungen $\sum \alpha_{h,r}/N = 1$ und $\alpha_{K,1} \cdot \alpha_{K,2} \dots \cdot \alpha_{K,r} = 1$ ein. Der Variationskoeffizient wird dadurch kaum verändert, aber extrem große Skalierungsparameter werden verringert. Die Korrelation zwischen den Skalierungsparametern aus Bodenparametern und den neu berechneten Skalierungsparametern ist sehr hoch. Es findet somit nur eine Größenverschiebung statt.

7.5. Modellanwendung

Die ursprüngliche Planung bestand in der Anwendung eines Wasserhaushaltsmodells für das Untersuchungsgebiet Rippien, auf dem hierfür ein bodenphysikalisches Messfeld eingerichtet wurde (Kap. 5.1.1). Im Laufe der Untersuchungen zeigte sich, dass auf Grund der unzureichenden Zusammenhänge zwischen den Bodenparametern und den Skalierungsparametern zur Abbildung der hydraulischen Variabilität eine Modellanwendung nicht sinnvoll war. Deshalb wurde die Modellanwendung an einem Profil aus dem Datensatz Tharandter Wald durchgeführt.

Um die Nutzung der ermittelten Referenzkurven bezüglich des gesamten Profils als auch der Horizont bezogenen Referenzkurven und der reskalierten Datensätze aus den Bodenparametern zu testen, wurde für den Fichtenstandort am Profil 11 im Tharandter Wald (ASTW) ein bereits kalibrierter Datensatz mit dem Modell BROOK90 (Federer, 2002) bzw. der modifizierten Variante LWF-BROOK90, Version 1.2 (Hammel and Kennel, 2001) genutzt. Der Kalibrierung lag eine zehnjährige Messreihe von meteorologischen Daten (1995-2005) vom Lehrstuhl für Meteorologie der TUD zu Grunde, für die eine sehr gute Übereinstimmung zu den gemessenen Flüssen (Verdunstung, Bodenfeuchte) erzielt wurde (Schwärzel et al., 2006a, 2007).

Das Wasserhaushaltsmodell BROOK90 ist ein deterministisches, prozessorientiertes und modular aufgebautes Modell, das vor allem für Standorte und kleine homogene Einzugsgebiete geeignet ist. Eine detaillierte Modellierung der Verdunstungsprozesse, der vertikalen Bodenwasserflüsse und die lokale Abflussbildung steht im Vordergrund. So können für eine definierte Vegetationsart über einem Bodenprofil die Wasserhaushaltsgrößen Abfluss, Verdunstung und Bodenspeicherung berechnet werden. Die getrennte Betrachtung zwischen Boden- und Pflanzenverdunstung nach dem Shuttleworth-Wallace-Ansatz macht eine detaillierte Wiedergabe der Verdunstungskomponenten möglich. Die detaillierte Beschreibung der einzelnen Prozesse erfordert eine Vielzahl von Modell- und Eingangsparametern, die durch eine Vielzahl von Messungen auf dem Ökomessfeld der ASTW direkt bestimmt werden konnten.

Statt der zehnjährigen Bodenfeuchtemessungen, die der Kalibrierung zu Grunde lagen, wurden zum Vergleich der gemessenen und der modellierten Wassergehalte mit den VGM-Parametern aus dem Skalierungsansatz die wesentlich höher aufgelösten Wassergehaltsmessungen am Profil 11 verwendet. Die angelegte Intensivmessstelle misst seit August 2005 mit minimal 6 und maximal 11 FDR-Sonden die Wassergehalte je Horizont. Die Umrechnung der FDR-Signale in vol. Wassergehalte beruht auf einer Standardformel, da eine standortspezifische Kalibrierung noch nicht vorlag. Aus den gemessenen Wassergehalten je Horizont wurden Mittelwerte und Standardabweichungen bestimmt, um die Schwankungsbreite der Messwerte zu ermitteln. Innerhalb dieser sollten auch die berechneten Wassergehalte aus BROOK90 mit den optimierten Referenzkurven liegen. Für die

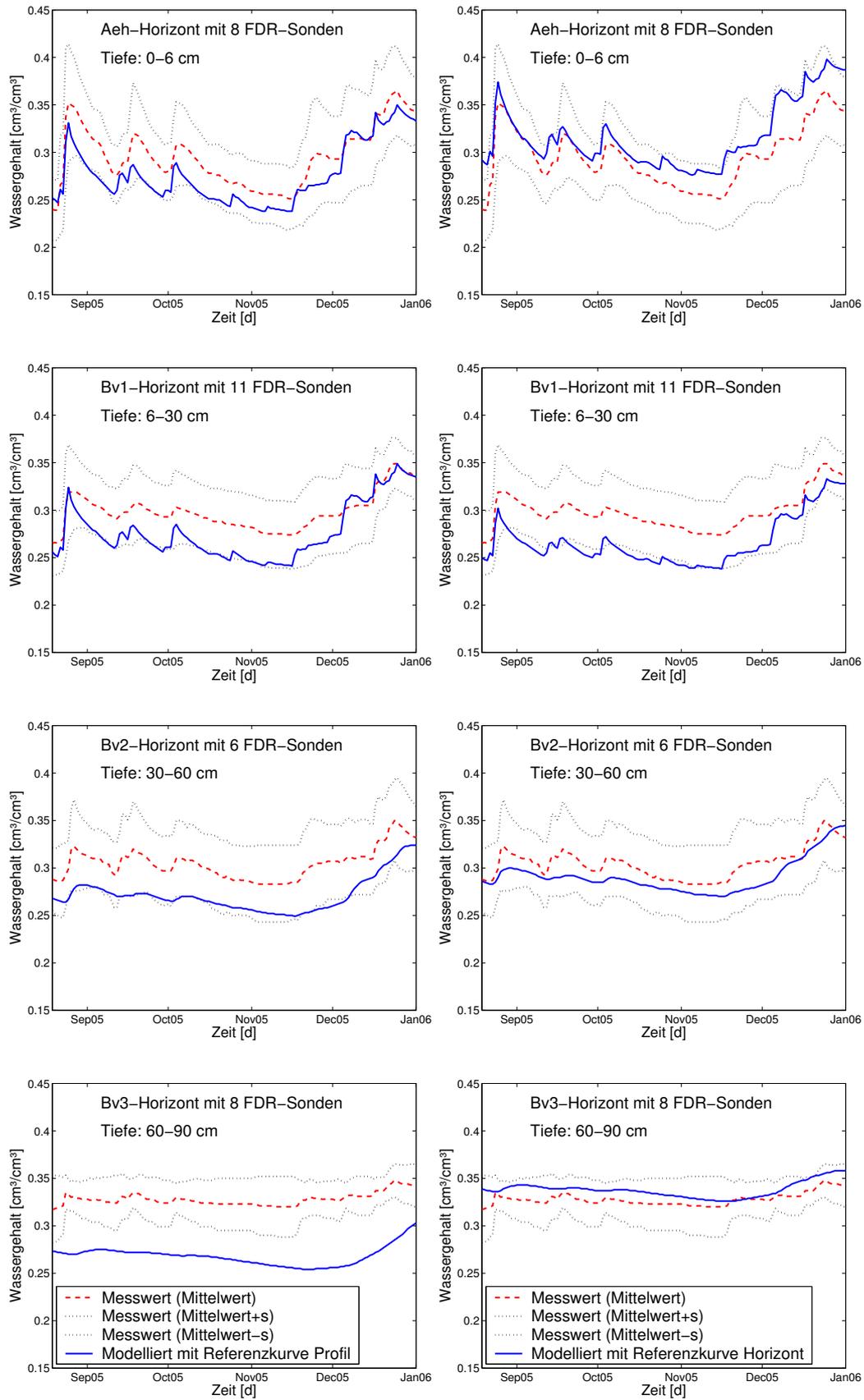


Abbildung 7.8.: Vergleich der gemessenen und berechneten Wassergehalte je Horizont am Profil 11 mit der optimierten Referenzkurve für das ganze Profil (linke Seite) bzw. für jeden Horizont (rechte Seite)

Modellierung wurden nur die VGM-Parameter (z. B. von der Referenzfunktion) und die dazugehörige Schichthöhe in der kalibrierten Version verändert.

Die Parameter für den Auflagehorizont wurden nicht verändert. Abb. 7.8 zeigt die Kurvenverläufe der Wassergehalte je Horizont für den Zeitraum 13.8.2005 bis 31.12.2005. Auf der linken Seite sind die Ergebnisse der Modellanwendung dargestellt, für die der VGM-Parameterdatensatz der Referenzkurve über das gesamte Profil gilt. Während die obersten Horizonte Aeh bis Bv2 im Schwankungsbereich der Wassergehaltsmessung liegen, wird der Bv3-Horizont unterschätzt. Ähnliche Ergebnisse konnten mit den Horizont bezogenen Referenzkurven (4 VGM-Parameterdatensätze) auf der rechten Seite der Abb. 7.8 erzielt werden. Nur der Bv3-Horizont wird im Gegensatz zur Profilreferenzkurve besser durch die Horizontreferenzkurve beschrieben und kann den Verlauf der gemessenen Wassergehalte besser nachbilden. Die Ergebnisse zeigen, dass einige Horizonte zusammengefasst und andere besser mit einem eigenen Parametersatz beschrieben werden sollten. Insgesamt liegen die modellierten Wassergehalte im Vergleich zu den im Feld gemessenen Werten sehr nah beieinander. Dies ist besonders hervorzuheben, weil die VGM-Parameter für die abgeleiteten Referenzfunktionen $S(h)^*$ und $\log K(h)^*$ aus Labormessungen bestimmt wurden.

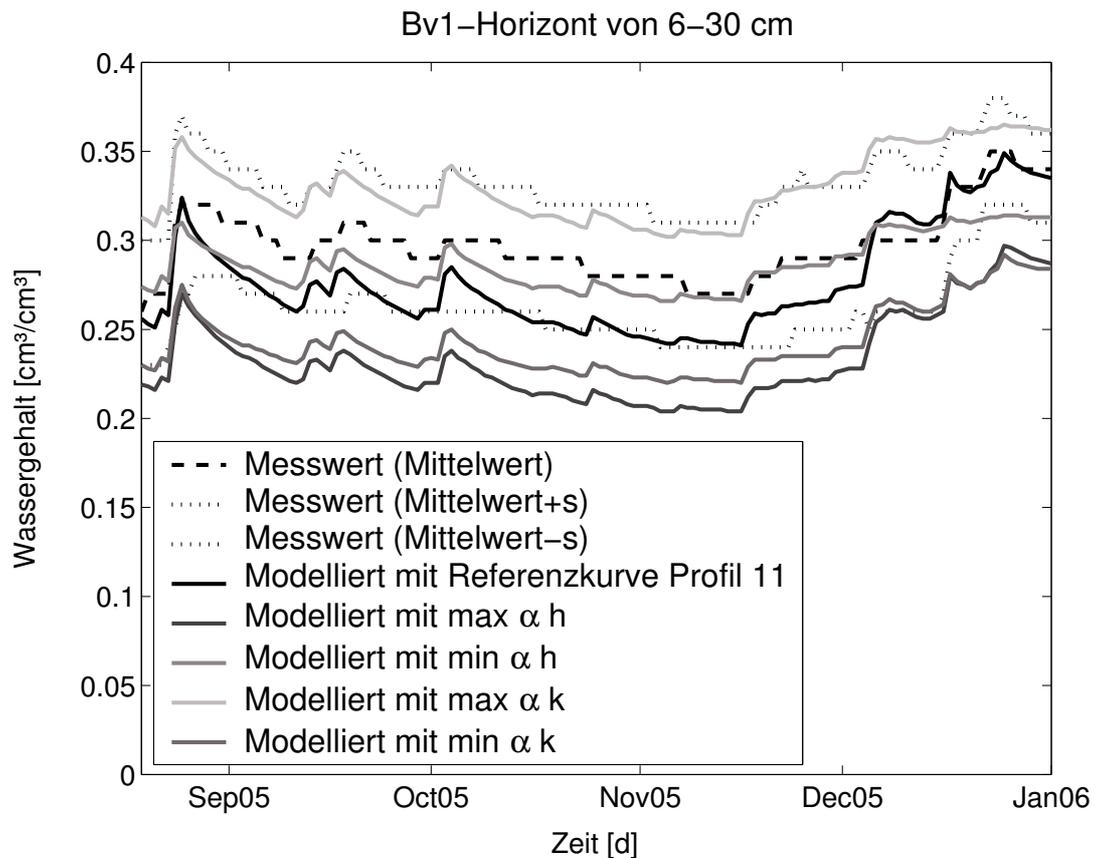


Abbildung 7.9.: Vergleich der gemessenen und berechneten Wassergehalte im Bv1-Horizont in 18 cm Tiefe aus den maximalen und minimalen Skalierungsfaktoren des Profils 11 bezüglich $S(h)$ und $\log K(h)$

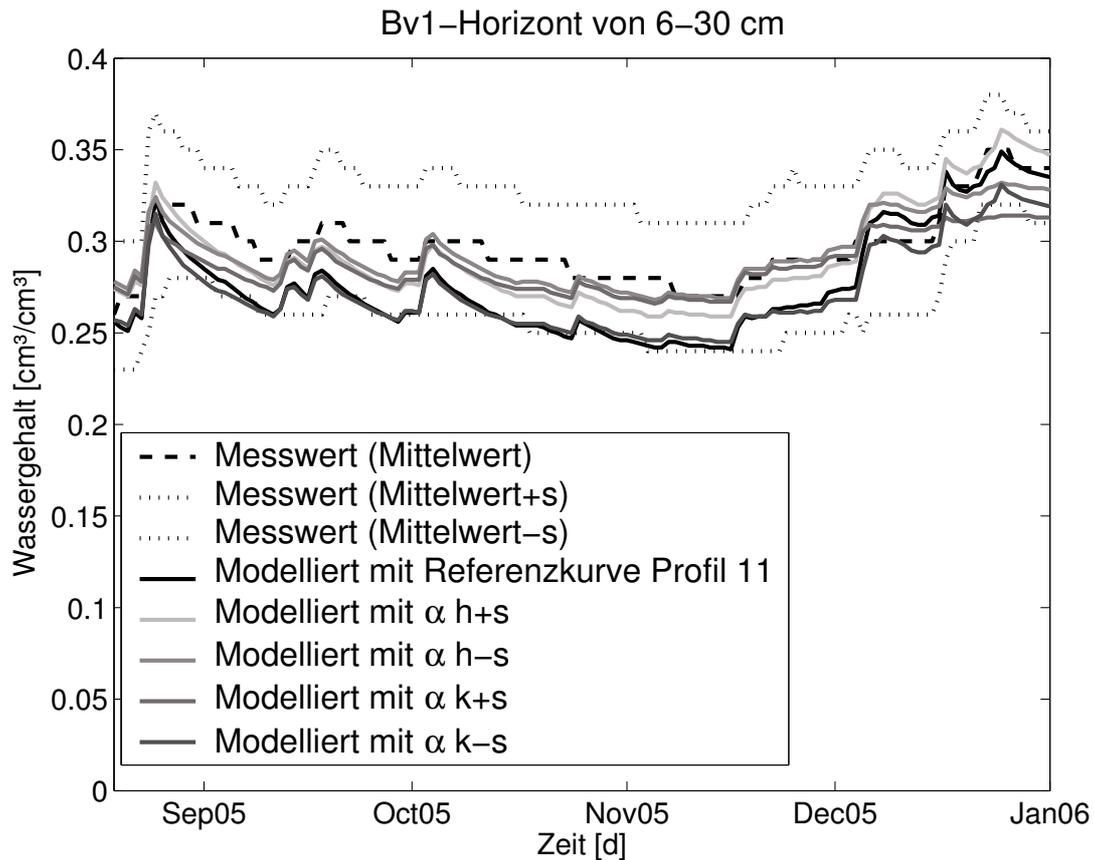


Abbildung 7.10.: Vergleich der gemessenen und berechneten Wassergehalte im Bv1-Horizont bzw. in 18 cm Tiefe bezüglich $\alpha_h \pm s$ und $\alpha_k \pm s$ für das Profils 11

Am Beispiel des Bv1-Horizontes (in 6-30 cm Tiefe) soll der Einfluss der hydraulischen Variabilität dargestellt werden. Dazu wurden die Probenstandorte mit den maximalen bzw. minimalen Skalierungsparametern der $S(h)$ - und $\log K(h)$ -Funktion ausgewählt und die VGM-Modellparameter abgeleitet. Die maximalen und minimalen Skalierungsparameter der beiden Funktionen stimmen nicht überein, deshalb wurden vier Varianten berechnet. Werden die Skalierungsparameter aus den Bodenparametern TRD und Tongehalt abgeleitet, so sind die Maximal- und Minimalwerte ebenfalls nicht mit einer Probe identisch. Abb. 7.9 zeigt am Beispiel des Bv1-Horizontes die maximal und minimal mögliche Wassergehaltsverteilung des Datensatzes. Bezüglich der Eingangsparemeter ergab sich bei allen Horizonten eine typische Reihenfolge. Die geringsten Wassergehalte wies der Datensatz mit dem maximalen Skalierungsparameter von $S(h)$ auf, gefolgt von dem geringsten Skalierungsparameter der $\log K(h)$ -Funktion und dem minimalen Skalierungsparameter von $S(h)$. Die größten Wassergehalte wurden mit dem maximalen Skalierungsparameter der $\log K(h)$ -Funktion berechnet. Die Variabilität des Datensatzes führt durch die teilweise sehr großen bzw. sehr geringen Skalierungsparameter zur Überschreitung der gemessenen Variabilität. Eine bessere Darstellung der Variabilität des gesamten Datensatzes kann durch

die Verwendung eines Konfidenzintervalls der berechneten Skalierungsparameter erreicht werden. Dieses ergibt sich aus den Mittelwerten plus minus ihrer Standardabweichung.

Bei der Reskalierung wurden aus den maximalen und minimalen Werten der TRD bzw. des Tongehaltes die Skalierungsparameter berechnet und mit Hilfe der Referenzfunktionen $S(h)^*$ und $\log K(h)^*$ vom Profil ASTW12 die $S(h)$ - und $\log K(h)$ -Werte abgeleitet. Für diese Datensätze (Proben) wurden die VGM-Parameter mit dem Modell RETC bestimmt und als Eingangsparameter für Brook90 verwendet. Als problematisch gilt die fehlende Kenntnis des gesättigten Wassergehaltes und des Restwassergehaltes, da die Skalierung nur über den Sättigungsgrad S erfolgte.

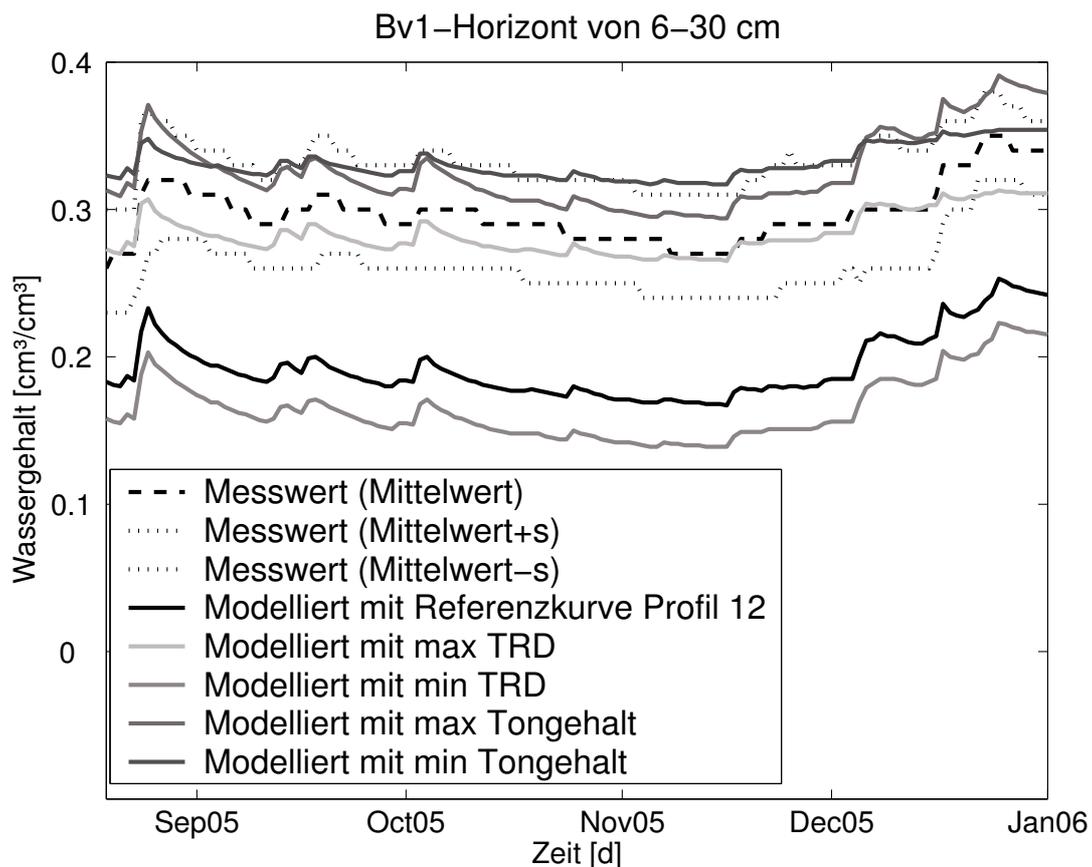


Abbildung 7.11.: Vergleich der gemessenen und berechneten Wassergehalte im Bv1-Horizont bzw. in 18 cm Tiefe aus den maximalen und minimalen TRD und Tongehalten des Profils 11 und den daraus abgeleiteten Skalierungsparametern

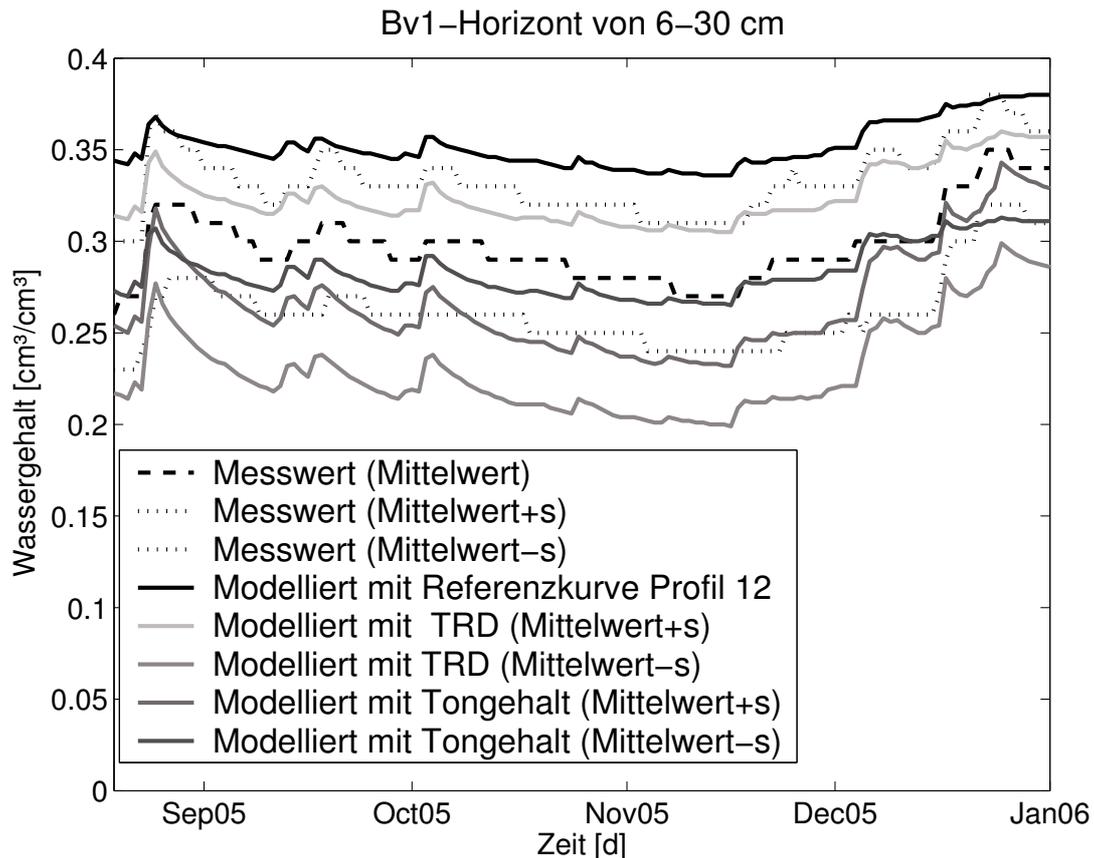


Abbildung 7.12.: Vergleich der gemessenen und berechneten Wassergehalte im Bv1-Horizont bzw. in 18 cm Tiefe aus $\text{TRD} \pm s$ und Tongehalten $\pm s$ für das Profil 11 und den daraus abgeleiteten Skalierungsparametern

Die Parameter θ_s und θ_r müssen gemessen oder aus der KA5 über die Bodenart abgeschätzt werden. In diesem Fall wurden die dazugehörigen Werte aus den Datensätzen genutzt. Die Verwendung der Maximal- bzw. Minimalwerte der Bodenparameter führte auch im Beispiel des Bv1-Horizontes zu größeren Abweichungen bezüglich des gemessenen Wertebereiches (Abb. 7.11). So wirkt sich die extrem geringe TRD von 0.651 g/cm^3

Tabelle 7.9.: Berechnung der Skalierungsparameter in den Grenzen des Konfidenzintervalls von TRD und Tongehalt für das Profil ASTW11

Parameter	\bar{x}	s	$\bar{x} + s$	$\bar{x} - s$	$\alpha_K + s$	$\alpha_K - s$
Tongehalt [M.-%]	16.27	3.82	20.09	12.45	1.177	0.790

Parameter	\bar{x}	s	$\bar{x} + s$	$\bar{x} - s$	$\alpha_h + s$	$\alpha_h - s$
TRD [g/cm^3]	1.33	0.28	1.61	1.05	0.018	0.281

auf den stark vom Messbereich abweichenden Verlauf des Wassergehaltes aus. Deshalb ist für die Darstellung der Variabilität des gesamten Datensatzes auch hier die Verwendung des Konfidenzintervalls $\bar{x} \pm s$ besser geeignet (Tab. 7.9, Abb. 7.12). Die Ursache

für die geringere Variabilität der berechneten Wassergehalte aus den abgeleiteten Skalierungsparametern im Vergleich zu den Bodenparametern TRD $\bar{x} \pm s$ und Tongehalt $\bar{x} \pm s$ könnte auf der unterschiedlichen Verteilung der Parameter beruhen. Während die berechneten Wassergehalte mit Tongehalt $\bar{x} \pm s$ noch im Messbereich liegen, fällt der Verlauf des berechneten Wassergehaltes mit TRD $\bar{x} - s$ bereits außerhalb des Messbereiches. Die verwendete Referenzfunktion vom Profil 12 liegt ebenfalls außerhalb des Messbereiches vom Bv1-Horizont des Profils 11 (Abb. 7.12). Dies macht deutlich, dass die Referenzfunktion zwar zur Ableitung der hydraulischen Variabilität verwendet, jedoch nicht direkt auf einen anderen Standort übertragen werden kann.

7.6. Schlussfolgerungen

Mit dem verwendeten Skalierungsansatz konnten fast alle Datensätze sehr gut über einen freien Parameter skaliert werden. Eine Ausnahme bildete die Skalierung unter der Verwendung der VGM-Parameter aus dem kumulativen Infiltrationsverlauf zur Bestimmung von K_s und den pF-Kurven mit dem Programm RETINF sowie unter der Verwendung des bimodalen Ansatzes für die Versuchsfäche Rippien. Die Reduzierung der bodenhydraulischen Variabilität dieser Datensätze über einen Parameter auf die Referenzkurve fiel etwas geringer aus, da einzelne Messwerte nicht linear skaliert werden konnten. Die Berücksichtigung des Primär- und Sekundärporensystems führt demzufolge zu einer geringeren Skalierbarkeit. Bei allen anderen Datensätzen kann nur von einer Erfassung der texturbedingten Porenverteilung ausgegangen werden. Deshalb ergaben sich auch vorwiegend Zusammenhänge zwischen Bodenparametern und Skalierungsparametern, die das Primärporenvolumen direkt beeinflussen. Für die Quantifizierung des Sekundärporenanteils müssen deshalb andere Einflussparameter untersucht werden, wie beispielsweise die Wurzelichte (Vegetation), der Skelettanteil des Bodens oder die Population von Regenwürmern. Der K_s -Wert ist zur Vorhersage der hydraulischen Leitfähigkeit ungeeignet (Durner, 1991), da dieser Parameter großen Schwankungen unterworfen ist. Das betrifft sowohl die räumliche Variabilität, als auch die große Diskrepanz bei der Messmethodik zwischen Feld- und Laborwerten.

Die Beschreibung der bodenhydraulischen Heterogenität bleibt in den meisten Wasserhaushaltsmodellen unberücksichtigt, da hierfür eine umfangreiche Datenbasis notwendig ist. Mit dem Einsatz von Pedotransferfunktionen kann diese Datenbasis aus einfach zu messenden Bodenparametern durch die Schätzung der hydraulischen Kennfunktionen über Regressionsansätze erreicht werden. Jedoch können diese die Variabilität und die Genauigkeit nicht so umfangreich, wie gemessene Kurvenverläufe, wiedergeben. Die Skalierung der aus PTFs abgeleiteten Bodenhydraulik ist grundsätzlich möglich, um die flächenhafte Variabilität abzuschätzen. PTFs bieten damit die Möglichkeit eine große Datengrundlage zu generieren, die beispielsweise als Grundlage zur Ableitung von bodenhydraulischen

Ähnlichkeitsbereichen notwendig ist.

Die Ableitung der Referenzfunktion für das Untersuchungsgebiet Rippien am Bodenmonolithen mit einem standardisierten Laborexperiment konnte auf Grund der bereits großen Heterogenität (Schichtung) der Bodensäule nur unzureichend abgeschätzt werden. Schwierigkeiten ergaben sich vor allem bei der Parameterfindung, da entweder nur ein sehr geringer Anteil der Bodenprobe entwässert wurde (MSO) oder sich extrem große Gradienten ausbildeten (Verdunstungsexperiment). Die Bestimmung der VGM-Parameter von vielen kleineren Proben ($100\text{-}250\text{ cm}^3$) in MSO-Versuchen bzw. über die Ku -Bestimmung sind zur Ableitung von Referenzfunktionen für einen Standort sinnvoller, da die Proben annähernd homogen sind. Die strukturbeeinflussten Parameter können nur im Feld analysiert werden, da der Labormaßstab dafür nicht ausreichend ist. Dies zeigt auch der durchgeführte Tracerversuch am Monolithen, mit dem der Anteil an Sekundärporen untersucht wurde.

Das Ziel, die hydraulische Heterogenität des Untersuchungsgebietes Rippien mittels eines einfach zu messenden Bodenparameters zu beschreiben, konnte auf Grund des zu geringen Stichprobenumfangs nicht endgültig erreicht werden. Zu ähnlichen Ergebnissen führten auch die BZE II-Daten, für die sich trotz eines hohen Probenumfangs ebenfalls keine Zusammenhänge ergaben. Nur aus den Profilinformatoren, wie sie der Tharander Datensatz lieferte, konnte eine höhere Korrelation zwischen den Skalierungs- und den Bodenparametern TRD und Tongehalt ermittelt werden. Besonders unter Wald ist die Zunahme der TRD mit der Tiefe durch den Einfluss der Vegetation zu verzeichnen. Die TRD hat als physikalischer Parameter somit direkten Einfluss auf die Porosität als auch auf die Wasserleit- und Speicherfähigkeit des Bodens. Für die Retentionsfunktion konnten die Skalierungsparameter erfolgreich aus der TRD berechnet werden. Nicht ganz so hoch wie die TRD korrelierte der Tongehalt mit dem Skalierungsparameter für die $\log K(h)$ -Funktion, so dass unterschiedliche Variabilitäten bezüglich der Ausgangsdatenbasis erreicht wurden. Als Grund für die hohen Korrelationen können sowohl die hohe Anzahl von Proben je Profil, als auch die hohe Qualität der Messungen geltend gemacht werden. Dazu gehört die Erfassung der Retentions- und hydraulischen Leitfähigkeitsfunktion sowie die Messung der Bodeneigenschaften (Textur, TRD) an der selben Probe.

Erste Modellanwendungen zeigen, dass sich aus der räumlichen Variabilität von gemessenen Bodenparametern, wie TRD und Tongehalt, die hydraulische Variabilität eines Profilstandortes ableiten lässt und als Grundlage für ein Wasserhaushaltsmodell geeignet ist. Die Variabilität der transformierten Bodenparameter kann sowohl die Variabilität der Skalierungsparameter aus gemessenen hydraulischen Funktionen als auch die Variabilität der gemessenen Wassergehalte je Horizont wiedergeben.

8. Zusammenfassende Diskussion und Ausblick

Die Modellierung des Wasser- und Stofftransportes im Boden ist für viele praktische Anwendungsaufgaben von hoher Bedeutung. Zur Lösung dieser Aufgabe müssen die hydraulischen Eigenschaften des komplexen Dreiphasensystems Boden flächenhaft erfasst werden. Die größte Unsicherheit bei der Quantifizierung des Wasserflusses besteht innerhalb der ungesättigten Bodenzone, was vorrangig auf ihre räumliche Variabilität bzw. Heterogenität zurückzuführen ist. Um eine physikalische Beschreibung der in diesem Bodenbereich ablaufenden Prozesse zu ermöglichen, ist die Kenntnis der Zusammenhänge zwischen ungesättigter Leitfähigkeit, Wassersättigung und Bodenwasserpotenzial notwendig. Diese Parameter hängen wiederum stark von der Bodenstruktur und -textur ab. Deshalb sollte untersucht werden, inwieweit über die räumlich variierten Bodeneigenschaften die flächenhafte bodenhydraulische Variabilität der Mesoskala erfassbar ist.

Das Ziel dieser Arbeit bestand in der Erfassung der flächenhaften bodenhydraulischen Heterogenität und der Analyse ihres Zusammenhangs mit einfach zu messenden Bodenparametern. Die Grundlage bildete die Durchführung und Auswertung zahlreicher Feld- und Laborversuche. Hierbei galt es geeignete Bodenparameter zu identifizieren, die eine vereinfachte Beschreibung der flächenhaften Variabilität ermöglichen. Anhand von drei Datensätzen mit unterschiedlicher Skalenausbreitung (4 Profile im Tharandter Wald, 1,5 ha Fläche in Rippien und großräumig verteilte Profildaten aus der BZE II Baden-Württemberg) wurden diese Zusammenhänge untersucht. Grundlage waren jeweils die gemessenen Retentionskurven, ergänzt durch Messungen der ungesättigten Leitfähigkeit (Labor und Feld) und der gesättigten Leitfähigkeit (Feld). Gleichzeitig wurden typische Bodeneigenschaften, wie Körngrößenverteilung, TRD sowie der Anteil des organischen Kohlenstoffs bestimmt.

Zunächst erfolgte die Auswertung der Datensätze unter Anwendung multivariater statistischer Verfahren. Die Clusteranalyse erlaubt eine Einteilung in hydraulisch ähnliche Klassen über die Bodenparameter TRD und die Texturparameter Sand- und Schluffgehalt. Die Einteilung der Böden in bodenhydraulisch ähnlich reagierende Bodenklassen folgt der Grundlage eines Ähnlichkeitsansatzes, der besagt: "Zwei Böden verhalten sich hydraulisch ähnlich, wenn ihre Strömungsdynamik mit ein und demselben Porenraummodell beschrieben werden kann, das sich für beide Böden nur in den Werten ganz bestimmter

freier Parameter (Skalierungsparameter) unterscheidet “ (Lennartz, 2002). Die Hauptkomponentenanalyse führt zu einer Dimensionsreduktion und kann somit klären, wie viele Parameter zur Beschreibung der Gesamtvarianz eines Datensatzes notwendig sind. In der Regel konnten alle Datensätze innerhalb einer Ähnlichkeitsklasse mit einer Hauptkomponente beschrieben werden, nur bei den gemessenen $\log K(h)$ -Kurven der Profildaten waren zwei Komponenten notwendig. Diese ließen sich eindeutig zwei Druckbereichen zuordnen: dem von Sekundärporen beeinflussten Bereich bis zu einem Druck größer -100 cm und dem von Primärporen dominierten Bereich kleiner -100 cm. Der Einfluss von Sekundärporen hat große Auswirkung auf die Variabilität und Schwankung bei der Bestimmung der gesättigten und der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit nahe Sättigung.

Innerhalb einer Ähnlichkeitsklasse wurde die Streuung der Retentions- und der hydraulischen Leitfähigkeitscharakteristik mit einem empirischen Skalierungsansatz auf jeweils einen freien Parameter, den so genannten Skalierungsparameter, reduziert. Mit dieser Methode ist der Schritt von der Punktmessung zur flächenbezogenen Information prinzipiell möglich, welcher jedoch für praktische Anwendungen wesentlich weiterentwickelt werden muss (Nielsen et al., 1998). Für alle Datensätze ergab sich eine sehr hohe Reduktion der Gesamtvariabilität, so dass die bodenhydraulische Heterogenität über jeweils ein Set von Skalierungsparametern beschreibbar war. Diese ermittelten Skalierungsparameter wurden mit der TRD, den Anteilen der Korngrößenfraktionen und weiteren Bodenparametern korreliert. Signifikante Korrelationen ergaben sich nur bei den Profildaten aus dem Untersuchungsgebiet Tharandter Wald. Daran konnten Zusammenhänge zwischen den Skalierungsparametern der Retentionsfunktion und der Trockenrohdichte sowie zwischen den Skalierungsparametern der Leitfähigkeitsfunktion und dem Tongehalt ermittelt werden.

Mit den an einem Profil des Datensatzes Tharandter Wald ermittelten Regressionsgleichungen zwischen den Boden- und den Skalierungsparametern sowie den dazugehörigen Referenzfunktionen $S(h)^*$ und $\log K(h)^*$ konnte die hydraulische Variabilität eines anderen Profils über seine gemessenen Bodenparameter bestimmt werden. Die Anwendung dieser Vorgehensweise wurde zwischen den Profilen der Standorte als auch vom Standort Buchhübel zum Standort ASTW erfolgreich getestet. Eine direkte Ableitung der bodenhydraulischen Variabilität aus den Verteilungsfunktionen der gefundenen Bodenparameter war nicht möglich, da sie eine wesentlich geringere Variabilität als die Skalierungsparameter aufwiesen. Im Gegensatz zum Untersuchungsgebiet Tharandter Wald konnten auf der flächenhaft beprobten Untersuchungsfläche Rippien keine signifikanten Zusammenhänge gefunden werden, da zum einen nur ein Horizont beprobt und zum anderen die Probenanzahl ($N=30$) nicht ausreichend war. Bei den BZE II-Daten lag zwar eine hohe Datendichte je Standort ($N=10$) vor, jedoch konnte die Verteilung über das gesamte Profil und die unzureichende Zuordnung der Texturparameter nicht adäquat wiedergegeben werden.

Die Quantifizierung des Sekundärporenvolumens stellt sich nach wie vor als schwierig dar und sollte bei der Beschreibung der flächenhaften hydraulischen Variabilität getrennt betrachtet werden. Die Messungen der bodenhydraulischen Kennfunktionen erfolgten überwiegend an Probengrößen (100-250 cm³), welche vorwiegend das Primärporenvolumen erfassen. Deshalb berücksichtigen die gefunden Zusammenhänge zwischen den analysierten Boden- und den Skalierungsparametern nicht den Einfluss von Sekundärporen. Die visuelle Erfassung von präferentiellen Fließbahnen erfolgte im Feldmaßstab mit Tracerexperimenten. Diese Messungen waren sehr zeit- und kostenaufwendig, weshalb nur vier Feldversuche durchgeführt werden konnten. Anhand des geringen Stichprobenumfangs waren deshalb keine signifikanten Zusammenhängen zwischen dem prozentualen Anteil von präferentiellen Fließwegen und der gesättigten und ungesättigten Leitfähigkeit oder der Bodenart zu erkennen. Diesbezüglich sind umfangreichere Analysen notwendig, die insbesondere die Einflussparameter der Sekundärporenbildung untersuchen, wie beispielsweise den Einfluss der Vegetation (Wurzeldichte), des Steingehalts und der organischen Substanz.

Mit der Anwendung von Pedotransferfunktionen (PTFs) zur Skalierung der geschätzten Bodenhydraulik konnten zwar sehr gute Ergebnisse erzielt werden, jedoch ist die Nutzung der PTFs von zahlreichen Bodenparametern abhängig. Die Genauigkeit der PTF hängt maßgeblich von der Ausgangsbasis ab, aus der die PTF entwickelt wurde. So konnten mit der PTF "HYPRES" (Wösten et al., 1999) wesentlich besser die gemessenen hydraulischen Funktionen der Untersuchungsfläche Rippen wiedergegeben werden als mit der PTF "ROSETTA" (Schaap et al., 2001). Besonders für Waldstandorte und strukturierte Böden gibt es bis jetzt keine zufrieden stellenden PTFs, da sowohl das Sekundärporenvolumen als auch die hydraulische Leitfähigkeit nicht bzw. nur unzureichend berücksichtigt wurden.

Die Grundlage für einen Modellansatz, der die bodenhydraulisch relevante Heterogenität flächenhaft abbilden kann und die Ausgangsdaten für Wassertransportberechnungen im Einzugsgebietsmaßstab bereitstellt, konnte mit dem entwickelten Untersuchungskonzept nicht realisiert werden. Es gelang jedoch erfolgreich, einfach zu messende Bodenparameter zur Ableitung der räumlich verteilten Bodenhydraulik für die intensiv beprobten Profile im Tharandter Wald zu identifizieren. Deshalb sollten zunächst die Zusammenhänge zwischen den Bodenparametern und der Bodenhydraulik innerhalb einer Ähnlichkeitsklasse am Standort untersucht werden. Erst im Anschluss daran kann eine Übertragung der Zusammenhänge auf andere Standorte und somit eine flächenhafte Beschreibung der bodenhydraulischen Variabilität erfolgen.

Für zukünftige Untersuchungen ist deshalb zunächst eine wesentlich größere Probenanzahl am Standort notwendig, um anschließend die flächenhafte Beschreibung der Heterogenität zu analysieren. Des Weiteren muss die Messung der Bodeneigenschaften und der hydraulischen Funktionen an ein und der selben Probe erfolgen, da bereits innerhalb eines Horizontes erhebliche Schwankungen auftreten können. Deshalb sind für die Integration

der flächenhaften bodenhydraulischen Variabilität in ein geeignetes Wassertransportmodell weitere Untersuchungen notwendig, die auf quantitativ und qualitativ hochwertigen Messungen basieren und mit einer standardisierten Messmethodik vorgenommen werden.

Literaturverzeichnis

- AG Boden (1994). *4. Bodenkundliche Kartierung*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Hannover, 4. Auflage.
- AG Boden (2004). *5. Bodenkundliche Kartierung*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Hannover, 5. Auflage.
- Ahuja, L., Naney, J., and Nielsen, D. (1984). Scaling Soil Water Properties and Infiltration Modeling. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48:970–972.
- Ahuja, L. and Williams, R. (1991). Scaling Water Characteristic and Hydraulic Conductivity Based on Gregson-Hector-McGowan Approach. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55:308–319.
- Arya, L., Leij, F. J., van Genuchten, M., and Shouse, P. J. (1999). Scaling parameters to predict soil water characteristic from particle-size data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63:510–519.
- Arya, L. and Paris, J. (1981). A Physicoempirical Model to Predict the Soil Moisture Characteristic from Particle-Size Distribution and Bulk Density Data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45:1023–1030.
- Backhaus, K., Erichson, B., Plinke, W., and Weiber, R. (2003). *Multivariate Statistik*. Springer Verlag, 10. edition.
- Barry, D., Lisle, I., Li, L., Prommer, H., Parlange, J.-Y., Sander, G., and Griffioen, J. (2001). Similitude applied to centrifugal scaling of unsaturated flow. *Water Resour. Res.*, 37(10):2471–2479.
- Barry, D. A., Parlange, J.-Y., Haverkamp, R., and Ross, P. J. (1995). Infiltration under ponded conditions: 4. an explicit predictive infiltration formula. *Soil Sci.*, 160(1):8–17.
- Bohne, K. (2005). *An Introduction into Applied Soil Hydrology*. GeoEcology textbook. Catena Verlag GmbH.

- Bohne, K., Radcliffe, D., Wessolek, G., and Zacharias, S. (1999). *Proceedings of International Workshop on Charakterization and Measurements of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*, chapter Inverse method to estimate soil hydraulic parameters from field measurements of ponded infiltration, pages 799–815. Part 1. University of California, Riverside.
- Brooks, H. and Corey, A. (1964). Hydraulic Properties of Porous Media. *Hydrology Paper 3, Colorado University, Fort Collins, Colorado*.
- Busch, K.-F., Luckner, L., and Tiemer, K. (1993). *Geohydraulik*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 3. edition.
- Chan, T. P. and Govindaraju, R. S. (2003). A new model for soil hydraulic properties based on stochastic conceptualization. *Water Resour. Res.*, 39(7):10/1 – 10/114.
- Clausnitzer, V., Hopmans, J., and Nielsen, D. (1992). Simultaneous scaling of soil water retention and hydraulic conductivity curves. *Water Resour. Res.*, 28:19–31.
- Dane, J. and Topp, G. (2002). *Methods of Soil Analysis: Part 4, Physical Methods*. Number 5 in the Soil Sci. Soc. Am. Book Series. Soil Sci. Soc. Am., Inc. Madison, Wiscon, USA, 3. edition.
- Das, B., Haws, N., and Rao, P. (2005). Defining Geometric Similarity in Soils. *Vadose Zone*, 4:264–270.
- Deurer, M. (2000). *The Dynamics of Water and Solute Flow in the Unsaturated Zone of a Coniferous Forest: Measurements and Numerical Simulation*. Dissertation, Institut für Bodenkunde der Universität Hannover, Der Andere Verlag. Band 2.
- DIN 18128 (2002). Baugrund, Untersuchung von Bodenproben, Bestimmung des Glühverlustes. Beuth Verlag.
- DIN ISO 11277 (2002). Bodenbeschaffenheit - Bestimmung der Partikelgrößenverteilung in Mineralböden - Verfahren mittels Siebung und Sedimentation. DIN e.V.
- Durner, W. (1991). Vorhersage der hydraulischen Leitfähigkeit strukturierter Böden. *Bayerreuther Bodenkundliche Berichte*, (20):1–180.
- Durner, W. (1998). *SHYPFIT User Manual*.
- Durner, W., Foken, T., and Huwe, B. (1999). *Geoökologisches Freilandpraktikum - Physikalische Methoden*. 9 Teile.
- Eching, S. O., Hopmans, J. W., and Wendroth, O. (1994). Unsaturated Hydraulic Conductivity from Transient Multistep Outflow and Soil Water Pressure Data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58:687–695.

- Elkateb, T., Chalatoury, R., and Robertson, P. (2003). An overview of soil heterogeneity: quantifications and implications on geotechnical field problems. *Can. Geotech.*, 40:1–15.
- Federer, C. (2002). *BROOK90: A simulation model for evaporation, soil water, and streamflow*.
- Flühler, H. and Roth, K. (2003). *Physik der Ungesättigten Zone*. Vorlesungsskript. Version 2003.1, Institut für Terrestrische Ökologie ETH Zürich.
- Flury, M. and Flühler, H. (1995). Tracer Characteristics of Brilliant Blue. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (59):22–27.
- Gimenez, D., Perfect, E., Rawls, W., and Pachepsky, Y. (1997). Fractal models for predicting soil hydraulic properties: a review. *Engineering Geology*, 48:161–183.
- Gisi, U., Schenker, R., Schulin, R., Stadelmann, F., and Sticher, H. (1997). *Bodenökologie*. Thieme Verlag Stuttgart-New York, 2. edition.
- Gregson, D., Hector, D. J., and McGowan, M. (1987). A one-parameter model for soil water characteristic. *J. Soil Sci.*, 38:483.
- Hammel, K. and Kennel, M. (2001). *Charakterisierung und Analyse der Wasserverfügbarkeit und des Wasserhaushaltes von Waldstandorten in Bayern mit dem Simulationsmodell Brook90*. Schriftenreihe Forstliche Forschungsberichte München Nr.185.
- Hartge, K. and Horn, R. (1992). *Die physikalische Untersuchung von Böden*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Haverkamp, R., Parlange, J., Cuenca, R., Ross, P., and Steenhuis, T. (1998). *Scaling of the Richards Equation and Its Application to Watershed Modeling*, chapter 7, pages 190–223. Cambridge Univ.Press, New York.
- Hendrayanto, Kosugi, K., and Mizuyama, T. (2000). Scaling hydraulic properties of forest Soils. *Hydrological Processes*, 14:521–538.
- Herbst, M. (2001). *Regionalisierung von Bodeneigenschaften unter Berücksichtigung geomorphologischer Strukturen für die Modellierung der Wasserflüsse eines mikroskaligen Einzugsgebiets*. Dissertation, Rheinische Friedrich-Wilhelm-Universität Bonn.
- Hollenbeck, K. and Jensen, K. (1998). Experimental evidence of randomness and nonuniqueness in unsaturated outflow experiments designed for hydraulic parameter identification. *Water Resour. Res.*, 34(4):595–602.
- Hwang, S. and Powers, S. (2003). Estimating unique soil hydraulic parameters for sandy media from multi-step outflow experiments. *Advances in Water Resources*, (26):445–456.

- Jury, W. and Roth, K. (1990). *Transfer Functions and Solute Movement through soil-Theory and Applications*, chapter 6.4 Scaling Theory, pages 116–121. Birkhäuser-Verlag, Basel-Boston-Berlin.
- Jury, W. A., Russo, D., and Sposito, G. (1987). Scaling Models of Water Transport. *Hilgardia*, 55(4):33–54.
- Korthals, T. (1996). Analyse von Ähnlichkeitsparametern der Bodeneigenschaften im Hinblick auf ihre Anwendung in einem hydrodynamischen stochastischen Strömungsmodells, Diplomarbeit, TU Dresden, Institut für Mathematische Stochastik.
- Kosugi, K. (1994). Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. *Water Resour. Res.*, 30(4):891–901.
- Kosugi, K. (1996). Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 32(9):2697–2703.
- Kosugi, K. and Hopmans, J. W. (1998). Scaling water retention curves for soils with lognormal pore-size-distribution. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62:1496–1505.
- Kuntze, H., Roeschmann, G., and Schwerdtfeger, G. (1994). *Bodenkunde*. Verlag Eugen Ulmer Stuttgart, 5. edition.
- Kutilek, M., Zayani, K., Haverkamp, R., Parlange, J.-Y., and Vachaud, G. (1991). Scaling of Richards equation under invariant flux boundary. *Water Resour. Res.*, 27:2881–5.
- Leij, F. J., van Genuchten, M. T., Yates, S. R., Russell, W. B., and Kaveh, F. (1992). Retc: A computer program for analyzing soil water retention and hydraulic conductivity data. In van Genuchten, M. Th., L. F. J. and Lund, L. J., editors, *Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, pages 263–272, Riverside, CA.
- Lennartz, F. (2002). mündliche Mitteilung zum Ähnlichkeitskonzept.
- Lennartz, F., Felgenhauer, A., and Schmitz, G. (2001). A new definition of soil hydraulic similarity for physically-based modelling of soil water transport on watershed scale. *SAMS*, 41:707–718.
- Liedl, R. (1991). Funktionaldifferentialgleichung zur Beschreibung von Wasserbewegungen in Böden natürlicher Variabilität. Beiträge zur Theorie und Entwicklung eines numerischen Lösungsverfahrens. *Berichte der Versuchsanstalt Oberrach und Lehrstuhl für Wasserbau und Wassermengenwirtschaft der TU München*, NR. 67.
- Miller, E. and Miller, R. (1956). Physical Theory for Capillary Flow Phenomena. *Journal of Applied Physics*, 27(4):324–332.

- Mualem, Y. (1976). A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media. *Water Resour.Res.*, 12(3):513–522.
- Müller, K. (2000). Bestimmung bodenhydraulischer Charakteristika durch eine Kombination verschiedener bodenhydraulischer Laborexperimente und Anwendung der inversen Methode, Diplomarbeit, TU Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie.
- Nachabe, M. (1996). Microscopic capillary length, soptivity and shape factor in modeling the infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60:957–962.
- Nielsen, D., Biggar, J., and Erh, K. (1973). Spatial Variability of Field-Measured Soil-Water Properties. *Hilgardia*, 42(7):215–259.
- Nielsen, D., Hopmans, J., and Reichardt, K. (1998). *An Emerging Technology for Scaling Field Soil-Water Behavior*, chapter 5, pages 136–166. Cambridge Univ.Press, New York.
- Pachepsky, Y. and Rawls, W. (2001). Comparison of Soil Water Retention at Field And Laboratory Scales. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65:460–462.
- Pachepsky, Y. and Rawls, W. (2004). *Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology*. Elsevier, 1. edition.
- Pachepsky, Y., Rawls, W., and Crawford, J. (2002). Scaling effects. *Encyclopedia of Soil Science*, pages 1175–1179.
- Perroux, K. and White, I. (1988). Designs for Disc Permeameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52(5):1205–1215.
- Philip, J. and Knight, J. (1974). On solving the unsaturated flow equation: 3. New quasi-analytical technique. *Soil Science*, 117(1):1–13.
- Plagge, R. (1991). *Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten im Boden*. Dissertation, TU Berlin.
- Rawson, J. (2001). Einsatz von Tracer- und Anfärbeversuchen zur Bestimmung bodenhydraulischer Kenngrößen in einem Bewässerungsversuch. Diplomarbeit, TU Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie.
- Reichardt, K., Nielsen, D., and Biggar, J. (1972). Scaling of horizontal infiltration into homogenous soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 36:241–245.
- Reuter, S. (2002). Geostatistische Auswertung von Lagerungsdichten und Korngrößenanalysen als Grundlage für ein Ähnlichkeitsmodell, Projektarbeit, TU Dresden, IHM.
- Richards, L. (1931). Capillary conduction of liquids through porous media. *Physics*, 1:318–333.

- Russo, D. and Bresler, E. (1980). Scaling of soil hydraulic properties of heterogenous field. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:681–684.
- Schaap, M. G. and Leij, F. (1998). Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Sci.*, 163:765–779.
- Schaap, M. G., Leij, F., and van Genuchten, M. (2001). Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.*, 251:163–176.
- Schmitz, G. and Liedl, R. (1997). Synthese stochastischer und deterministischer Aspekte bei der physikalisch begründeten Modellierung des Bodenwasserhaushaltes. *Wiss.Z. TU Dresden*, 45:73–78.
- Schmitz, G. H., Lennartz, F., Dröge, W., and Puhmann, H. (2006). Neuronale Netze zur Standardisierung und Vereinfachung der Bestimmung der hydraulischen Bodenparameter. *DFG-Schm 1183/6-2 (2001-2006), Institut für Hydrologie und Meteorologie der TU Dresden*.
- Schwärzel, K. (2006). Haubeninfiltrometer zur Quantifizierung des Beitrages der Makroporen zur bodenhydraulischen Leitfähigkeit. *Kurzbeiträge: Symposium zur Analyse und Modellierung der Niederschlags-Abfluss-Prozesse, Bewährte Techniken und neue Ansätze, TU Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie*.
- Schwärzel, K., Grünewald, T., Eichelmann, U., Feger, K. H., and Bernhofer, C. (2007). Considering preferential flow in water budget modelling of Norway spruce stand in the Tharandt Forest (SE Germany). *Agic. For. Meteorol.* (submitted).
- Schwärzel, K., Häntzschel, J., Menzer, A., Feger, K., Spank, U., B. Köstner, B., and Bernhofer, C. (2006a). Modellgestützte Klassifikation des Wasserhaushaltes von Waldstandorten der Mittelgebirge. *AFZ/Der Wald*, 60:168–169.
- Schwärzel, K., Ikels, L., Stoffregen, H., and Wessolek, G. (2003). Skalierung bodenhydraulischer Eigenschaften von Salzwiesenböden. *Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, Jahrestagung Frankfurt/Oder*.
- Schwärzel, K., Simunek, J., Stoffregen, H. and Wessolek, G., and van Genuchten, M. (2006b). Estimation of the Unsaturated Hydraulic Conductivity of Peat Soils: Laboratory versus Field Data. *Vadose Zone J.*, 5(5: 628-640):628–640.
- Simmons, C., Nielsen, D., and Biggar, J. (1979). Scaling of Field-measured Soil-water Properties. *Hilgardia*, 47(4):77–173.
- Simunek, J., Seyna, M., and van Genuchten, M. (1996). *HYDRUS-2D simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. Version 1.0. User*

- Manual*. IGWMC-TPS 53 International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, igwmc-tps 53 international ground water modeling center, colorado school of mines edition.
- Sposito, G. (1998). *Scaling Invariance and the Richards Equation*, chapter 6, pages 167–189. Cambridge Univ.Press, New York.
- Stäglich, I. (2003). Ableitung von Skalierungsfaktoren für die hydraulische Leitfähigkeit aus Feld- und Laborexperimenten, Projektarbeit TU Dresden, IHM.
- Sternberg, M. (1997). Ermittlung bodenhydraulischer Parameter in einem Laborversuch. *Diplomarbeit, TU Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie*.
- Teepe, R., Dilling, H., and Beese, F. (2003). Estimating water retention curves of forest soil texture and bulk density. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 166:111–119.
- Thyler, S. W. and Wheatcraft, W. (1990). *The consequences of fractal scaling in heterogeneous soils and porous media*, volume 25, chapter 8, pages 109–122. Soil Sci. Soc.Am., Inc., Madison, Wisconsin, USA.
- Tillotsen, P. and Nielsen, D. (1984). Scale Factors in Soil Science. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48(5):953–959.
- Timlin, D., Williams, R., Ahuja, L., and Heathman, G. (2004). *Simple Parametric Methods to Estimate Soil Water Retention and Hydraulic Conductivity*, chapter 5, pages 71–92. Elsevier.
- Tuli, A., Kosugi, K., and Hopmans, J. (2001). Simultaneous scaling of soil water retention and saturated hydraulic conductivity functions assuming lognormal pore-size. *Advances in Water Resources*, 24:677–688.
- van Genuchten, M. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:892–898.
- Vereecken, H., Kaiser, R., Dust, M., and Pütz, T. (1997). Evaluation of the multistep outflow method for the determination of unsaturated hydraulic properties of soils. *Soil Science*, 162(9):618–631.
- Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J., and Darius, P. (1989). Estimating the Soil Moisture Retention Characteristic from Texture, Bulk Density, and Carbon Content. *Journal of Soil Science*, 148(6):389–403.
- Vogel, T., van Genuchten, M. T., and Cislérova (2001). Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. *Advances in Water Resources*, 24:133–144.

- Warrick, A. (1990). *Application of Scaling to the Characterization of Spatial Variability in Soils*, chapter 4, pages 39–51. Number 25. Soil Sci. Soc. Am., Inc., Madison, Wisconsin, USA.
- Warrick, A., Mullen, G., and Nielsen, D. (1977). Scaling Field-Measured Soil Hydraulic Properties Using a Similar Media Concept. *Water Resour. Res.*, 13(2):355–361.
- Wetzel, H., Wachendorf, C., and Finnen, J. (1999). Ableitung und Bewertung hydraulisch ähnlicher Böden aus Daten der Bodenschätzung, der Forstlichen Standortkartierung und moderner Bodenerhebung als Grundlage der Modellierung des Bodenwassertransportes. *Ökologie-Zentrum der Universität Kiel*. Abschlußbericht DFG-Projekt Bl 91/31-2.
- White, I. and Sully, M. (1987). Macroscopic and Microscopic Capillary Length and Time Scales From Field Infiltration. *Water Resour. Res.*, 23(8):1514–1522.
- Williams, R. and Ahuja, L. (2003). *Scaling and Estimating the Soil Water Characteristic Using a One-Parameter Model*, chapter 3, pages 35–48. CRC Press.
- Wind, G. (1968). Capillary conductivity data estimated by a simple method. In Rijtema, P. and Wassink, H., editors, *UNESCO/IASH Symp. Water in the unsaturated zone, June 1996*, volume 1, pages 181–191.
- Wooding, R. (1968). Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.*, 4(7):1259–1273.
- Wösten, J. (1989). *Use of Techniques to Quantify Variability in Hydraulic Function in the Netherlands*, pages 141–156. Birkhauser Verlag, Basel Switzerland.
- Wösten, J., Lilly, A., Nemes, A., and Le Bas, C. (1999). Development and Use of a Database of Hydraulic Properties of European Soils. *Geoderma*, (90):169–185.
- Wösten, J., Pachepsky, Y., and Rawls, W. (2001). Pedotransfer Functions: Bridging the Gap between Available Basic Soil Data and Missing Soil Hydraulic Characteristics. *Journal of Hydrology*, (251):123–150.
- Youngs, E. (1991). *Application of Scaling to soil-water movement considering Hysteresis*, volume 25, chapter 3, pages 23–37. SSSA Spezial Publication.
- Zurmühl, T. and Durner, W. (1998). Determination of Parameters for Bimodal Hydraulic Functions by Inverse Modeling. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62:874–880.

Internetadressen:

web1: http://tu-dresden.de/die_tu_dresden/fakultaeten/fakultaet_forst_geo_und_hydrowissenschaften/fachrichtung_wasserwesen/ifhm/dfg_standort 1.2.2007

web2: http://www.ugt-online.de/NEU/Produkte/14_Hydraulische_Pneumatische_L/143500.html 18.2.2007

web3: http://www.waldwissen.net/themen/waldoekologie/boden_standortkunde/fva_bodenzustandserfassung_DEFVA 10.2.2007

A. Datengrundlage und Ergebnisse vom Untersuchungsgebiet Rippien

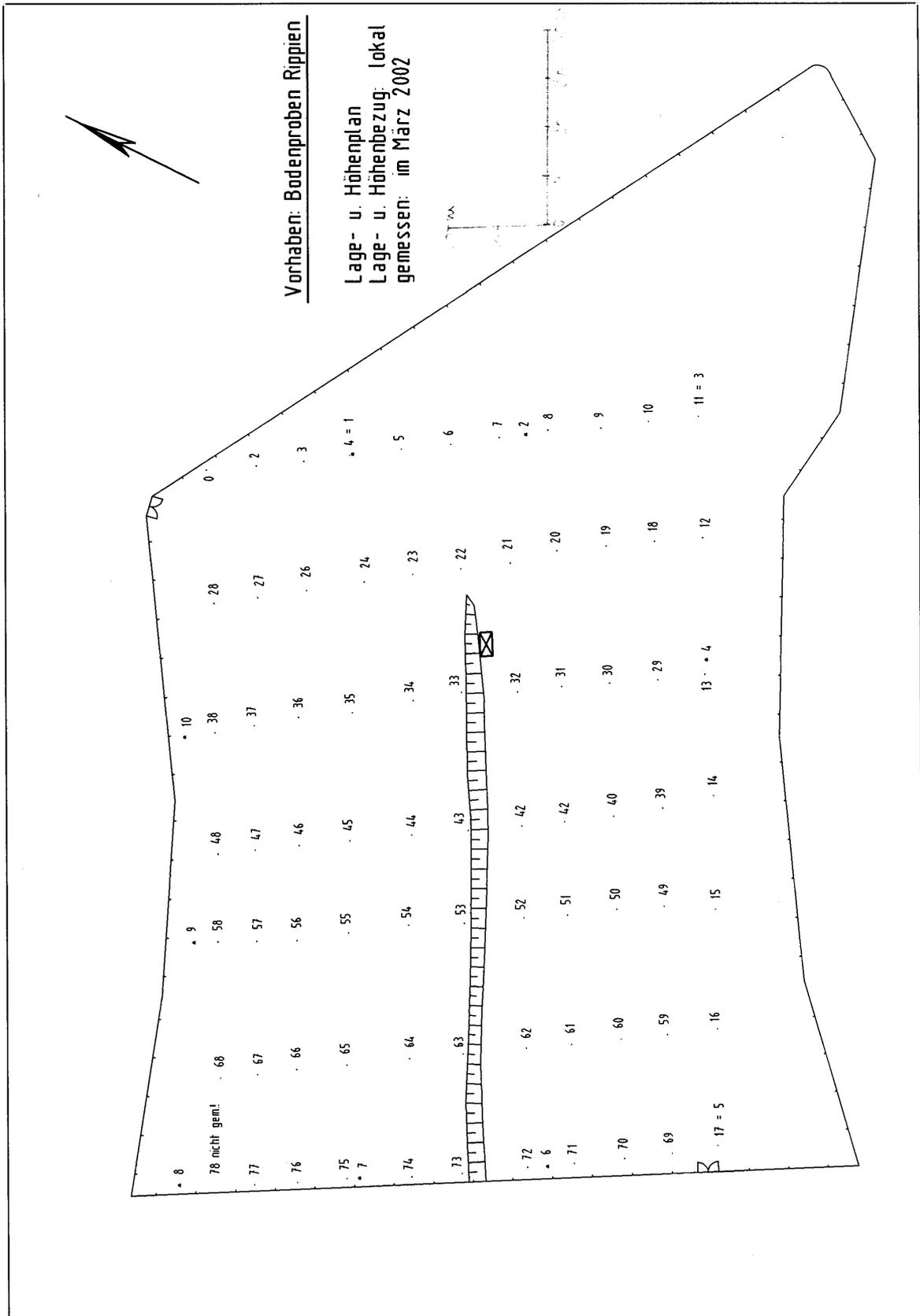


Abbildung A.1.: Vermessung des Bodenprobenrasters vom Februar 2004

Tabelle A.1.: Zeitlicher Verlauf der Probenahmen

Datum	Messgröße	Standort	Ergebnisse	Anzahl
11/2001	Bohrstockanalysen Schichtung Bodentyp	An den Rändern der Versuchs- fläche	Braunerde	10
02/2002	Lagerungsdichte Ld, Porosität PV	Im Raster, s. Plan	Ld zw. 1.35 und 1.67 Mittelwert = 1.52g/cm ³ PV zw. 30 und 51 Vol %	79
	Korngrößenanalyse, organischer Kohlenstoffanteil	v.5 höchsten u.5 niedrigsten Ld's von 02/02 die Proben 45,60,74,16,64, 27,22,23,24,33	2x SU4,2x Uls, 5x Us, 1xUt2 org C. = 2.9 bis 5 %	10
04/2002	pF-Kurven mit häng. Wassersäulen bei pF 1/1.3/1.7/1.92/2/2.18, danach mit Drucktopf 2.49/3.01/3.49/3.91/4.19	Gleicher Standort, aber andere Proben		10
08/2002 bis 01/2003	Entnahme eines Monolithen mit d=20 cm und H=22 cm <i>Laborexperimente:</i> Messung von Wassergehalten, Saugspannung und Ausfluß 2 Multistepoutflow(MSO)- versuche 1 Verdunstungsversuch 1 Fartracerversuch- Bestimmung des prozentualen Anteil von präferentieller Fließwege pro 1cm Bodenschicht Korngrößenanalysen und organischer C-Anteil in der Schicht 4, 13, 18 cm	Hangfuß zw. MP10 und MP18	 4.7 bis 16 % der Fläche, ungleichmäßig, kein Trend erkennbar Uls, Lt2, Lt2 und org.C = 4.2 /3.3 /3.3 %	1 Je 1
11/2002	Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit Ks des Monolithen	Mit abnehmenden, Überstau	4.99 cm /d	3x
11/2002	pF-Kurven mit Drucktopf (1.3/2.2/2/49/3.01/3.49/4.19), Ld, Porosität, Korngrößenanalysen, organischer C-Anteil	6,10,19,42,51,31, 11,50,8,14,5,0,4, 47,54,36,32,75, 57,76	3x Lu,5xSu4,3xUs, 6x Ut2, 2xUt3 1x Ut4	20
05 bis 06/2003	Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit Ks mit Doppelringinfiltrometer	A bis Q gesamte Fläche verteilt	Zw. 78 und 482 cm/d Mittelwert = 186 cm/d	17
06/2003	ungesättigte hydraulische Ku Leitfähigkeit bei H = -10 cmWS	E,G,L J,A	2.4 cm/d bis 6.8 cm /d	5
06/2003	Fartracerversuch- Bestimmung des prozentualen Anteil von präferentieller Fließwege aller 5cm Bodenschicht	E,G,L J		4
01/07/2003 bis 29/12/2003	Messung des Niederschlages in $\Delta t = 5\text{min}$	Am Rand südwestlich		1
01/07/2003 bis 29/12/2003	Messfeld mit: Wassergehalte in 20 und 50 cm Saugspannungen in 15, 26 und 50 cm in $\Delta t = 30\text{min}$	Am Rand Hangfuß südöstlich		Je 1
09/2003	Korngrößenanalysen, organischer C-Anteil, Ld	Vom Messfeld in 20 und 35cm	Ut2 und Ut3, C= 3.6 u. 2.2 % Ld = 1.28 und 1.3 g/cm ³	Je 1

Tabelle A.2.: Kornanalyse der 30 Proben

Nr.	Messpunkt	TRD in g/cm ³	Bodenart	Sand Masse-%	Schluff Masse-%	Ton Masse-%	C _{org} in Masse-%	Porenvol. [-]	wirksamer Durchmesser dw mm]	Probenahme- zeitpunkt
1	0	1.51	Us	21.2	73.7	5.2	3.58	0.41	0.026	11/02
2	4	1.40	Us	18.3	74.3	7.4	3.80	0.44	0.066	11/02
3	5	1.43	Ut2	14.8	75.5	9.7	3.86	0.40	0.033	11/02
4	6	1.56	Ut2	14.2	76.9	8.9	3.38	0.37	0.083	11/02
5	8	1.55	Lu	22.2	59.0	18.9	4.01	0.41	0.054	11/02
6	10	1.59	Lu	18.4	61.5	20.0	-	0.39	0.020	11/02
7	11	1.58	Ut2	20.9	69.1	10.0	3.52	0.41	0.054	11/02
8	14	1.61	Ut2	15.7	75.1	9.3	8.86	0.39	0.082	11/02
9	16	1.48	Us	36.1	60.5	3.4	3.69	0.42	0.026	04/02
10	19	1.62	Lu	23.0	59.2	17.8	4.25	0.43	0.025	11/02
11	22	1.52	Us	33.9	62.8	3.3	3.03	0.40	0.017	04/02
12	23	1.71	Us	23.3	69.5	7.2	2.93	0.38	0.056	04/02
13	24	1.56	Uls	27.4	63.7	8.9	4.36	0.43	0.042	04/02
14	27	1.55	Ut2	18.7	70.1	11.2	3.96	0.40	0.024	04/02
15	31	1.47	Ut2	13.8	76.6	9.6	3.46	0.42	0.033	11/02
16	32	1.48	Ut2	15.6	74.4	10.1	3.29	0.41	0.055	11/02
17	33	1.50	Us	26.6	71.5	1.9	2.91	0.38	0.032	04/02
18	36	1.52	Su4	46.2	48.0	5.8	3.22	0.37	0.037	11/02
19	42	1.58	Ut3	14.0	71.5	14.5	3.28	0.43	0.050	11/02
20	45	1.57	Su4	54.2	43.9	1.9	3.29	0.38	0.018	04/02
21	47	1.41	Su4	51.5	42.7	5.9	3.29	0.40	0.027	11/02
22	50	1.62	Ut3	17.9	69.7	12.3	3.66	0.39	0.028	11/02
23	51	1.54	Ut4	13.0	69.6	17.4	3.49	0.40	0.019	11/02
24	54	1.43	Us	42.8	54.2	3.0	3.77	0.42	0.049	11/02
25	57	1.49	Su4	52.7	43.7	3.6	3.12	0.41	0.018	11/02
26	60	1.46	Uls	40.8	50.8	8.4	5.05	0.41	0.026	04/02
27	64	1.34	Us	46.2	52.7	1.1	3.24	0.39	0.081	04/02
28	74	1.45	Su4	49.9	48.5	1.6	3.38	0.40	0.022	04/02
29	75	1.45	Su4	48.3	49.4	2.4	3.07	0.39	0.026	11/02
30	76	1.59	Su4	47.1	48.3	4.7	2.70	0.35	0.043	11/02

Tabelle A.3.: Ableitung von Bodeneigenschaften aus der Bodenart nach KA4

Messpunkt	Trockenrohdichte	Bodenart	Tongehalt [Vol.%]	LK [%]	nFK[%]	FK [%]	GPV [%]	Totw [%]
0	1.51	Us	5.19	6.5	26	34	32.5	8
4	1.40	Us	7.4	8.5	26	40.5	34.5	14.5
5	1.43	Ut2	9.71	9.5	27.5	40	37	12.5
6	1.56	Ut2	8.87	5	23	36	28	13
8	1.55	Lu	18.88	5.5	16	35.5	21.5	19.5
10	1.59	Lu	20.04	5.5	16	35.5	21.5	19.5
11	1.58	Ut2	10.02	5	23	36	28	13
14	1.61	Ut2	9.26	5	23	36	28	13
16	1.48	Us	3.406	6.5	26	34	32.5	8
19	1.62	Lu	17.77	5.5	16	35.5	21.5	19.5
22	1.52	Us	3.307	6.5	26	34	32.5	8
23	1.71	Us	7.219	6.5	26	34	32.5	8
24	1.56	Uls	8.931	7	20.5	33.5	27.5	13
27	1.55	Ut2	11.23	5	23	36	28	13
31	1.47	Ut2	9.6	5	23	36	28	13
32	1.48	Ut2	10.09	5	23	36	28	13
33	1.50	Us	1.905	6.5	26	34	32.5	8
36	1.52	Su4	5.79	8	24.5	31	32.5	6.5
42	1.58	Ut3	14.52	4.5	24	36	28.5	12
45	1.57	Su4	1.878	8	24.5	31	32.5	6.5
47	1.41	Su4	5.87	10.5	26.5	35	37	8.5
50	1.62	Ut3	12.32	4.5	24	36	28.5	12
51	1.54	Ut4	17.38	5	20.5	36	25.5	15.5
54	1.43	Us	3.02	8.5	26	40.5	34.5	14.5
57	1.49	Su4	3.61	8	24.5	31	32.5	6.5
60	1.46	Uls	8.403	7	20.5	33.5	27.5	13
64	1.34	Us	1.105	8.5	26	40.5	34.5	14.5
74	1.45	Su4	1.646	8	24.5	31	32.5	6.5
75	1.45	Su4	2.38	8	24.5	31	32.5	6.5
76	1.59	Su4	4.69	8	24.5	31	32.5	6.5

Tabelle A.4.: Kornverteilung vom Monolith und Messfeld (TDR, Tensiometer) auf der Versuchsfläche

	Bodenart	Sand in Masse-%	Schluff in Masse-%	Ton in Masse-%	org. Kohlenstoffgehalt in Masse-%
<i>Monolith</i>					
04 cm u. MOK	Uls	15.54	61.04	23.45	4.16
13 cm u. MOK	Lt2	25.55	45.31	29.14	3.32
18 cm u. MOK	Lt2	25.57	39.98	34.45	3.27
<i>Messfeld</i>					
20 cm u.OK	Ut2	18.80	71.11	10.10	3.58
35 cm u.OK	Ut3	11.88	75.67	12.50	2.15

Tabelle A.5.: 30 pF-Kurven bezogen auf den Wassergehalt [-]

pF-Stufe	0.00	1.00	1.30	1.70	1.92	2.00	2.18	2.49	3.01	3.49	3.91	4.19
Messpunkt	Wassergehalt [-]											
0	0.41		0.39			0.37		0.35	0.31	0.28		0.26
4	0.44		0.39			0.37		0.34	0.27	0.23		0.21
5	0.40		0.39			0.38		0.35	0.32	0.28		0.27
6	0.37		0.36	0.36		0.34		0.33	0.29	0.22		0.21
8	0.41		0.40	0.38		0.37		0.35	0.31	0.27		0.25
10	0.39		0.37	0.35		0.35		0.32	0.29	0.23		0.22
11	0.41		0.38	0.36		0.35		0.34	0.30	0.25		0.22
14	0.39		0.37	0.36		0.35		0.33	0.28	0.21		0.20
16	0.41	0.40	0.39	0.38	0.37	0.36	0.36	0.34	0.31	0.22	0.20	0.20
19	0.43		0.39	0.37		0.36		0.34	0.29	0.25		0.23
22	0.40	0.38	0.38	0.36	0.35	0.35	0.34	0.33	0.28	0.26	0.24	0.22
23	0.38	0.36	0.36	0.35	0.35	0.35	0.34	0.33	0.29	0.28	0.27	0.25
24	0.43		0.37	0.36	0.35	0.35	0.34	0.32	0.29	0.24	0.22	0.19
27	0.40		0.34	0.34		0.34	0.33	0.32	0.29	0.24	0.22	0.20
31	0.42		0.40	0.38		0.37		0.33	0.26	0.21		0.20
32	0.41		0.38			0.35		0.31	0.23	0.19		0.17
33	0.38	0.37	0.37	0.36	0.35	0.35	0.34	0.31	0.26	0.18	0.14	0.13
36	0.37		0.34			0.31		0.26	0.19	0.17		0.16
42	0.43		0.38	0.37		0.36		0.34	0.29	0.24		0.21
45	0.38	0.36	0.36	0.35	0.34	0.33	0.31	0.28	0.22	0.17	0.14	0.14
47	0.40		0.36			0.31		0.27	0.25	0.24		0.23
50	0.39		0.38	0.37		0.36		0.34	0.30	0.24		0.21
51	0.40		0.38	0.37		0.36		0.34	0.29	0.21		0.21
54	0.42		0.36			0.32		0.27	0.19	0.15		0.14
57	0.41		0.38			0.30		0.25	0.18	0.15		0.14
60	0.41	0.40	0.39	0.38	0.37	0.36	0.35	0.33	0.30	0.24	0.22	0.21
64	0.39	0.38	0.37	0.33	0.31	0.30	0.29	0.26	0.20	0.15	0.14	0.13
74	0.40	0.39	0.38	0.36	0.35	0.34	0.33	0.31	0.25	0.19	0.18	0.17
75	0.39		0.35			0.32		0.28	0.23	0.19		0.17
76	0.35		0.32			0.28		0.25	0.19	0.16		0.14

Tabelle A.6.: 30 pF-Kurven bezogen auf den Sättigungsgrad

pF-Stufe	0.00	1.00	1.30	1.70	1.92	2.00	2.18	2.49	3.01	3.49	3.91	4.19
Messpunkt	Sättigungswassergehalt S [-]											
0	1.00		0.94			0.90		0.84	0.77	0.67		0.63
4	1.00		0.90			0.85		0.78	0.62	0.53		0.47
5	1.00		0.97			0.93		0.86	0.79	0.69		0.67
6	1.00		0.97	0.96		0.92		0.87	0.77	0.60		0.56
8	1.00		0.96	0.93		0.91		0.85	0.76	0.65		0.60
10	1.00		0.95	0.91		0.89		0.84	0.74	0.59		0.56
11	1.00		0.94	0.89		0.87		0.83	0.74	0.62		0.53
14	1.00		0.95	0.92		0.90		0.84	0.71	0.53		0.51
16	1.00	0.96	0.95	0.91	0.90	0.88	0.87	0.82	0.74	0.53	0.49	0.48
19	1.00		0.92	0.88		0.86		0.80	0.68	0.58		0.54
22	1.00	0.94	0.93	0.90	0.88	0.87	0.85	0.81	0.69	0.64	0.61	0.55
23	1.00	0.94	0.93	0.92	0.91	0.91	0.89	0.87	0.77	0.74	0.71	0.64
24	1.00		0.87	0.84	0.82	0.82	0.80	0.76	0.68	0.56	0.51	0.44
27	1.00		0.86	0.85		0.84	0.83	0.79	0.72	0.59	0.56	0.51
31	1.00		0.94	0.89		0.87		0.79	0.62	0.50		0.47
32	1.00		0.93			0.86		0.76	0.57	0.47		0.41
33	1.00	0.99	0.97	0.95	0.93	0.92	0.90	0.83	0.68	0.47	0.38	0.35
36	1.00		0.93			0.84		0.71	0.53	0.45		0.42
42	1.00		0.89	0.85		0.83		0.78	0.68	0.55		0.49
45	1.00	0.96	0.95	0.93	0.90	0.88	0.83	0.74	0.59	0.45	0.38	0.36
47	1.00		0.89			0.78		0.68	0.63	0.60		0.57
50	1.00		0.97	0.93		0.91		0.86	0.76	0.62		0.55
51	1.00		0.95	0.93		0.91		0.84	0.73	0.51		0.51
54	1.00		0.86			0.76		0.64	0.46	0.37		0.33
57	1.00		0.92			0.74		0.60	0.44	0.37		0.34
60	1.00	0.96	0.94	0.91	0.89	0.87	0.84	0.80	0.73	0.57	0.52	0.50
64	1.00	0.97	0.94	0.85	0.80	0.78	0.74	0.66	0.51	0.38	0.35	0.34
74	1.00	0.97	0.96	0.91	0.88	0.86	0.84	0.77	0.63	0.47	0.45	0.43
75	1.00		0.90			0.81		0.70	0.60	0.49		0.44
76	1.00		0.92			0.82		0.71	0.55	0.45		0.41

Tabelle A.7.: van Genuchten Parameter (unimodal) für 30 gemessen pF-Kurven

Modellparameter für ein unimodales Bodenmodell [van Genuchten 1980]

Probenr.	θ_s	θ_r	α_{VG}	n	m=1-1/n	RMSE
0	0.410	0.108	0.026	1.119	0.106	0.0050
4	0.440	0.000	0.045	1.118	0.106	0.0135
5	0.400	0.241	0.007	1.391	0.281	0.0051
6	0.370	0.153	0.044	1.352	0.260	0.0107
8	0.410	0.123	0.017	1.151	0.131	0.0051
10	0.390	0.000	0.025	1.102	0.093	0.0096
11	0.410	0.000	0.040	1.094	0.086	0.0097
14	0.390	0.670	0.011	1.188	0.158	0.0102
16	0.413	0.000	0.013	1.145	0.127	0.0124
19	0.430	0.000	0.065	1.093	0.085	0.0082
22	0.403	0.000	0.046	1.088	0.081	0.0059
23	0.383	0.000	0.052	1.061	0.057	0.0071
24	0.428	0.000	0.065	1.106	0.096	0.0119
27	0.398	0.000	0.076	1.088	0.081	0.0131
31	0.420	0.140	0.012	1.339	0.253	0.0095
32	0.410	0.110	0.013	1.329	0.248	0.0108
33	0.377	0.000	0.005	1.251	0.201	0.0063
36	0.370	0.134	0.014	1.471	0.320	0.0101
42	0.430	0.000	0.053	1.104	0.094	0.0118
45	0.376	0.043	0.010	1.266	0.210	0.0059
47	0.400	0.218	0.057	1.411	0.291	0.0027
50	0.390	0.017	0.008	1.143	0.125	0.0069
51	0.400	0.110	0.092	1.241	0.194	0.0145
54	0.420	0.017	0.046	1.198	0.165	0.0147
57	0.410	0.106	0.024	1.407	0.289	0.0071
60	0.414	0.000	0.024	1.118	0.106	0.0088
64	0.390	0.049	0.025	1.256	0.204	0.0059
74	0.400	0.060	0.015	1.218	0.179	0.0075
75	0.390	0.002	0.007	1.134	0.118	0.0080
76	0.350	0.047	0.031	1.203	0.169	0.0074

m. SHYFIT [Dumer 1998] berechnet (Standardeinstellung)

Tabelle A.8.: van Genuchten Parameter (bimodal) für 30 gemessen pF-Kurven

Modellparameter für ein bimodales Bodenmodell nach Durner, W. 1998

MP	θ_s	θ_r	α_{VG1}	n_1	m_1	w_1	α_{VG2}	n_2	m_2	w_2	RMSE
0	0.410	0.250	0.1109	1.379	0.275	0.39	0.0020	1.783	0.439	0.61	0.0004
4	0.440	0.206	0.1792	1.865	0.464	0.31	0.0023	1.989	0.497	0.69	0.0007
5	0.400	0.230	0.3286	1.082	0.076	0.35	0.0033	1.659	0.397	0.65	0.0040
6	0.370	0.206	0.0223	1.483	0.326	0.4	0.0009	3.965	0.748	0.6	0.0036
8	0.401	0.244	0.0332	1.848	0.459	0.36	0.0013	2.000	0.5	0.64	0.0003
10	0.390	0.200	0.0524	1.275	0.216	0.65	0.0009	8.016	0.875	0.35	0.0031*
11	0.410	0.213	0.0924	1.616	0.381	0.39	0.0010	2.089	0.521	0.61	0.0011
14	0.390	0.187	0.0580	1.303	0.232	0.48	0.0010	4.243	0.764	0.52	0.0021*
16	0.413	0.176	0.0571	1.266	0.210	0.54	0.0007	4.010	0.751	0.46	0.0023*
19	0.430	0.222	0.1016	1.911	0.477	0.36	0.0019	1.869	0.465	0.64	0.0009
22	0.403	0.198	0.2614	1.276	0.216	0.36	0.0038	1.434	0.303	0.64	0.0035
23	0.382	0.208	0.8421	1.148	0.129	0.38	0.0031	1.336	0.251	0.62	0.0047
24	0.428	0.121	0.2442	1.441	0.306	0.33	0.0013	1.362	0.266	0.67	0.0034
27	0.398	0.190	0.2620	2.141	0.533	0.31	0.0015	1.681	0.405	0.69	0.0040
31	0.420	0.192	0.0553	1.510	0.338	0.36	0.0022	2.139	0.533	0.64	0.0025
32	0.410	0.158	0.1186	1.316	0.24	0.41	0.0024	2.142	0.533	0.59	0.0007
33	0.377	0.094	0.0265	1.258	0.205	0.42	0.0011	1.948	0.487	0.58	0.0022*
36	0.370	0.153	0.1171	1.343	0.255	0.45	0.0032	2.533	0.605	0.55	0.0006
42	0.430	0.196	0.2093	1.701	0.412	0.32	0.0017	1.765	0.433	0.68	0.0017
45	0.376	0.053	0.7245	1.068	0.064	0.28	0.0051	1.462	0.316	0.72	0.0035*
47	0.400	0.217	0.0090	2.817	0.645	0.19	0.0999	1.331	0.249	0.81	0.0007*
50	0.390	0.195	0.0281	1.324	0.245	0.47	0.0009	2.428	0.588	0.53	0.0009
51	0.400	0.202	0.0513	1.417	0.294	0.42	0.001	45.012	0.978	0.58	0.0027
54	0.420	0.136	0.1194	1.826	0.452	0.38	0.0029	2.099	0.524	0.62	0.0013
57	0.410	0.138	0.0380	1.889	0.471	0.56	0.0024	2.253	0.556	0.44	0.0001
60	0.414	0.165	0.0681	1.204	0.170	0.68	0.0007	3.239	0.691	0.32	0.0026*
64	0.390	0.124	0.0308	1.525	0.344	0.69	0.0011	3.047	0.672	0.31	0.0018*
74	0.400	0.159	0.0264	1.394	0.283	0.65	0.001	3.736	0.732	0.35	0.0025*
75	0.390	0.156	0.1485	1.535	0.349	0.35	0.0033	1.651	0.394	0.65	0.0017
76	0.350	0.136	0.0676	1.802	0.445	0.39	0.0024	1.92	0.479	0.61	0.0013

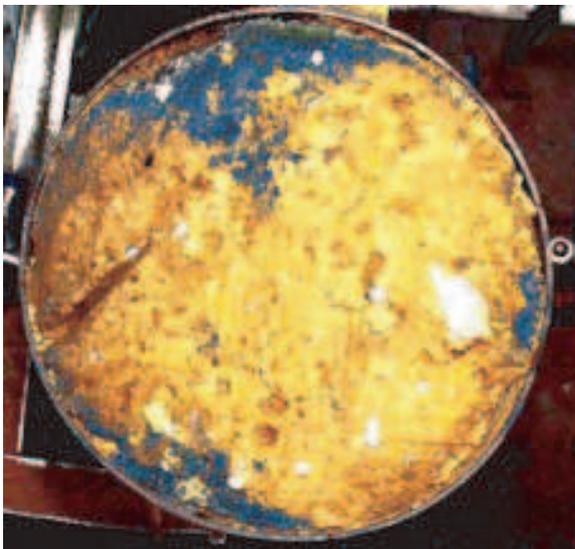
m. SHYPFIT [Durner 1998] berechnet (Standardeinstellung und Modalität 2)

* Abbruchkriterium erst nach mehr als 40 Iterationen erreicht



Bildbearbeitung am Beispiel der 8.Schicht

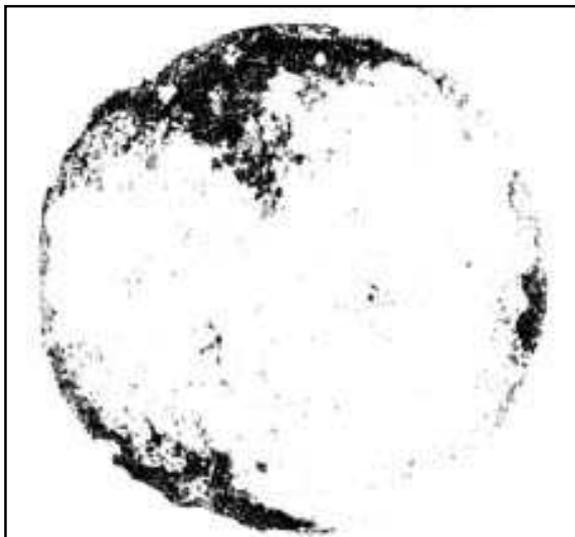
Originalfoto aufgenommen mit einer Digitalkamera "Olympus camera" in HQ-Modus, ohne Blitz mit Focuseinstellung (Nahaufnahme)



Bearbeitung des Bildes in Photoshop 6.0

Herausfiltern der eingefärbten Flächen

1. Kunstfilter Helligkeit/Körnung (4/5/4)
2. Bild/Einstellen/Helligkeit/Kontrast(4/34)
3. Bild/Einstellen/Farbton/Sättigung(0/39/0)
4. Bild/Einstellen/Farbe erstzen(180/8/-9)
5. Blaue Flächen mit Pipette aufnehmen
- 6 Auswählen/Farbbereich - blaue Flächen werden selektiert



7. Auswahl speichern in neuer Datei mit schwarzem Hintergrund
8. Hintergrund mit Radiergummi bearbeiten
9. Bild/Einstellen/Umkehren schwarz zu weiß
10. Bild/Einstellen/Helligkeit und Kontrast
11. Tontrennung oder Schwellenwert - nur 2 Kanäle schwarze und weiße Pixel
12. Bild/ Histogramm. Bestimmung der Gesamtanzahl sowie der schwarzen (Kanal 0) Pixel
13. Bestimmung des prozentualen Anteils schwarzer Pixel zu Bodenoberfläche (A)= im Beispiel 13,6 % der möglichen Fließfläche

Abbildung A.2.: Anleitung zur Bearbeitung der Digitalbilder aus Farbtracerversuchen

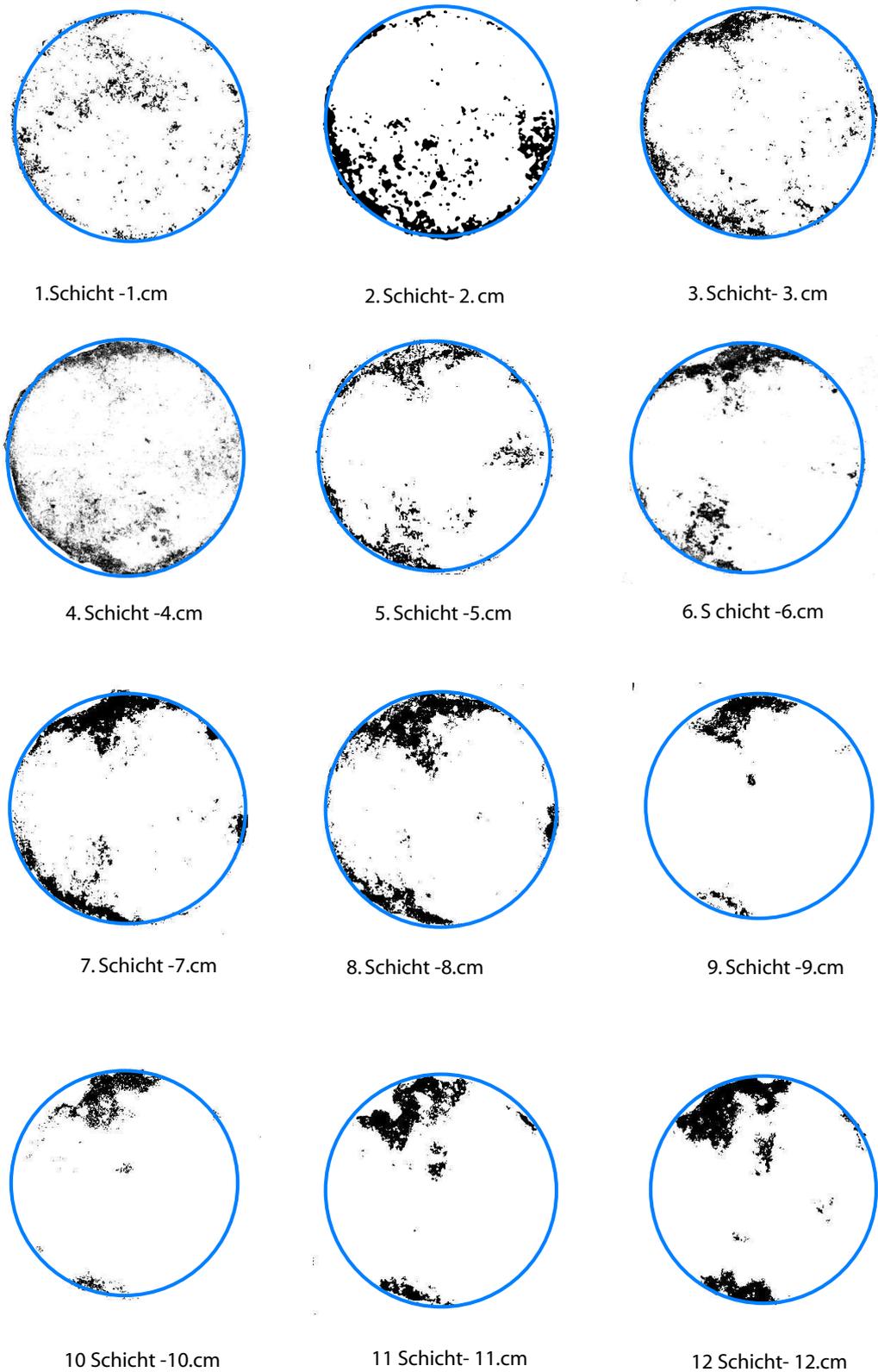
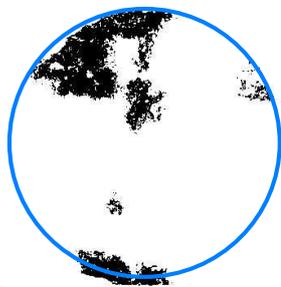
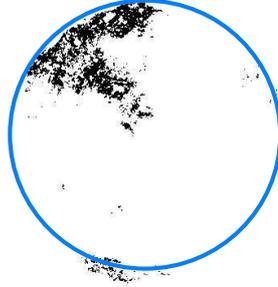


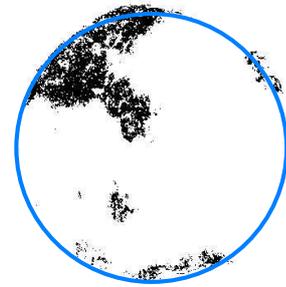
Abbildung A.3.: Präferentielle Fließwege im Bodenmonolithen 1. bis 12. Schicht



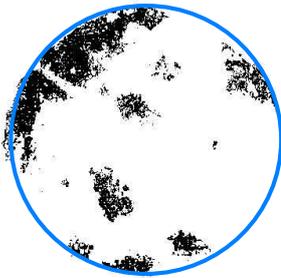
13.Schicht



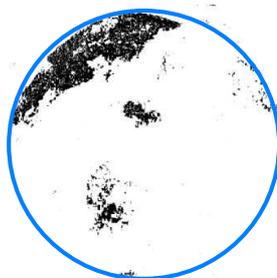
14.Schicht



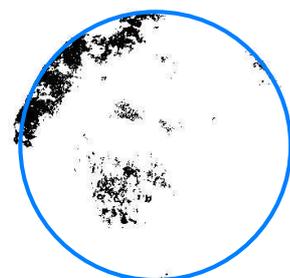
15.Schicht



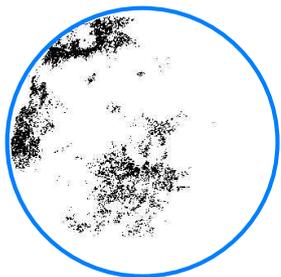
16.Schicht



17.Schicht



18.Schicht



19.Schicht

Abbildung A.4.: Präferentielle Fließwege im Bodenmonolithen 13. bis 19. Schicht

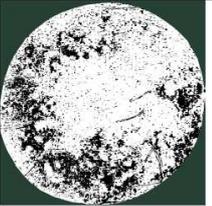
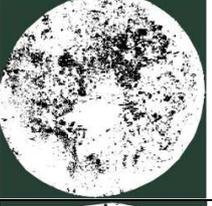
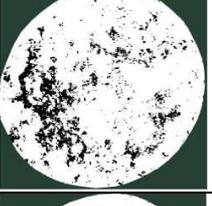
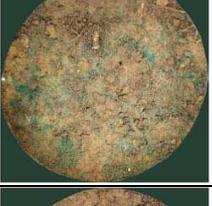
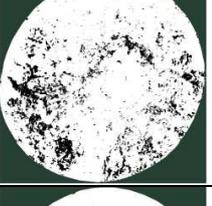
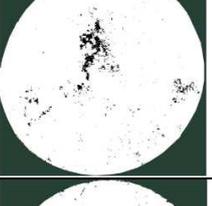
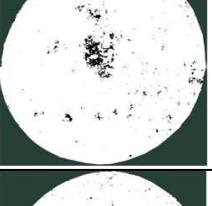
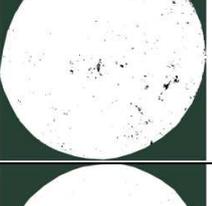
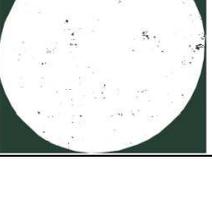
Messpunkt L (50)		$d_{\text{Ring}} = 30 \text{ cm}$		$A_{\text{Ring}} = 706,86 \text{ cm}^2 (=100 \%)$
	Original	Messfläche (Innenring)	schwarz: präf.Fließanteil weiß: Matrixfluss	Fließanteil (schw. Pixel)
Oberfläche				173.02 cm ² 24.48 %
nach 5 cm				135.42 cm ² 19.16 %
nach 10 cm				88.22 cm ² 12.48 %
nach 15 cm				86.50 cm ² 12.24 %
nach 20 cm				16.22 cm ² 2.29 %
nach 25 cm				17.89 cm ² 2.53 %
nach 30 cm				6.08 cm ² 0.86 %
nach 35 cm				2.38 cm ² 0.34 %

Abbildung A.5.: Auswertung des Tracerversuches am Standort L

B. Ergebnisse der Skalierung

Tabelle B.1.: VGM-Parameter der Referenzfunktionen

VGM-Parameter der Referenzfunktionen

ASTW	L	Alpha [1/cm]	n	Ks [cm/d]	m	WCR	WCS
Profil 11	-3.04	0.0147	1.28	6.42	0.22	0.00	0.45
Horizonte							
Bv1	-5.94	0.0431	1.21	11.59	0.17	0.00	0.42
Bv2	-4.54	0.0124	1.22	5.71	0.18	0.01	0.37
Bv3	-1.10	0.0021	1.40	0.23	0.28	0.04	0.36
BvSw	-3.48	0.0054	1.35	1.06	0.26	0.04	0.35
Profil 11	-4.93	0.0123	1.24	3.09	0.20	0.02	0.38
Profil 12	-7.23	0.1147	1.25	8.14	0.18	0.06	0.39
Profil 11+12	-4.93	0.0123	1.24	3.09	0.20	0.02	0.38
Buchhübel							
Profil 13	-3.24	0.0037	1.31	0.68	0.24	0.00	0.44
Horizonte							
BvSw	-1.84	0.0012	1.51	0.20	0.34	0.00	0.38
Sw	1.84	0.0023	1.22	0.48	0.18	0.00	0.38
Profil 13	-4.07	0.0066	1.31	1.05	0.24	0.00	0.41
Profil 14	-5.33	0.0100	1.29	1.17	0.22	0.02	0.39
Profil 13+14	-4.47	0.0067	1.30	1.03	0.23	0.01	0.40
Profil 11-14 Alle	-4.68	0.0094	1.27	1.86	0.21	0.01	0.39
Rippten							
N=30	0.03	0.0155	1.33	4.56	0.25	0.06	0.40
N=30 SIMULTAN	-0.04	0.0155	1.33	5.14	0.17	0.06	0.40
N=20	0.17	0.0159	1.27	3.68	0.21	0.05	0.41
N=10	-0.09	0.0186	1.37	15.60	0.21	0.07	0.39
PTF HYPRES	2.75	0.0155	1.33	28.29	0.40	0.06	0.40
PTF ROSETTA	0.42	0.0102	1.51	27.80	0.34	0.04	0.36
RETINF	-1.22	0.0063	1.41	106.92	0.21	0.13	0.39
BZE II							
BZE N=90		1.8065	1.16		0.14	0.18	0.58
BZE10_14		2.0221	1.17		0.14	0.00	0.62
BZE30_34		1.8393	1.15		0.13	0.18	0.54

Tabelle B.2.: Verteilungsparameter der Skalierungsparameter

Rippen							
Rippen	N10	N=20	N=30	N=30 simultan	PTF HYPRES	PTF ROSETTA	RETINF
	α_h	α_h	α_h	α_h	α_h	α_h	α_h
MITTEL	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
s	1.12	1.37	1.31	1.33	0.62	0.37	0.66
MAX	3.97	5.24	3.50	3.53	2.37	1.04	1.97
MIN	0.15	0.40	0.33	0.33	0.29	0.61	0.10
CV	111.99	137.34	130.65	132.62	62.45	37.19	65.72
	α_K	α_K	α_K	α_K	α_K	α_K	α_K
MITTEL	1.21	1.69	1.61	1.64	1.01	1.09	2.78
s	0.75	1.45	1.52	1.56	0.17	0.49	4.29
MAX	2.60	4.61	5.38	5.51	1.28	1.27	7.57
MIN	0.41	0.11	0.16	0.15	0.53	0.44	0.10
CV	62.59	85.98	94.08	95.28	17.16	45.38	154.26

Tharandt							
	Profil 11	Profil 12	Profil11+12	Profil13	Profil13+14	Profil 14	Profil 11-14
	α_h	α_h	α_h	α_h	α_h	α_h	α_h
MITTEL	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
s	1.07	1.75	1.16	0.71	1.74	1.61	1.38
MAX	5.90	3.90	6.79	2.15	8.65	5.44	8.14
MIN	0.130	0.004	0.038	0.178	0.098	0.108	0.049
CV	107.27	174.64	116.19	70.72	173.75	161.19	138.42
	α_K	α_K	α_K	α_K	α_K	α_K	α_K
MITTEL	1.08	1.08	1.11	1.30	1.32	1.31	1.19
s	0.50	0.48	0.53	1.10	1.11	1.01	0.81
MAX	2.57	2.13	2.89	3.81	4.10	3.45	4.11
MIN	0.29	0.67	0.27	0.32	0.28	0.37	0.26
CV	46.67	44.42	47.90	84.69	84.20	77.24	67.86

Tharandt								
Horizonte	Profil 11					Profil13		
	Aeh	Bv1	Bv2	Bv3	BvSw	Bv	BvSw	Sw
	α_h							
MITTEL	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
s	0.43	0.96	0.94	0.21	0.39	0.12	0.26	0.35
MAX	1.80	2.92	2.77	1.29	1.50	1.21	1.27	1.68
MIN	0.37	0.11	0.29	0.76	0.35	0.78	0.71	0.72
CV	42.83	95.68	94.17	20.85	36.67	12.37	26.29	34.74
	α_K							
MITTEL	1.10	1.04	1.09	1.09	1.00	1.04	1.07	1.10
s	0.55	0.33	0.41	0.50	0.37	0.31	0.41	0.47
MAX	2.23	1.73	1.68	2.02	1.31	1.56	1.61	1.58
MIN	0.64	0.81	0.36	0.62	0.59	0.54	0.47	0.50
CV	50.14	32.29	37.77	46.08	36.93	29.32	37.88	43.33

BZE	BZE 90	BZE 10-14	BZE 30-34
	α_h	α_h	α_h
MITTEL	1.00	1.00	1.00
s	1.34	1.19	1.53
MAX	6.18	4.66	9.20
MIN	0.029	0.027	0.032
CV	133.63	118.79	153.01