Aus dem Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde

der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

Anisotropie von Bodenstrukturen und Porenfunktionen in Böden und deren Auswirkungen auf Transportprozesse im gesättigten und ungesättigten Zustand

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades

der Agrar- und Ernährungswissenschaften Fakultät

der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von

Dipl.-Ing. Agr. José Miguel Dörner Fernández

Aus Osorno, Chile

Kiel 2005

Dekan:	Prof. Dr. Siegfried Wolffram
Erster Berichterstatter:	Prof. Dr. Horn
Zweiter Berichterstatter:	Dr. habil. Gerke
Tag der mündlichen Prüfung:	17.11.2005

Für Violeta, José, Anita y Nonitolo

INHALT

Lateinische Zahlen- und Buchstabensymbole		**XXIII**
Griechische Buchstabensymbole		**XXVI**
1	**EINLEITUNG**	**1**
2	**LITERATURÜBERSICHT**	**3**
2.1	**Böden als poröse Medien**	**3**
2.2	**Funktionen der Poren in Böden**	**3**
2.3	**Anisotropie von Porenfunktionen**	**4**
2.3.1	**Definition und Ursache der Anisotropie der Leitfähigkeit**	**4**
2.3.2	**Abhängigkeit der Anisotropie der Leitfähigkeit von der Wasserspannung**	**8**
2.3.3	**Wasserfluss in anisotropen Medien**	**10**
2.3.3.1	**Wasserfluss in porösen Medien**	**10**
2.3.3.2	**Effekt des hydraulischen Potentialgradienten auf den Wasserfluss**	**12**
2.3.3.3	**Effekt der hydraulischen Anisotropie auf den Wasserfluss im Boden**	**14**
2.3.3.4	**Effekt der hydraulischen Anisotropie am Hangboden**	**15**
2.3.3.5	**Lokales Thermodynamisches Gleichgewicht (LTG)**	**16**
3	**MATHEMATISCHE GRUNDLAGEN**	**18**
3.1	**Ermittlung des hydraulischen Leitfähigkeitstensors**	**18**
3.2	**Ermittlung des hydraulischen Gradienten**	**22**
3.3	**Ermittlung der Flussrate**	**22**

3.4	Ermittlung der Fehlerfortpflanzung des hydraulischen Leitfähigkeitstensors	24
4	MATERIAL UND METHODEN	26
4.1	Untersuchungsgebiet	26
4.2	Klima	26
4.3	Geologie und Geomorphologie	26
4.4	Material	28
4.5	Methoden	28
4.5.1	Labormessungen	28
4.5.1.1	Probennahme	28
4.5.1.2	Bestimmung der Korngrößenverteilung	31
4.5.1.3	Bestimmung der Wasserspannungskurve	31
4.5.1.4	Bestimmung der Schrumpfung	32
4.5.1.5	Erfassung der Luftleitfähigkeit und Luftpermeabilität	33
4.5.1.6	Erfassung der Wasserleitfähigkeit	34
4.5.1.6.1	Gesättigte Wasserleitfähigkeit	34
4.5.1.6.2	Ungesättigte Wasserleitfähigkeit	35
4.5.1.7	Bestimmung der Scherparameter	37
4.5.2	Feldmessungen	38
4.5.2.1	Ermittlung der hydraulischen Potentialverläufe am Hang	38
4.5.2.2	Niederschlagsmessung und Ermittlung der Verdunstung	39
4.5.2.3	Modellierung mit Hydrus 2D	40

4.5.2.3.1	Modellgeometrie und FEM Gitter	40
4.5.2.3.2	Randbedingungen der Modellierung	41
4.5.2.3.3	Hydraulische Eigenschaften	42
5	ERGEBNISSE	43
5.1	Labormessungen	43
5.1.1	Korngrößenverteilung der untersuchten Böden	43
5.1.2	Lagerungsdichte und Porengrößenverteilung der untersuchten Böden	45
5.1.2.1	Lagerungsdichte und Porengrößenverteilung	45
5.1.2.2	Parametrisierung der pF-WG Kurve	46
5.1.2.3	Schrumpfung des Bodens	47
5.1.2.3.1	Verlauf der Schrumpfungskurven	47
5.1.2.3.2	Maximale Schrumpfung des Bodens	52
5.1.2.3.3	Auswirkung der Schrumpfung auf die Porengrößenverteilung	54
5.1.3	Wasserleitfähigkeit	56
5.1.3.1	Gesättigte Wasserleitfähigkeit	56
5.1.3.2	Ungesättigte Wasserleitfähigkeit	60
5.1.3.2.1	Anpassung der ungesättigten Wasserleitfähigkeitsfunktion	60
5.1.3.2.2	Mittlere ku-Kurven der einzelnen Horizonte	67
5.1.3.2.3	Tensoren der hydraulischen Leitfähigkeit	72
5.1.3.2.4	Anisotropieraten der hydraulischen Leitfähigkeit	77
5.1.4	Luftpermeabilität	79

5.1.4.1	Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität	79
5.1.4.2	Anisotropieraten der Luftpermeabilität	87
5.1.5	Wasserpermeabilität und Luftpermeabilität	90
5.1.6	Bestimmung von Scherparametern	96
5.1.6.1	Verlauf des Scherversuches und Bestimmung der maximalen Zugspannung	96
5.1.6.2	Bestimmung der Mohr-Coulomb'schen Bruchgeraden	99
5.1.6.3	Scherparameter in Abhängigkeit von der Auflast und Entnahmerichtung	101
5.1.6.4	Beziehung zwischen Scherwiderstand und Wasserspannung	105
5.2	Feldmessungen	107
5.2.1	Verlauf der Wasserspannung im Gelände	107
5.2.2	Hydraulische Potentialgradienten	109
5.2.3	Vektoren der Flussraten	116
5.3	Modellierung des Wassertransportes	122
5.3.1	Wassertransport am Hang unter Berücksichtigung der Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit	122
5.3.2	Effekt der van Genuchten Parameter auf den Wassertransport	126
6	DISKUSSION	129
6.1	Bedeutung und Funktion poröser Medien	129
6.1.1	Porenvolumen und Porengrößenverteilung	129
6.1.2	Diskussion zur Schrumpfung des Bodens	132

6.2	**Analyse der Porenfunktionen**	**137**
6.2.1	**Wasserleitfähigkeit**	**137**
6.2.2	**Anpassung der ku-Funktion**	**142**
6.2.3	**Luftpermeabilität**	**143**
6.2.4	**Beziehung zwischen Wasserpermeabilität und Luftpermeabilität**	**146**
6.3	**Bedeutung der Bodenstruktur und Bewirtschaftung für die Scherparameter**	**148**
6.3.1	**Effekt des Gefüges auf den Scherwiderstand (τ)**	**148**
6.3.2	**Struktur- und texturbedingte Scherparameter**	**150**
6.3.3	**Bedeutung der Wasserspannung für den Scherwiderstand**	**151**
6.4	**Überlegungen zum Wassertransport in strukturierten Böden**	**153**
6.4.1	**Bedeutung der Gravitations- und Matrixpotentiale zur Ermittlung von hydraulischen Potentialen und Gradienten für den Wassertransport am Hang**	**153**
6.4.2	**Diskussion zur Modellierung des Wassertransportes**	**156**
SCHLUSSFOLGERUNGEN		**159**
ZUSAMMENFASSUNG		**162**
LITERATURVERZEICHNIS		**174**
1	**ANHANG A**	**II**
2	**ANHANG B**	**XIII**
3	**ANHANG C**	**XXI**

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1: Böden als poröse Medien. 3

Abb. 2.2: Anisotropie in porösen Medien (modifiziert aus Tigges (2000)). 5

Abb. 2.3: Beispiele der Bodenstrukturformen (Pfeile zeigen die Flussrichtung). 7

Abb. 2.4: Verlauf der Isolinien des Gravitations- und des Matrixpotentials und des daraus resultierenden hydraulischen Potentials und dessen zugehörigen Gradienten in der Ebene (oben) und am Hang (unten) (aus Tigges, 2000). 13

Abb. 2.5: Schematische Darstellung der Wirkungsweise einer Kapillarsperre (aus Gräsle, 1999). 15

Abb. 3.1: Richtung der 3 verwendeten Einzelmessungen der hydraulischen Leitfähigkeiten zur Bestimmung des Leitfähigkeitstensors. 18

Abb. 3.2: Ellipsoid des hydraulischen Leitfähigkeitstensors (aus Tigges, 2000). 21

Abb. 3.3: Schematische Darstellung der Ermittlung des hydraulischen Gradienten. 22

Abb. 3.4: Schematische Darstellung der Ermittlung der resultierenden Flussrate. 23

Abb. 4.1: Lage der geomorphen Einheiten (GE) des Untersuchungsgebietes Gut Ritzerau sowie Lage der Leitprofile und Catenen (modifiziert aus Richter, 2005). 27

Abb. 4.2: Probenentnahmegerät (nach Guenther, 1991). 29

Abb. 4.3: Schematische Darstellung der Messung der Schrumpfung des Bodens. 33

Abb. 4.4: Schematische Darstellung der Messung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit (Pfeile zeigen die Richtung des Flusses). 36

Abb. 4.5: Beispiel der Verteilung der Tensiometer am Hang (S_1, S_2 und S_3: Standort 1, 2 und 3). 38

Abb. 4.6: Finite Elemente Gitter für die Modellierung des Wassertransportes am Hang. 41

Abb. 4.7: Niederschlag und Verdunstung an der Catena II im Zeitraum von Okt. 2001 bis Dez. 2002. 41

Abb. 4.8: Verteilung von Bodenhorizonten in der Catena II. 42

Abb. 5.1: Beispiel der Anpassung der pF-WG Kurve nach van Genuchten (1980) bei Standort $CIIS_1$ (SS-LL). Die Punkte entsprechen den Messwerten und die Linien den angepassten Kurven. 46

Abb. 5.2: Gemessene Schrumpfungskurven in den 3 entnommenen Richtungen (V, D, H) der 15 cm, 25 cm und 35 cm Tiefe am Standort $CIIS_2$ (SS-LL). Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (n=4). Bei der Vergrößerung der Schrumpfungskurve entspricht jeder Punkt einer Wasserspannungsstufe (0, -10, -20, -30, -60, -150 und -300 hPa). 48

Abb. 5.3: Gemessene Schrumpfungskurven in den 3 entnommenen Richtungen (V, D, H) der 50 cm und 80 cm Tiefe am Standort $CIIS_2$ (SS-LL). Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (n=4). Bei der Vergrößerung der Schrumpfungskurve entspricht jeder Punkt einer Wasserspannungsstufe (0, -10, -20, -30, -60, -150 und -300 hPa). 49

Abb. 5.4: Gemessene Schrumpfungskurven in den 3 entnommenen Richtungen (V, D, H) der 15 cm, 30 cm und 40 cm Tiefe am Standort CIS_1 (SS-LL). Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (n=4). Bei der Vergrößerung der Schrumpfungskurve entspricht jeder Punkt einer Wasserspannungsstufe (0, -10, -20, -30, -60, -150 und -300 hPa). 51

Abb. 5.5: Gemessene Schrumpfungskurven in den 3 entnommenen Richtungen (V, D, H) der 70 cm und 90 cm Tiefe am Standort CIS_1 (SS-LL). Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (n=4). Bei der Vergrößerung der Schrumpfungskurve entspricht jeder Punkt einer Wasserspannungsstufe (0, -10, -20, -30, -60, -150 und -300 hPa). 52

Abb. 5.6: Maximale Schrumpfung (im Wasserspannungsbereich zwischen 0 und -500 hPa) in den 3 entnommenen Richtungen (V, D, H) der untersuchten Böden; a): $CIIS_2$, b): $CIIS_1$. Fehlerbalken dokumentieren den Standardfehler (n=4). 53

Abb. 5.7: Auswirkung der Schrumpfung auf (a) die strukturbedingten Poren (ε_o: wGP + eGP) und (b) die Mittelporen in Abhängigkeit von den entnommenen Richtungen (V, D, H) am Standort $CIIS_2$. oS und mS: ohne und mit Berücksichtigung der Schrumpfung. Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (n=4). 54

Abb. 5.8: Auswirkung der Schrumpfung auf (a) die strukturbedingten Poren (ε_o: wGP + eGP) und auf (b) die Mittelporen in Abhängigkeit von den entnommenen Richtungen (V, D, H) am Standort CIS_1. oS und mS: ohne und mit Berücksichtigung der Schrumpfung. Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (n=4). 55

Abb. 5.9: Gesättigte Wasserleitfähigkeit in den drei entnommenen Richtungen (V, D, H) in der Catena II (arithmetische Mittel der logarithmisierten kf-Werte). Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler ($CIIS_1$ und $CIIS_2$ n = 10, $CIIS_3$ n = 6). 57

Abb. 5.10: Gesättigte Wasserleitfähigkeit in den drei entnommenen Richtungen (V, D, H) in der Catena I (arithmetische Mittel der logarithmisierten kf-Werte). Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (n=10). 58

Abb. 5.11: Tensor der gesättigten Wasserleitfähigkeit in 15 und 30 cm Tiefe bei $CIIS_1$. Hangneigung 7°. 59

Abb. 5.12: Gemessene (W, Punkten), angepasste (AW, Kurven) und gemittelte (Mw, gestrichelte Kurve) ku-Kurven der Parallelmessungen der 3 Entnahmerichtungen (V, D, H) der 25 cm Tiefe am Standort $CIIS_2$. Werte bei Wasserspannung -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. 62

Abb. 5.13: Gemessene (Punkte) und angepasste ku-Kurven aller zusammengefassten Parallelmessungen der 3 Entnahmerichtungen (V, D, H) der 25 cm Tiefe am Standort $CIIS_2$. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. 63

Abb. 5.14: Vergleich der angepassten ku-Funktion (Methode A(Mw) und B (Anp ku)) der 3 Entnahmerichtungen (V, D, H) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05).Standort $CIIS_2$. 64

Abb. 5.15: Mittlere ku-Funktionen (Methode A) der verschiedenen Richtungen in 15 und 25 cm Tiefe bei $CIIS_2$. Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern der mittleren ku-Funktion. 68

Abb. 5.16: Mittlere ku-Funktionen (Methode A) der verschiedenen Richtungen in 35 und 50 cm Tiefe am Standort $CIIS_2$. Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern der mittleren ku-Funktion. 69

Abb. 5.17: Mittlere ku-Funktionen (Methode A) der verschiedenen Richtungen in 15 und 30 cm Tiefe am Standort $CIIS_3$. Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern der mittleren ku-Funktion. 70

Abb. 5.18: Mittlere ku-Funktionen (Methode A) der verschiedenen Richtungen in 40 und 70 cm Tiefe bei $CIIS_3$. Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern der mittleren ku-Funktion. 71

Abb. 5.19: Mittlere ku-Funktionen (Methode A) der verschiedenen Richtungen in 15 cm Tiefe bei CIS_1. Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern der mittleren ku-Funktion. 72

Abb. 5.20: Komponenten des Tensors der hydraulischen Leitfähigkeit (K_{11}, maximale Leitfähigkeit; K_{22}, minimale Leitfähigkeit und α, Winkel der Lage des Hauptsystems) der 15 cm und 25 cm Tiefe bei Standort $CIIS_2$. Werte bei pF -∞ entsprechen den Komponenten der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern. 73

Abb. 5.21: Komponenten des Tensors der hydraulischen Leitfähigkeit (K_{11}, maximale Leitfähigkeit; K_{22}, minimale Leitfähigkeit und α, Winkel der Lage des Hauptsystems) der 15 cm und 30 cm Tiefe bei Standort $CIIS_3$. Werte bei pF -∞ entsprechen die Komponenten der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern. 75

Abb. 5.22: Komponenten des Tensors der hydraulischen Leitfähigkeit (K_{11}, maximale Leitfähigkeit; K_{22}, minimale Leitfähigkeit und α, Winkel der Lage des Hauptsystems) der 70 cm Tiefe bei Standort $CIIS_3$ und 15 cm Tiefe bei Standort CIS_1. Werte bei pF -∞ entsprechen die Komponenten der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern. 76

Abb. 5.23: Anisotropieraten des hydraulischen Leitfähigkeitstensors in Abhängigkeit von der Wasserspannung bei Standort $CIIS_2$. 77

Abb. 5.24: Anisotropieraten des hydraulischen Leitfähigkeitstensors in Abhängigkeit von der Wasserspannung bei Standort $CIIS_3$. 78

Abb. 5.25: Anisotropierate des hydraulischen Leitfähigkeitstensors in Abhängigkeit von der Wasserspannung bei Standort CIS_1. 78

Abb. 5.26: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 15 cm (links) und 25 cm (rechts) Tiefe am Standort $CIIS_2$. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilitäten ($\alpha = 0,05$). 80

Abb. 5.27: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in 50 cm Tiefe am Standort $CIIS_2$ vor (links) und nach (rechts) Korrektur der Schrumpfung. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilität ($\alpha = 0,05$). 82

Abb. 5.28: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in 80 cm Tiefe bei $CIIS_2$ vor (links) und nach (rechts) Korrektur der Schrumpfung. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilitäten ($\alpha = 0,05$). 83

Abb. 5.29: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 15 cm (links) und 30 cm (rechts) Tiefe bei CIS_1. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilitäten ($\alpha = 0,05$). 84

Abb. 5.30: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 15 cm (links) und 30 cm (rechts) Tiefe am Standort CIS_2. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilitäten ($\alpha = 0,05$). 86

Abb. 5.31: Anisotropieraten der Luftpermeabilität in Abhängigkeit vom luftgefüllten Porenvolumen in allen Tiefen am Standort $CIIS_2$. (a): ohne Berücksichtigung, (b) mit Berücksichtigung der Schrumpfung. Log A = 0 zeigt ein isotropes Verhalten. 88

Abb. 5.32: Anisotropieraten der Luftpermeabilität in Abhängigkeit vom luftgefüllten Porenvolumen in allen Tiefen am Standort CIS_1. (a): ohne Berücksichtigung, (b) mit Berücksichtigung der Schrumpfung. Log A = 0 zeigt ein isotropes Verhalten. 90

Abb. 5.33: Korrelation zwischen der Wasserpermeabilität (bei Sättigung) und der Luftpermeabilität (bei -60 und -500 hPa Entwässerung) im Ap- und App-Horizont in zwei Entnahmerichtungen (V, H). Die graue Linie zeigt eine Beziehung 1:1. 91

Abb. 5.34: Korrelation zwischen der Wasserpermeabilität (bei Sättigung) und der Luftpermeabilität (bei -60 und -500 hPa) im SwAl-Horizont. Die graue Linie zeigt eine Beziehung 1:1. 92

Abb. 5.35: Korrelation zwischen der Wasserpermeabilität (bei Sättigung) und der Luftpermeabilität (bei -60 und -500 hPa) in SdBt- und SBv-Horizont. Die graue Linie zeigt eine Beziehung 1:1. 93

Abb. 5.36: Regressionskoeffizienten zwischen gesättigter Wasserpermeabilität und Luftpermeabilität für den Ap- und App-Horizont in Abhängigkeit von der Saugspannung ($-\Psi_m$) und Probenentnahmerichtung (V, H). Regressionskoeffizient ohne (a) und mit (b) Berücksichtigung der Schrumpfung des Bodens zur Ermittlung der Luftpermeabilität. 94

Abb. 5.37: Regressionskoeffizienten zwischen gesättigter Wasserpermeabilität und Luftpermeabilität für den SwAl-Horizont in Abhängigkeit von der Saugspannung ($-\Psi_m$) und Probenentnahmerichtung (V, H). Regressionskoeffizient ohne (a) und mit (b) Berücksichtigung der Schrumpfung des Bodens zur Ermittlung der Luftpermeabilität. 95

Abb. 5.38: Regressionskoeffizienten zwischen gesättigter Wasserpermeabilität und Luftpermeabilität für den SdBt-(links) und SBv-Horizont (rechts) in Abhängigkeit von der Saugspannung ($-\Psi_m$) und Probenentnahmerichtung (V, H). Regressionskoeffizient ohne (a) und mit (b) Berücksichtigung der Schrumpfung des Bodens zur Ermittlung der Luftpermeabilität. 96

Abb. 5.39: Exemplarischer Verlauf eines Scherversuches für die vertikal (V) und horizontal (H) entnommenen Bodenproben aus einem App-Horizont. (Auflast σ 10 kPa, Vorentwässerung: -6 kPa, $u_1 - u_{\sigma\tau}$ = Differenz der Wasserspannung zu Beginn der Scherung und bei dem Erreichen der maximalen Haftreibung). 97

Abb. 5.40: Exemplarischer Verlauf eines Scherversuches für die vertikal (V) und horizontal (H) entnommenen Bodenproben aus einem App-Horizont. (Auflast σ 250 kPa, Vorentwässerung: -6 kPa, $u_1 - u_{\sigma\tau}$ = Differenz der Wasserspannung zu Beginn der Scherung und bei dem Erreichen der maximalen Haftreibung). 99

Abb. 5.41: Exemplarische Darstellung aufgeteilter Schergeraden zur Beschreibung von Scherparametern in Abhängigkeit von der Auflast (a: 0 – 50 kPa und b: 100 – 300 kPa) und Richtung (V, H). Die Parameter c (Kohäsion) und φ (Winkel der inneren Reibung) sind auch dargestellt. 101

Abb. 5.42: Kohäsion (c) bei $CIIS_2$ in Abhängigkeit von der Auflast und Entnahmerichtung nach Vorentwässerung auf -60 hPa, c_sv und c_sh kennzeichnen: strukturbedingte Kohäsion der vertikal (v) und horizontal (h) entnommenen Proben; c_tv und c_th definieren: texturbedingte Kohäsion der vertikal und horizontal entnommenen Proben. 102

Abb. 5.43: Winkel der inneren Reibung (φ) bei $CIIS_2$ in Abhängigkeit von der Auflast und Entnahmerichtung nach Vorentwässerung auf -60 hPa, φ_sv und φ_sh kennzeichnen: strukturbedingter Winkel der inneren Reibung der vertikal (v) und horizontal (h) entnommenen Proben; φ_tv und φ_th definieren: texturbedingter Winkel der inneren Reibung der vertikal (v) und horizontal (h) entnommenen Proben. 103

Abb. 5.44: Kohäsion (c) bei CIS_1 und CIS_2 in Abhängigkeit von der Auflast und Entnahmerichtung nach Vorentwässerung auf -60 hPa, c_sv und c_sh kennzeichnen: strukturbedingte Kohäsion der vertikal (v) und horizontal (h) entnommenen Proben; c_tv und c_th definieren: texturbedingte Kohäsion der vertikal und horizontal entnommenen Proben. 104

Abb. 5.45: Winkel der inneren Reibung (φ) bei CIS_1 und CIS_2 in Abhängigkeit von der Auflast und Entnahmerichtung nach Vorentwässerung auf -60 hPa, φ_sv und φ_sh kennzeichnen: strukturbedingter Winkel der inneren Reibung der vertikal (v) und horizontal (h) entnommenen Proben; φ_tv und φ_th definieren: texturbedingter Winkel der inneren Reibung der vertikal (v) und horizontal (h) entnommenen Proben. 104

Abb. 5.46: Scherwiderstand in Abhängigkeit von der Wasserspannung und Entnahmerichtung bei einer Auflast von 50 kPa und 100 kPa. 106

Abb. 5.47: Anisotropie des Scherwiderstandes in Abhängigkeit von der Auflast bei einer Wasserspannung von 0 kPa. τ – H und τ – V entsprechen dem Scherwiderstand der horizontal und vertikal entnommenen Proben. 106

Abb. 5.48: Wasserspannungs-, Niederschlags- und mittlerer Lufttemperaturverlauf an Standorten bei der Catena II (A: $CIIS_1$, B: $CIIS_2$ und C: $CIIS_3$) in den beiden Jahren 2002 und 2003. 108

Abb. 5.49: Beträge und Winkel des negativen hydraulischen Gradienten aller Tiefen bei Catena II im Jahr 2002. Die Pfeile zeigen die Richtung der Gradienten an. Hangneigung 7°, oberflächenparalleler Gradient, hangabwärts 97°. 110

Abb. 5.50: Winkel der negativen hydraulischen Gradienten in Abhängigkeit von den Beträgen der Matrixpotentialgradienten aller Tiefen bei Catena II im Jahr 2002. Die Pfeile zeigen die Richtung der Gradienten. Hangneigung 7°, oberflächenparalleler Gradient, hangabwärts 97°. 111

Abb. 5.51: Beträge der hydraulischen Gradienten in Abhängigkeit von der Wasserspannung im Jahr 2002 bei Catena II. 111

Abb. 5.52: Häufigkeitsverteilung der Gradientenwinkel der negativen hydraulischen Gradienten aller Tiefen bei Catena II im Jahr 2002. Hangneigung 7°, oberflächenparalleler Gradient, hangabwärts 97°. 112

Abb. 5.53: Häufigkeitsverteilung der Gradientenwinkel des negativen hydraulischen Gradienten in den 25/50 und 50/75 cm Tiefe bei Catena II im Jahr 2002 und 2003. 113

Abb. 5.54: Häufigkeitsverteilung der Gradientenwinkel der negativen hydraulischen Gradienten aller Tiefen bei Catena I und Catena III im Jahr 2002. 114

Abb. 5.55: Häufigkeitsverteilung der Gradientenwinkel der negativen hydraulischen Gradienten aller Tiefen bei Waldcatena im Jahr 2002. 115

Abb. 5.56: Beträge und Winkel der negativen hydraulischen Gradienten in 25 cm Tiefe aller Catenen im Jahr 2002 und 2003. CI: Catena I (9°), CII: Catena II (7°), CIII: Catena III (9°) und CW: Waldcatena (10°). 116

Abb. 5.57: Wasserspannungsverläufe aus Tensiometerstationen bei Catena II im Mai 2003. A: Austrocknung des Bodens, V: Versickerung vom Wasser. 117

Abb. 5.58: Häufigkeitsverteilung der negativen hydraulischen Gradienten (G) und der Flussraten (F) von 25 cm bis 75 cm Tiefe im Mai 2003.118

Abb. 5.59: Häufigkeitsverteilung der Winkel der Flussrate bei Catena II im Mai 2003. A: Austrocknung des Bodens, V: Wasserversickerung. 119

Abb. 5.60: Beträge und Winkel der Flussraten in Mai 2002 in 25/50 cm und 50/75 cm Tiefe an den Standorten der Catena II. A: Austrocknung des Bodens; V: Versickerung vom Wasser. 120

Abb. 5.61: Häufigkeitsverteilung der negativen hydraulischen Gradienten (G) und der Flussraten (F) von 25 cm bis 75 Tiefe cm bei Catena I im Jahr 2003. 121

Abb. 5.62: Beträge und Winkel der Flussraten von 25 cm bis 75 cm Tiefe bei Catena II in der beiden Jahren 2002 und 2003. 122

Abb. 5.63: Verlauf der Wasserspannung bei der Catena II. Isolinien der Wasserspannung am 17.06.02 je 200 hPa und am 22.07.02 je 25 hPa. A) unter Annahme der Isotropie und B) bei Anisotropie der k_f. 123

Abb. 5.64: Vektoren des Wasserflusses bei Catena II am 17 Juni 2002. A) unter Annahme der Isotropie und B) bei Anisotropie der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit. 124

Abb. 5.65: Vektoren des Wasserflusses bei Catena II am 22 Juli 2002. A) unter Annahme der Isotropie und B) bei Anisotropie der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit. 125

Abb. 5.66: Verlauf der modellierten und gemessenen (G) Wasserspannung in 25 und 50 cm Tiefe bei $CIIS_2$. pF-O: van Genuchten Parameter aus der pF-WG Kurve ohne Berücksichtigung der Schrumpfung; pF-M: van Genuchten Parameter mit Berücksichtigung der Schrumpfung und ku-F: van Genuchten Parameter aus der ku-Funktion. 127

Abb. 5.67: Vektoren des Wasserflusses am 255. Tag bei $CIIS_2$. pF-O: van Genuchten Parameter aus der pF-WG Kurve ohne Berücksichtigung der Schrumpfung (Links); pF-M: van Genuchten Parameter mit Berücksichtigung der Schrumpfung (Mitte) und ku-F: van Genuchten Parameter aus der ku-Funktion (Rechts).Pseudovergleyte Parabraunerde bei $CIIS_2$. 128

Abb. 6.1: Korrelation zwischen Anteilen von Porenklassen und der gesättigten Wasserleitfähigkeit (Proben aus verschiedenen Richtungen der ersten 30 cm Tiefe $CIIS_2$, CIS_1 und CIS_2). 131

Abb. 6.2: Effektive Porosität (ε_o) in Abhängigkeit von den entnommenen Richtungen bei $CIIS_2$, CIS_1 und CIS_2. Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler. 132

Abb. 6.3: Beziehung zwischen Scherparameter Kohäsion (c) und Winkel der inneren Reibung (φ) und maximaler Schrumpfung (e_{max}). 134

Abb. 6.4: Resultierende aus den vier Kräften (1 - 4) und Gegenkräften (5 - 6), die das Bodenteilchen in Bezug auf seine Nachbarschaft in der Lage halten. Die Größe der Pfeile zeigt schematisch den Betrag der Kräfte (modifiziert nach Hartge und Horn, 1999). 135

Abb. 6.5: Beziehung zwischen Kohäsion und maximale Schrumpfung einer Pflugsohle und eines SdBt-Horizontes. 136

Abb. 6.6: Schematische Darstellung der Effekte der Bodenverdichtung auf das Porensystem im Boden, k: Kontinuität, c: Kohäsion. 138

Abb. 6.7: Schematische Darstellung der Wasser- und Luftströmung im Boden. 146

Abb. 6.8: Luftinklusionen in Poren (a) und Schrumpfung des Bodens (b). 147

Abb. 6.9: Schematische Darstellung der Effekte einer Einregelung von Bodenaggregaten in einer Pflugsohle auf den Scherwiderstand, k: Kontinuität, τ: Scherwiderstand. 149

Abb. 6.10: Beziehung zwischen der Wasserspannung (links) und der Änderung (Delta) der Wasserspannung (rechts, definiert als $u_1 - u_{\sigma\tau}$) und dem Scherwiderstand in Abhängigkeit von den beiden Entnahmerichtungen. 152

Abb. 6.11: Tagesgang der Wasserspannung am 12 Mai 2003 in 25 cm und 50 cm Tiefe bei $CIIS_2$. 156

ANHANG

Abb. 1.1: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05).15 cm Tiefe, $CIIS_2$. V

Abb. 1.2: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05).35 cm Tiefe, $CIIS_2$. VI

Abb. 1.3: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05).50 cm Tiefe, $CIIS_2$. VII

Abb. 1.4: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05).15 cm Tiefe, $CIIS_3$. VIII

Abb. 1.5: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05). 30 cm Tiefe, $CIIS_3$. IX

Abb. 1.6: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05).40 cm Tiefe, $CIIS_3$. X

Abb. 1.7: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05). 70 cm Tiefe, $CIIS_3$. XI

Abb. 1.8: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05). 15 cm Tiefe, CIS_1. XII

Abb. 2.1: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 35 cm (links) und 50 cm (rechts) Tiefe in $CIIS_2$. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilität (α = 0,05). XIII

Abb. 2.2: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 80 cm Tiefe in $CIIS_2$. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilität (α = 0,05). XIV

Abb. 2.3: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 40 cm (links) und 70 cm (rechts) Tiefe in CIS_1. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilität ($\alpha = 0,05$). XV

Abb. 2.4: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 90 cm in CIS_1. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilität ($\alpha = 0,05$). XVI

Abb. 2.5: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 40 cm Tiefe in CIS_2. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilität ($\alpha = 0,05$). XVII

Abb. 3.1: Wasserspannungs-, Niederschlagsverlauf an Standorten bei Catena I (A: CIS_1, B: CIS_2 und C: CIS_3) in den beiden Jahren 2002 und 2003. XXI

Abb. 3.2: Wasserspannungs-, Niederschlagsverlauf an Standorten bei Catena III (A: $CIIIS_1$, B: $CIIIS_2$ und C: $CIIIS_3$) in den beiden Jahren 2002 und 2003. XXII

Abb. 3.3: Wasserspannungs-, Niederschlagsverlauf an Standorten bei Waldcatena (A: CWS_1, B: CWS_2 und C: CWS_3) in den beiden Jahren 2002 und 2003. XXIII

Tabellenverzeichnis

Tab. 4.1: Maße und Orientierung der entnommenen Stechzylinder. pF-WG (Wasserspannungskurve), k_f (gesättigte hydraulische Leitfähigkeit), k_u (ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit), k_l (Luftleitfähigkeit), c (Kohäsion), φ (Winkel der inneren Reibung). 29

Tab. 4.2: Bodenhorizonte, gemessene Kenngrößen und Anzahl von Bodenproben (je Richtung) aus dem Standort 1, 2 und 3 der Catena II ($CIIS_1$, $CIIS_2$ und $CIIS_3$). n.b. = nicht bestimmt. 30

Tab. 4.3: Bodenhorizonte, gemessene Kenngrößen und Anzahl von Bodenproben (je Richtung) aus dem Standort 1 und 2 der Catena I (CIS_1 und CIS_2). n.b. = nicht bestimmt. 31

Tab. 4.4: Eigenschaften der Catenen (A: Abstand; S: Standort). 39

Tab. 5.1: Korngrößenverteilung und Gefüge der untersuchten Böden in der Catena II. (Tiefe: Oberkante der beprobten Tiefe; Gefügebezeichnung nach AG Boden (1994)). 43

Tab. 5.2: Korngrößenverteilung und Gefüge der untersuchten Böden in der Catena I. (Tiefe: Oberkante der beprobten Tiefe). Bestimmung von Bodenhorizonten nach Richter (2005). 44

Tab. 5.3: van Genuchten Parameter aus angepassten pF-WG Kurven in Bodenhorizonten bei Standort $CIIS_1$. 46

Tab. 5.4: Tensoren der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit der einzelnen Tiefen in der Catena II und Catena I. k_fv, k_fd und k_fh = gemessene k_f der 3 Entnahmerichtungen. K_{11} = Hauptachsenwert maximaler Leitfähigkeit, K_{22} = Hauptachsenwert minimaler Leitfähigkeit, A = Anisotropierate n.b. = nicht bestimmbar. 60

Tab. 5.5: Parameter von van Genuchten (1980) aus den angepassten ku-Funktionen (Anp ku) der verschiedenen Entnahmerichtungen am Standort $CIIS_2$. 66

Tab. 5.6: Parameter M, N und blockiertes Porenvolumen (BP) der 15 cm und 25 cm Tiefe am Standort $CIIS_2$. 81

Tab. 5.7: Parameter M, N und blockiertes Porenvolumen (BP) der 15 cm und 30 cm Tiefe am Standort CIS_1. 83

Tab. 5.8: Parameter M, N und blockiertes Porenvolumen (BP) der 15 cm und 30 cm Tiefe CIS_2. 85

Tab. 5.9: Verwendete van Genuchten Parameter in der Modellierung des zweidimensionalen Wassertransportes in einer vertikalen Säule. 126

ANHANG

Tab. 1.1: Lagerungsdichte (d_B), ges. Porenvolumen (GPV) und Porengrößenverteilung aus den vertikal entnommenen Bodenproben der untersuchten Böden an der Catena II. wGP = weite Grobporen; eGP = enge Grobporen; MP = Mittelporen; FP = Feinporen. II

Tab. 1.2: Lagerungsdichte (d_B), ges. Porenvolumen (GPV) und Porengrößenverteilung aus den vertikal entnommenen Bodenproben der untersuchten Böden in der Catena I. wGP = weite Grobporen; eGP = enge Grobporen; MP = Mittelporen; FP = Feinporen. III

Tab. 1.3: van Genuchten Parameter aus angepassten pF-WG Kurven in Bodenhorizonten der Catena II und der Catena I. IV

Tab. 2.1: Parameter zur Beschreibung der Luftpermeabilität. Standort $CIIS_2$, a: ohne Berücksichtigung der Schrumpfung; b: mit Berücksichtigung der Schrumpfung. XVIII

Tab. 2.2: Parameter zur Beschreibung der Luftpermeabilität. Standort CIS_1. a: ohne Berücksichtigung der Schrumpfung; b: mit Berücksichtigung der Schrumpfung. XIX

Tab. 2.3: Parameter zur Beschreibung der Luftpermeabilität. Standort CIS_2. XX

VERWENDETE SYMBOLE

Lateinische Zahlen- und Buchstabensymbole

A	1) hydraulische Anisotropierate (Verhältnis zwischen 1. und 2. Hauptkomponente des hydraulischen Leitfähigkeitstensors) 2) Fläche 3) Abstand
a, b	Abstand zwischen Tensiometern
BP	blockiertes Porenvolumen
c	Kohäsion
c_sv, c_sh	strukturbedingte Kohäsion vertikal und horizontal zur Bodenoberfläche
c_tv, c_th	texturbedingte Kohäsion vertikal und horizontal zur Bodenoberfläche
D	Diagonale Probenentnahmerichtung (45°)
d	Schichtmächtigkeit
d_B	Lagerungsdichte
d_F	Dichte der Festsubtanz
ET_o	Grasreferenzverdunstung
$E_{Bestand}$	Bestandesverdunstung
eGP	enge Grobporen (10-50 µm)
e_s	Sättigungsdampfdruck
e_1	Porenziffer bei Sättigung
e_2	Porenziffer bei -500 hPa
F	Fläche
FP	Feinporen (< 2 µm)
f	Querschnittsfläche
fS	Feinsand (63-200 µm)
fU	Feinschluff (2-6,3 µm)
G_r	resultierender hydraulischer Gradient
G_v	vertikaler hydraulischer Gradient
G_{II}	oberflächenparalleler hydraulischer Gradient
GOF	Geländeoberfläche
GPV	gesamtes Porenvolumen
g	Schwerebeschleunigung

gS	Grobsand (630-2000 µm)
gU	Grobschluff (20 – 63 µm)
H	Horizontale Probenentnahmerichtung
h	Saugspannung (= $-\Psi_m$)
h_o	Druckhöhe zu Beginn der kf-Messung
h_1	1) Druckhöhe am Ende der kf-Messung 2) Referenzhöhe zur Bestimmung der Schrumpfung des Bodens
h_2	Höhe des Bodens zur Bestimmung der Schrumpfung der Bodens
$\underline{\boldsymbol{K}}$	tensorielle hydraulische Leitfähigkeit für hydraulisch anisotrope Medien
$\underline{\boldsymbol{K}}_s$	tensorielle gesättigte hydraulische Leitfähigkeit für hydraulisch anisotrope Materialen
K_d	hydraulische Leitfähigkeit in diagonaler (45°) Richtung
K_h	hydraulische Leitfähigkeit in horizontaler Richtung
$K_{i,j}$	Komponenten des hydraulischen Leitfähigkeitstensors
K_r	skalare relative hydraulische Leitfähigkeit für hydraulisch isotrope Materialen
K_o	untere Grenze der gesättigten Leitfähigkeiten der einzelnen Schichten eines Bodens
K_u	obere Grenze der gesättigten Leitfähigkeiten der einzelnen Schichten eines Bodens
K_v	hydraulische Leitfähigkeit in vertikaler Richtung
k_a	Luftpermeabilität
k_av, k_ad, k_ah	Luftpermeabilität für die vertikal, diagonal (45°) und horizontal entnommenen Proben
k_c	Bestandeskoeffizient
k_f	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
k_fv, k_fd, k_fh	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit für die vertikal, diagonal (45°) und horizontal entnommenen Proben
k_{gw}	Grenzwert des gesättigten hydraulischen Durchlässigkeitsbeiwerts für Oberflächenabdichtungen nach TA Abfall (1991) und TA Siedlungsabfall (1993)
k_l	Luftleitfähigkeit
k_o	gesättigte Wasserpermeabilität
k_u	ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit (ku-Funktion, ku-Kurve)

k_uv, k_ud, k_uh	ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit für die vertikal, diagonal (45°) und horizontal entnommenen Proben
L	spezielle Verdunstungswärme
l	Fließstrecke
M	empirische Konstante der Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität
MP	Mittelporen
m	van Genuchten-Parameter
mS	Mittelsand (200 – 630 µm)
mU	Mittelschluff (6,3 – 20 µm)
N	empirische Konstante der Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität
n	1) van Genuchten-Parameter 2) Wiederholung
nFK	nutzbare Feldkapazität
$\vec{n}$	beliebiger normierter Richtungsvektor
p	1) Luftdruck 2) Strömungsdruck
pF	Logarithmus der Wasserspannung in hPa
pF-WG	Wasserspannungs-Wassergehaltbeziehung (pF-WG Kurve)
Pv	Vorbelastung
Q	Flussrate
$\vec{q}$	Vektor der hydraulischen Flussdichte bzw. Flussrate
Rn	Strahlungsbilanz
r	Radius einer Kapillare
r_s	geometrischer Faktor
s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
T	Temperatur
t	Zeit
T_n	absolute Temperatur bei 0°C (273,15 °K)
U	relative Luftfeuchtigkeit
u_1	Wasserspannung zu Beginn der Scherung
$u_{\sigma\tau}$	Wasserspannung bei dem Erreichen der Haftreibung
V	1) Volumen 2) Vertikale Probenentnahmerichtung

v_2	Windgeschwindigkeit
wGP	weite Grobporen
WG	Wassergehalt
x, y, z	Koordinaten im kartesischen Koordinatensystem

Griechische Buchstabensymbole

α	1) Signifikanzniveau 2) van Genuchten-Parameter 3) Rotationswinkel der Lage des Hauptachsensystems gegenüber dem raumfesten Koordinatensystem des hydraulischen Leitfähigkeitstensors
β	Winkel zwischen dem Vektor der Flussrate und der vektoriellen Größe des hydraulischen Gradienten
γ	1) Winkel zwischen der vertikalen Achse und dem Vektor der Flussrate 2) Psychrometerkonstante
$\delta \boldsymbol{pK}_{v,d,h}$	Standardfehler der logarithmierten hydraulischen Leitfähigkeiten der 3 Richtungen (vertikal, diagonal, horizontal)
$\delta \boldsymbol{pK}_{11,22}; \delta\alpha$	Fehler der logarithmierten Hauptkomponenten des hydraulischen Leitfähigkeitstensors (nach Gauß'scher Fehlerfortpflanzung)
ε_a	luftgefülltes Porenvolumen
η	1) Viskosität von Wasser 2) Koordinaten im Rotationsachsensystem
θ	volumetrischer Wassergehalt
θ_S	volumetrischer Wassergehalt bei Sättigung
θ_R	volumetrischer Restwassergehalt
ξ	Koordinaten im Rotationsachsensystem
π	Pi
ρ_l	Dichte der Luft
ρ_n	spezifische Dichte der Luft unter Standardbedingungen (ρ_n = 1013 mbar, T_n = 273,15 °K)
ρ_w	Dichte vom Wasser
σ_1, σ_3	größte und kleinste Hauptspannung

τ	Scherwiderstand
φ	Winkel der inneren Reibung
$\varphi_s v$, $\varphi_s h$	strukturbedingter Winkel der inneren Reibung vertikal und horizontal zur Bodenoberfläche
$\varphi_t v$, $\varphi_t h$	texturbedingter Winkel der inneren Reibung vertikal und horizontal zur Bodenoberfläche
Ψ_m	Matrixpotential
Ψ_h	hydraulisches Potential
Ψ_z	Gravitationspotential

1 EINLEITUNG

Böden sind poröse Medien, wodurch Wasser und Luft gespeichert und geleitet werden. In der Realität erfolgt der Transport dieser Flüssigkeiten in Böden meist mehrdimensional sowohl durch die Überlagerung des gravitativen Potentialgradienten durch die im Raum wirksamen Matrixpotentiale in hängigem Gelände, als auch durch die Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit, wobei der Wassertransport in Richtung der höchsten Leitfähigkeit abgelenkt wird. Trotz dieses Umstandes wird in der Modellierung des Wassertransportes im agrarwissenschaftlichen Bereich:

- eine eindimensionale Betrachtung in Ebenen oder in Säulen und
- eine zweidimensionale Betrachtung in hängigem Gelände durchgeführt.

Außerdem wird normalerweise die Annahme getroffen, dass die hydraulische Leitfähigkeit ein isotropes Verhalten aufweist, obwohl mehrere Autoren eine Anisotropie der Wasserleitfähigkeit festgestellt haben. Diese Vereinfachung in der Modellierung des Wasser- und Stofftransportes ermöglicht eine einfachere Lösung der Richards Gleichung, aber gleichzeitig bedeutet dies, dass der mehrdimensionale Stofftransport unterschätzt wird.

Böden weisen je nach Bodenentwicklung und –nutzung Feinschichtungen und eine bestimmte Struktur auf, was zur Anisotropie der hydraulischen Eigenschaften sowohl auf der Skala des gesamten Bodenprofils als auch auf der Skala des Horizontes führen kann. Die biologische Aktivität spielt auch eine Rolle in der Entstehung der so genannten Richtungsabhängigkeit durch die Entwicklung von präferentiellen Fliesswegen, wie z.B. Bioporen und Regenwurmgängen.

In Bezug auf die Quantifizierung und Beschreibung von Prozessen in Böden, wie z.B. Stoffverlagerung, lateraler Fluss in hängigem Gelände und Kontamination von Wasserflächen, ist es notwendig die Realität so präzise wie möglich abzubilden, was zeitaufwendig und kostspielig sein kann, aber der Schlüssel für ein gutes Prozessverständnis ist.

In diesem Sinne war das Ziel dieser Arbeit:

- die Anisotropie von Porenfunktionen (k_f, k_u und k_a) und mechanischen Eigenschaften (τ) auf der Skala von Bodenhorizonten zu untersuchen,

- die Tensoreigenschaften der hydraulischen Leitfähigkeit unter gesättigten und ungesättigten Zustand zu beschreiben,
- den Effekt der Schrumpfung auf die Porenfunktionen zu dokumentieren und
- den Wassertransport unter Berücksichtigung der Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit zu beschreiben.

2 LITERATURÜBERSICHT

2.1 Böden als poröse Medien

Böden sind heterogene, dreiphasige, körnige, dispersive und poröse Körper (Abb. 2.1), in denen die Grenzflächen pro Volumen zwischen der Fest-, Gas- und Lösungsphase sehr groß sein können. Sowohl diese relativ große spezifische Oberfläche als auch die physischen chemischen Reaktionen, die an den Grenzflächen stattfinden, haben zur Folge, dass Phänomene wie Adsorption von Wasser und Chemikalien, Ionenaustausch, Adhäsion, Quellung und Schrumpfung, Dispersion, Flockung und Kapillarität auch im Hinblick auf die Bodenstruktur, Stabilität und seine Funktionen betrachtet werden müssen. (Bear, 1972; Hillel, 1998; Scheffer und Schachtschabel, 2002).

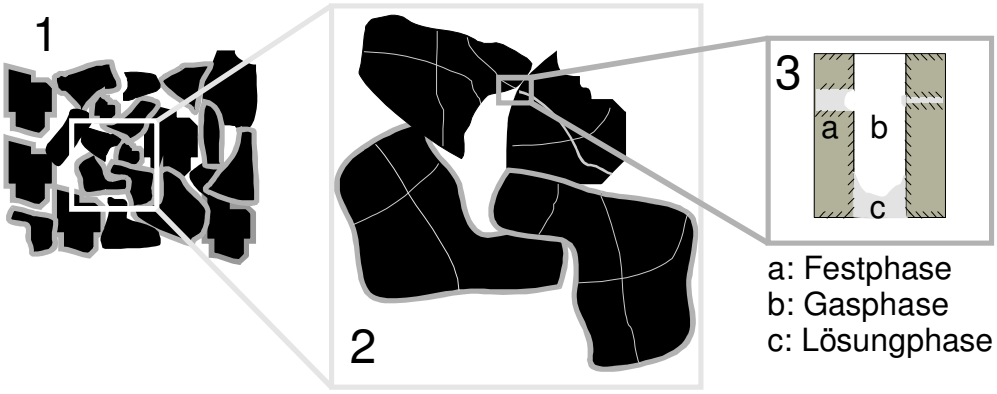


Abb. 2.1: Böden als poröse Medien.

Der relative Anteil der Phasen ändert sich kontinuierlich, wobei Klima, Vegetation und Management über Intensität und Wirkung mit entscheiden (Hillel, 1998).

2.2 Funktionen der Poren in Böden

Wasser und Luft sind Flüssigkeiten, die im Porenraum geleitet und gespeichert sind (Hillel, 1998). Daher kommt gerade dem Porenaufbau und deren Kontinuität eine ganz besondere Bedeutung für die Wasser- und Luftleitfähigkeit sowie den Lösungstransport zu.

Während die Leitfähigkeit sowohl von Materialeigenschaften als auch von dem Fliessmedium selbst abhängt, kommt es bei der Permeabilität (auch als intrinsische Permeabilität bezeichnet) nicht auf die Eigenschaften der Flüssigkeit an. Deswegen ist die Permeabilität nur eine Eigenschaft des porösen Mediums und seiner Geometrie (Hillel, 1998). Als geometrische Faktoren werden dabei das

gesamte Porenvolumen, die Porengrößenverteilung, die Form des Porensystems, die Kontinuität und Tortuosität von Poren angesehen (Bear, 1972; Hartge und Horn, 1999; Hillel et al., 1998).

In der Literatur werden mehrere Untersuchungen beschrieben, die versucht haben, eine Beziehung zwischen Permeabilität und Porengeometrie zu finden. Corey (1986) stellte dar, dass die geometrischen Faktoren durch Luftpermeabilitätsmessungen beschrieben werden können. Ball et al. (1988) schlugen vor, dass die Luftpermeabilität und das luftgefüllte Porenvolumen durch die Verallgemeinerung der Kozeny – Carman Gleichung in ähnlicher Form auf die dargestellte Gleichung bei Ahuja et al. (1984) bezogen werden kann:

$$k_a = M \cdot \varepsilon_a^{\,N} \qquad \text{Gl. 2.1}$$

mit:

k_a = die Luftpermeabilität [µm²]

ε_a = das luftgefüllte Porenvolumen [$cm^3 \cdot cm^{-3}$]

M und N = empirische Konstante. N ist ein Kontinuitätsindex

Sie definierten auch das für den Fluss von Gas undurchlässige Porenvolumen, das sie blockierte Porosität nannten. Dieses blockierte Porenvolumen (BP) wird mit der folgenden Gleichung beschrieben:

$$BP = 10^{(-\log M)/N} \qquad \text{Gl. 2.2}$$

Da die Luftpermeabilität sehr von Grobporen abhängig ist (Ball, 1981), haben mehrere Autoren ka–Messungen durchgeführt, um Prozesse zu beschreiben, die von Makroporen abhängig sind, wie z.B. der Effekt von Bodenmanagement, Rekultivierung, Befahrung auf den Wasser- und Lufthaushalt, die Durchwurzelung und Lagerungsdichte (Ball, 1981; Groenevelt et al., 1984; Blackwell et al., 1989; Blackwell et al., 1990; Roseberg and McCoy, 1992; Schjønning et al., 2002).

2.3 Anisotropie von Porenfunktionen

2.3.1 Definition und Ursache der Anisotropie der Leitfähigkeit

Wenn die Leitfähigkeit oder die Permeabilität Richtungsabhängigkeit aufweist, d.h.

die Wasserleitfähigkeit in x, y und z- Richtung sind unterschiedlich, dann spricht man von Anisotropie. Anderenfalls wird das poröse Medium als isotrop betrachtet (Bear, 1972; Hillel, 1998; Hartge und Horn, 1999).

Die charakteristischen Eigenschaften von porösen Medien sind abhängig vom betrachteten Volumen. Das repräsentative Elementarvolumen (REV) entspricht dem Volumen von Boden, aus welchem der Wert einer Variablen am Ort definiert wird oder einer Eigenschaft (z.B. die Porosität) für die Beschreibung des Kontinuums ermittelt werden kann (Bear, 1972). Dieses REV wird erreicht, wenn die Varianz eines Parameters bzw. Zustandgröße nicht mehr durch die Größe des untersuchten Raumausschnittes beeinflusst wird.

Aufgrund dieses letzten Umstandes kommt es bei der Richtungsabhängigkeit der Leitfähigkeit auch auf das betrachtete Volumen an. Ursino et al. (2001) stellte dar, dass bei bekannten Eigenschaften der (Boden)Schichten eine Skala (REV) gewählt werden kann, für die die Richards Gleichung (Gl. 2.13 in Kap. 2.3.3.1) gilt. In diesem Fall sind zwei Annäherungen für die Beschreibung des Wasserflusses in anisotropen Medien möglich (Abb. 2.2):

a) das REV ist kleiner als die einzelnen Schichten,

b) das REV besteht aus mehreren Schichten.

Die beiden Annäherungen sind mit Bodenhorizonten und dem gesamten Bodenprofil vergleichbar.

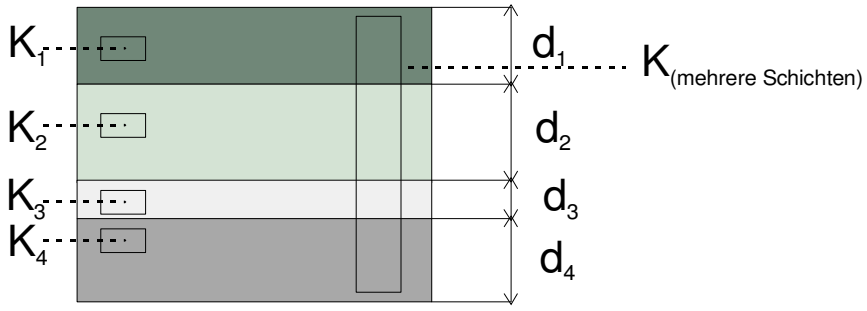


Abb. 2.2: Anisotropie in porösen Medien (modifiziert aus Tigges (2000)).

Tigges (2000) stellte ein konzeptuelles Modell zur Veranschaulichung der Ursache von anisotroper hydraulischer Leitfähigkeit dar, das ähnlich mit dem vorgeschlagenen Modell von Mualem (1984) ist. Es sei eine Säule (Abb. 2.2) mit i Schichten verschiedener Mächtigkeit d_i und jeweils mit verschiedenen

Wasserleitfähigkeiten k_i gegeben, die auf der Skala der einzelnen Schichten isotrop sein können. Bei der Betrachtung der gesamten Säule berechnet sich die makroskopische hydraulische Leitfähigkeit aus den Leitfähigkeiten der einzelnen Schichten in Abhängigkeit von der Fließrichtung. Die Leitfähigkeit parallel zur Schichtung ist das arithmetische Mittel der einzelnen Werte aller Schichten:

$$K_{makro}(horiz) = \frac{\sum d_i K_i}{\sum d_i} \qquad \text{Gl. 2.3}$$

mit:

d_i = Schichtmächtigkeit

K_i = hydraulische Leitfähigkeiten einzelner Schichten

Betrachtet man die hydraulische Leitfähigkeit senkrecht zur Schichtung, so muss analog zum elektrischen Widerstand ein hydraulischer Widerstand eingeführt werden. Somit ergibt sich der makroskopische Gesamtwiderstand aus dem gewichteten arithmetischen Mittel der Einzelwiderstände $R_i=1/K_i$:

$$\frac{1}{K_{makro}(vert)} = R_{makro}(vert) = \frac{\sum R_i d_i}{\sum d_i} = \frac{\sum \frac{d_i}{K_i}}{\sum d_i} \qquad \text{Gl. 2.4}$$

Aufgrund der Schichtung wird die hydraulische Leitfähigkeit parallel hierzu vorrangig durch die Schicht mit der höchsten Leitfähigkeit definiert, während die hydraulische Leitfähigkeit senkrecht zur Schichtung durch die Schicht mit dem größten hydraulischen Widerstand abhängt. Die Anisotropierate wird dabei häufig definiert als:

$$A = \frac{K_h}{K_v} = \frac{K_{makro}(horiz)}{K_{makro}(vert)} \qquad \text{Gl. 2.5}$$

Da die Richtungsabhängigkeit der Leitfähigkeit auf dem betrachteten Volumen bzw. der Skala ankommt, kann die Anisotropie auf verschiedene Weise entstehen. Wenn eine starke Feinschichtung z.B. fluviatiler und äolischer Sande besteht, wird von einer Anisotropie mit einer größeren horizontalen als vertikaler hydraulischer Leitfähigkeit berichtet (Zaslavsky und Rogowsky, 1969; Stephens und Herrmann, 1988; McCord et al., 1991a, b; Ursino et al., 2001). In diesem Fall weist der

gesamte Boden Anisotropie der Leitfähigkeit auf.

Von Anisotropie in einzelnen Bodenhorizonten wird auch in weiteren Publikationen berichtet. Abb. 2.3 zeigt verschiedene Formen der Bodenstruktur. Aus diesen gezeichneten Strukturformen wird deutlich, dass Böden bzw. Bodenhorizonte aufgrund der Struktur spezielle Bias aufweisen, die kontinuierlicher sind und die Ursache der Anisotropie auf der Skala von Bodenhorizonten sein soll. Außerdem kann daraus abgeleitet werden, dass nur eine kugelförmige Anordnung ein isotropes Verhalten aufweisen kann. Folglich stellt Anisotropie der Leitfähigkeit sowohl auf der Ebene des Bodenprofils als auch in der Skala des Bodenhorizontes keine Ausnahme dar, sondern ist eher die Regel.

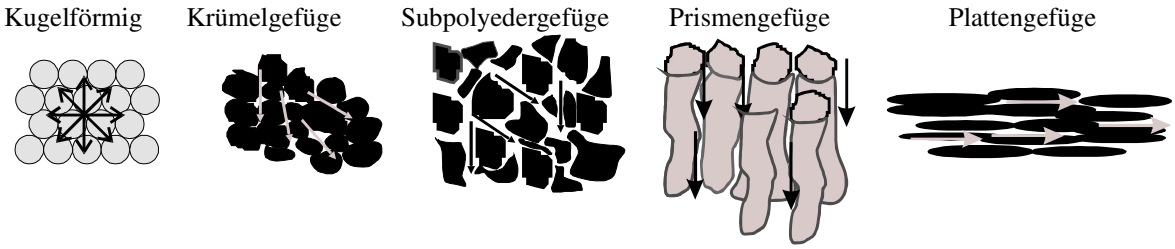


Abb. 2.3: Beispiele der Bodenstrukturformen (Pfeile zeigen die Flussrichtung).

Für einzelne Horizonte konnte bereits nachgewiesen werden, dass die horizontale hydraulische Leitfähigkeit häufig größer ist als die vertikale hydraulische Leitfähigkeit. Dieser Umstand gilt sowohl für eine Feinschichtung von Grob- und Feinmaterialen (Childs et al., 1957; Bouwer und Rice, 1967) als auch für stark verdichtete Pflugsohlen (Plattengefüge) (Stormont, 1995). Geschiebemergel zeigt auch eine ausgeprägte Plattenbildung d.h. sämtliche Volumina, in denen ehemals ein stärkerer gerichteter Druck wirksam war und die nicht vollständig elastisch reagieren. In stark strukturierten Böden (Bouma und Dekker, 1981; Bouma, 1982; Hartge, 1984; Dabney und Selim, 1987) wurde festgestellt, dass die vertikale hydraulische Leitfähigkeit größer ist als die horizontale hydraulische Leitfähigkeit. Grossman und Carlisle (1969, zitiert in Dabney und Selim, 1987) stellten dar, dass sich Fragipans von Böden unterschieden, die Feinschichtungen von Materialien aufweisen, weil polygonale Aggregate mit einer langen vertikalen Achse darstellen (Prismengefüge). Diese Tatsache wurde in einem Btx1 Horizont von einem Fragipan festgestellt, und mit einer größeren vertikalen hydraulischen Leitfähigkeit erklärt.

2.3.2 Abhängigkeit der Anisotropie der Leitfähigkeit von der Wasserspannung

In der Modellierung des Stofftransports wird eine hydraulische Anisotropie im gesättigten Zustand berücksichtigt, die aber konstant über den gesamten Entwässerungsbereich bleibt. Diese Tatsache wird durch die folgende Gleichung ausgedrückt:

$$\underline{K}(\Psi_m) = \underline{K}_s K_r(\Psi_m) \qquad \text{Gl. 2.6}$$

Hierbei ist:

$\underline{K}_s$ = hydraulischer Leitfähigkeitstensor des gesättigten Bodens

$K_r(\Psi_m)$ = relative hydraulische Leitfähigkeitsfunktion

$\underline{K}(\Psi_m)$ = hydraulischer Leitfähigkeitstensor als Funktion der Wasserspannung

Sowohl in stochastischen Studien als auch in theoretischen Arbeiten an ungesättigten Böden wurde aber festgestellt, dass die Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Wassersättigung variiert. Bear et al. (1987) stellten die Simulation des Fließverhaltens eines ungesättigten anisotropen Bodens an einem Modell dar, welches aus einem 3-dimensionalen, orthogonalen Netzwerk von Kapillarröhren bestand. Diese anisotrope Konfiguration wurde durch eine zufällige Auswahl der Kapillarröhrenradien von 3 verschiedenen log-normalen Wahrscheinlichkeitsverteilungen erhalten und die Richtungen der Röhren wurden als Hauptrichtung der Anisotropie angenommen. Die Simulation erfolgte in einer schrittweisen Entwässerung des Kapillarsystems und dabei wurde die effektive Leitfähigkeit sowohl für jede Netzwerkrealisierung und alle drei Richtungen des Hauptachsensystems als auch für jede Wasserspannung bestimmt. Die Ergebnisse dieser Simulation zeigen, dass die relative Leitfähigkeit stark richtungsabhängig ist.

Mualem (1984) stellte ein konzeptuelles Modell für die quantitative Bestimmung der Anisotropierate während der Entwässerung dar. Wie in Kap. 2.3.1 beschrieben ist, besteht der Boden in diesem konzeptuellen Modell aus vielen parallelen dünnen Schichten verschiedener hydraulischer Eigenschaften. Die Wahrscheinlichkeiten der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten der Schichten wurden durch eine einheitliche Dichteverteilungsfunktion beschrieben. Bei einer

konstanten Dichteverteilungsfunktion der gesättigten Leitfähigkeiten f(K_s), mit einer oberen Grenze K_u und einer unteren Grenze K_0 der Form:

$$f(K_s) = \frac{1}{(K_u - K_0)}; \quad K_0 \le K_s \le K_u \qquad \text{Gl. 2.7}$$

berechnet sich der Anisotropiekoeffizient nach Gl. 2.5 wie folgt:

$$A = \frac{(K_u / K_0) + 1}{2 \cdot [(K_u / K_0) - 1]} \ln \frac{K_u}{K_0} \qquad \text{Gl. 2.8}$$

Dieses Modell wurde auch von Mualem benutzt, um den hydraulischen Leitfähigkeitstensor im ungesättigten Bereich $\underline{K}(\Psi_m)$ zu bestimmen. Für diesen Fall wird die Anisotropiefunktion A(Ψ_m) durch die Dichteverteilungsfunktion f(K_s) und durch die hydraulischen Eigenschaften der einzelnen Schichten bestimmt.

$$A(\Psi_m) = \int_{K_0}^{K_u} K(\Psi_m, K_s) f(K_s) dK_s \cdot \int_{K_0}^{K_u} \frac{f(K_s)}{K(\Psi_m, K_s)} dK_s \qquad \text{Gl. 2.9}$$

Die von Mualem dargestellten Ergebnisse zeigen, dass die Anisotropie im ungesättigten Zustand stark abhängig von der relativen Variation der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit der einzelnen Schichten (K_u/K_0) ist. Außerdem kann die Anisotropierate eines ungesättigten Bodens in Abhängigkeit von der Wasserspannung einen niedrigeren, gleichen oder höheren Wert als bei Sättigung haben.

In der Literatur sind auch praktische Versuche zu finden, die einen Zusammenhang zwischen Anisotropie und Sättigungsgrad bestätigen. McCord et al. (1991a, b) beschrieben eine Reihe von Tracerversuchen und stellten fest, dass obwohl ein vertikal abwärts gerichteter Gradient vorhanden ist, eine Verlagerung des Tracers in Hangneigungsrichtung erfolgen kann. Aus dem Vektorfeld des hydraulischen Gradienten und dem Flussfeld wird die effektive Anisotropie des porösen Mediums berechnet. Die Ergebnisse zeigen, dass für einen Dünensand Anisotropie festzustellen ist, die aber stark von der Wasserspannung abhängt, wobei die Anisotropierate mit zunehmendem pF-Wert steigt.

Tigges (2000) analysierte verschiedene Horizonte einer pseudovergleyten Parabraunerde auf ihre hydraulischen Kenngrößen, wobei die Bodenproben in drei

Richtungen (vertikal, diagonal-45° und horizontal) entnommen wurden. Die Ergebnisse zeigen, dass die Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit der Bodenhorizonte vom Sättigungsgrad abhängt (d.h. die getroffene Annahme der konstanten Lage des Tensorhauptachsensystems während der Austrocknung ist in strukturierten Böden nicht übertragbar). Außerdem stellte Tigges (2000) fest, dass mit sinkender Wasserspannung eine nahezu isotrope hydraulische Leitfähigkeit erreicht wird, welche mit dem zunehmenden Einfluss der texturbedingten Poren gegenüber den Strukturporen erklärt werden kann. Dieser steigende Einfluss der texturbedingten Poren, der ein isotropes Verhalten auslöst, bestätigt, dass reguläre Formen (z.B. kugelförmig in Abb. 1.3) die Ursache eines solchen isotropen Verhaltens sein müssen.

2.3.3 Wasserfluss in anisotropen Medien

2.3.3.1 Wasserfluss in porösen Medien

Basierend auf dem Potentialkonzept und einem linearem Flussgesetz beschreibt die Darcy – Gleichung (Darcy, 1856) den Wasserfluss für gesättigte Bedingungen und die Verallgemeinerung von Buckingham (1907) stellt den ungesättigten Fluss dar:

$$\vec{q} = -\underline{K} \cdot \vec{\nabla}\psi_h \qquad \text{Gl. 2.10}$$

wobei:

$\vec{q}$ = Vektor der hydraulischen Flussdichte

$\underline{K}$ = Tensor der hydraulischen Leitfähigkeit

ψ_h = hydraulisches Potential

Durch das Gesetz von Hagen – Poiseuille kann dieser Zusammenhang auch für eine einzelne Pore verdeutlicht werden. Wenn die Poren im Boden als ein paralleles Kapillarbündel betrachtet werden, dann lässt sich die Flussrate (Q) einer Kapillare mit einem Radius (r) wie folgt berechnen:

$$Q = -\frac{\pi r^4}{8\eta} \cdot \vec{\nabla}\psi_h \qquad \text{Gl. 2.11}$$

mit:

η = Viskosität von Wasser [g $cm^{-1}s^{-1}$]

Die Leitfähigkeit einer Pore nimmt proportional mit der 4^{ten} Potenz ihres Radius zu, d.h. die Grobporen sind stärker am Fluss beteiligt. Das Wasser in den größeren Poren ist aufgrund der kapillaren Bindungskräfte am schwächsten gebunden, weshalb sie zuerst entleert werden. Das führt auch dazu, dass die ungesättigte Wasserleitfähigkeit sehr stark mit abnehmendem Wassergehalt sinkt (Baver et al., 1972).

Die Anwendbarkeit des Darcy – Gesetzes gilt nur, wenn der Fluss und der hydraulische Potentialgradient in einem proportionalen Verhältnis zueinander stehen (Hillel, 1998). Solche Voraussetzung erfolgt, wenn das Medium feucht genug ist, dass der Fluss überwiegend in Porenquerschnitten und nicht in Oberflächenfilmen erfolgt, aber auch, wenn kein zu schneller turbulenter Fluss auftritt, da in diesen Fällen keine Linearität zwischen Flussdichte und Potentialgradient besteht. Weitere Voraussetzung sind inertes Fließverhalten und starres Porensystem.

Die Gleichung aber versagt bei der Beschreibung von hochinstationären Prozessen, wenn kein lokales thermodynamisches Gleichgewicht der Wasserverteilung auf verschiedene Porengrößenklassen vorkommt. Solche Situationen treten sowohl beim Transport großer Wassermengen durch Grobporen ohne Füllung von Feinporen („bypass flow“), als auch bei der Ausbildung von Fliessbahnen auf („preferential flow“, German, 1990). Diese Verhältnisse sind aber nur in Oberflächennähe zu erwarten, was in tieferen Bodenhorizonten nicht der Fall ist.

Bei der mathematischen Beschreibung von Transportprozessen muss das Gesetz der Erhaltung von Masse und Energie berücksichtigt werden. Die Kontinuitätsgleichung beschreibt diese Erhaltung der Masse, woraus sich durch Verknüpfung mit der Darcy – Gleichung

$$\frac{d\theta}{dt} = -div\vec{q} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{q} \qquad \text{Gl. 2.12}$$

mit:

θ = volumetrischer Wassergehalt

eine von Richards (1931) zuerst beschriebene Gleichung erhält

$$\frac{d\theta}{dt} = \vec{\nabla} \cdot \left(\underline{k}_u \vec{\nabla} \psi_h \right) \qquad \text{Gl. 2.13}$$

Die Richards – Gleichung wird in der Modellierung des Wassertransportes verwendet. Die Lösung erfordert sowohl die Kenntnis von Rand- und Anfangbedingungen als auch von Materialfunktionen (pF-WG Kurve und hydraulischer Leitfähigkeit). Bei agrarwissenschaftlichen Simulationen wird normalerweise die Annahme getroffen, dass die Leitfähigkeit keine Anisotropie aufweist. Außerdem wird die Berechnung des Wasserflusses auf eine Dimension eingeschränkt (Versickerung und Verdunstung), wodurch die Fließvorgänge in der Landschaft aber auch in extrem geschichteten Böden nicht analysiert werden können.

2.3.3.2 Effekt des hydraulischen Potentialgradienten auf den Wasserfluss

Die Bewegung von Wasser im Boden resultiert aus der Anwesenheit einer antreibenden Kraft, wobei der Betrag und die Richtung der Flussrate vom hydraulischen Potentialgradienten $\vec{\nabla} \psi_h$ bestimmt werden. Das hydraulische Potential Ψ_h entspricht:

$$\Psi_h = \Psi_m + \Psi_z = \Psi_m + \rho_w g z \qquad \text{Gl. 2.14}$$

mit:

Ψ_m = Matrixpotential

Ψ_z = Gravitationspotential

ρ_w = Dichte von Wasser

g = Schwerebeschleunigung

z = vertikale Koordinate

Tigges (2000) stellte die Überlagerung des Gravitationspotentials durch im Raum wirksame Matrixpotentiale dar. In der Ebene können alle Isopotentiallinien horizontal verlaufen, so dass der resultierende hydraulische Gradient senkrecht dazu, vertikal nach oben oder nach unten gerichtet ist (Abb. 2.4 oben). Am Hang erfolgt der Verlauf des hydraulischen Gradienten von den Randbedingungen in besonderem Maße abhängig. Während die Isolinien des Gravitationspotentials auch waagerecht verlaufen, sind die Isolinien des Matrixpotentials meist davon abweichend parallel zur Hangoberfläche ausgerichtet, so dass die resultierenden Isolinien des hydraulischen Potentials in Abhängigkeit von der Stärke des Matrixpotentialgradienten schräg verlaufen und der senkrecht auf ihn stehende hydraulische Gradient in Richtung der Hangneigung zeigt (Abb. 2.4 unten).

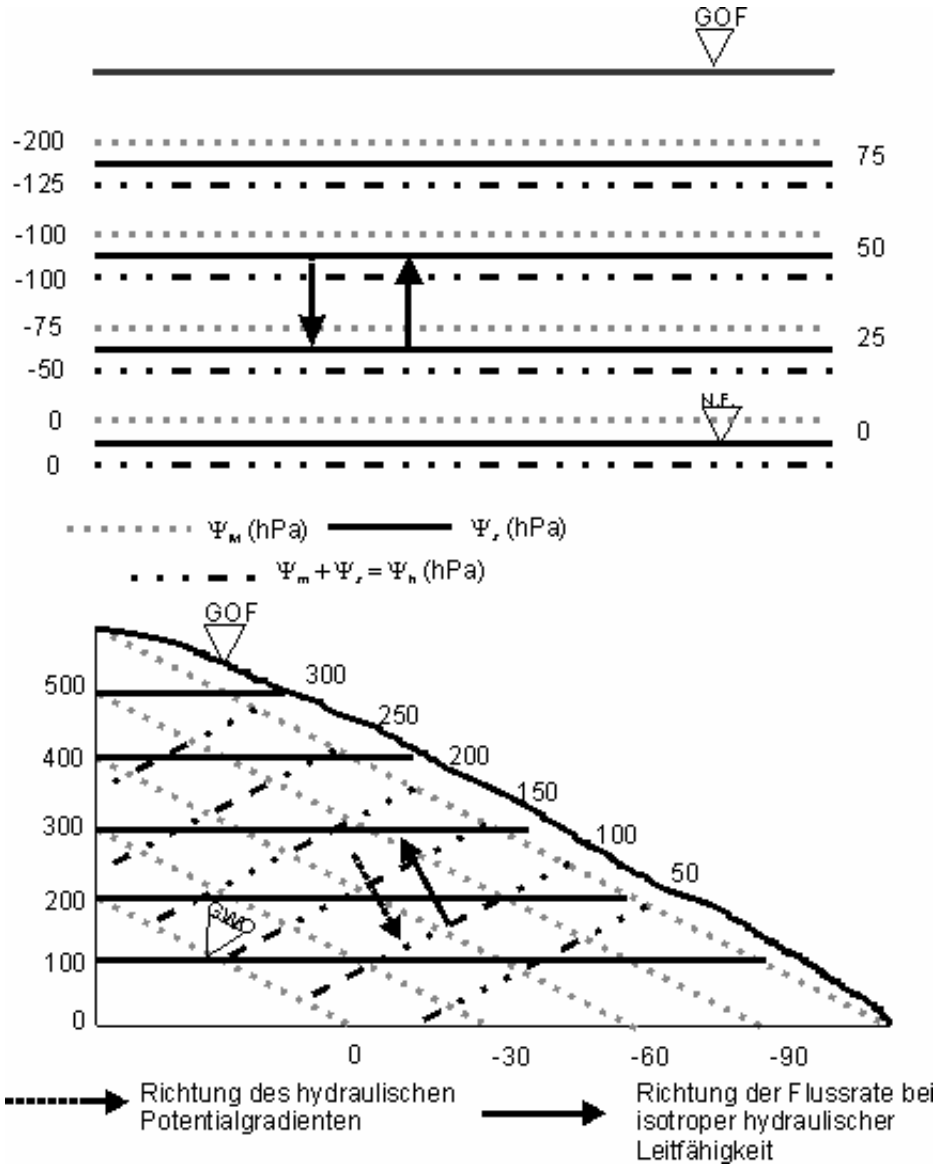


Abb. 2.4: Verlauf der Isolinien des Gravitations- und des Matrixpotentials und des daraus resultierenden hydraulischen Potentials und dessen zugehörigen Gradienten in der Ebene (oben) und am Hang (unten) (aus Tigges, 2000).

2.3.3.3 Effekt der hydraulischen Anisotropie auf den Wasserfluss im Boden

Wie Gl. 2.10 zeigt, hängt die Flussrate auch von der hydraulischen Leitfähigkeit ab, die eine Materialfunktion ist. Wenn die hydraulische Leitfähigkeit als isotrop betrachtet wird, wird diese als skalare Größe verwendet. Um die Ursachen und die Auswirkungen der hydraulischen Anisotropie auf die Wasserbewegung zu berücksichtigen, soll die hydraulische Leitfähigkeit als symmetrischer Tensor 2. Stufe behandelt werden (Scheidegger, 1974).

Die Darcy – Gleichung für mehrdimensionalen Fluss und isotropem Medium ist im Folgenden beschrieben:

$$\begin{pmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{pmatrix} = -\begin{pmatrix} K & 0 & 0 \\ 0 & K & 0 \\ 0 & 0 & K \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial \Psi_{hX}}{\partial x} \\ \frac{\partial \Psi_{hY}}{\partial y} \\ \frac{\partial \Psi_{hZ}}{\partial_z} \end{pmatrix} = -\begin{pmatrix} K\frac{\partial \Psi_{hX}}{\partial x} \\ K\frac{\partial \Psi_{hY}}{\partial y} \\ K\frac{\partial \Psi_{hZ}}{\partial z} \end{pmatrix} \qquad \text{Gl. 2.15}$$

mit:

$\begin{pmatrix} K & 0 & 0 \\ 0 & K & 0 \\ 0 & 0 & K \end{pmatrix}$ = isotroper Tensor der hydraulischen Leitfähigkeit (Skalar)

Man erkennt, dass der Fluss in isotropen Medien entgegengesetzt der Richtung des hydraulischen Potentialgradienten verläuft.

Soll die hydraulische Anisotropie berücksichtigt werden, dann ergibt sich die folgende Form der Darcy – Gleichung:

$$\begin{pmatrix} q \\ q \\ q \end{pmatrix} = -\begin{pmatrix} K_{11} & K_{12} & K_{13} \\ K_{12} & K_{22} & K_{23} \\ K_{13} & K_{23} & K_{33} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial \Psi_{hX}}{\partial x} \\ \frac{\partial \Psi_{hY}}{\partial y} \\ \frac{\partial \Psi_{hZ}}{\partial z} \end{pmatrix} = -\begin{pmatrix} K_{11}\frac{\partial \Psi_{hX}}{\partial x} + K_{12}\frac{\partial \Psi_{hY}}{\partial y} + K_{13}\frac{\partial \Psi_{hZ}}{\partial z} \\ K_{12}\frac{\partial \Psi_{hX}}{\partial x} + K_{22}\frac{\partial \Psi_{hY}}{\partial y} + K_{23}\frac{\partial \Psi_{hZ}}{\partial z} \\ K_{13}\frac{\partial \Psi_{hX}}{\partial x} + K_{23}\frac{\partial \Psi_{hY}}{\partial y} + K_{33}\frac{\partial \Psi_{hZ}}{\partial z} \end{pmatrix} \text{Gl. 2.16}$$

mit: $\begin{pmatrix} K_{11} & K_{12} & K_{13} \\ K_{12} & K_{22} & K_{23} \\ K_{13} & K_{23} & K_{33} \end{pmatrix}$ = anisotroper Tensor der Leitfähigkeit

Bei anisotropen Medien läuft der Wasserfluss nicht mehr entgegengesetzt zur Richtung des hydraulischen Potentialgradienten, sondern wird in Richtung der höchsten Leitfähigkeit abgelenkt.

2.3.3.4 Effekt der hydraulischen Anisotropie am Hangboden

Der Effekt der Anisotropie am Hang kann durch das Beispiel einer Kapillarsperre beschrieben werden, welche z.B. in der Oberflächenabdichtung von Deponien verwendet wird. Auf einer geneigten Fläche ist eine feinporigere Schicht, die Kapillarschicht, auf einer grobporigeren Schicht, dem Kapillarblock, angeordnet (Abb. 2.5). Auf der Skala der Schicht weist die hydraulische Leitfähigkeit ein isotropes Verhalten auf. Betrachtet man die Schichtenfolge auf einer größeren Skala, dann ist es ein anisotropes Medium, wobei die hydraulische Leitfähigkeit senkrecht zu den Schichtflächen kleiner ist als die Leitfähigkeit parallel zu den Schichtflächen. Das Eindringen von Infiltrationswasser in den Müllkörper wird folglich immer dann verhindert, wenn eine kritische Saugspannung h_{krit} im gröberen Material nicht unterschritten wird, oberhalb derer die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit den Grenzwert der TA Siedlungsabfall (1993) für Oberflächenabdichtung von $k_{gw} = 5 \cdot 10^{-9}$ m·s^{-1} unterschreitet. Ein Durchbruch durch die Kapillarsperre findet immer dann statt, wenn bei einer Unterschreitung von h_{krit} das Wasser in den Kapillarblock eintritt.

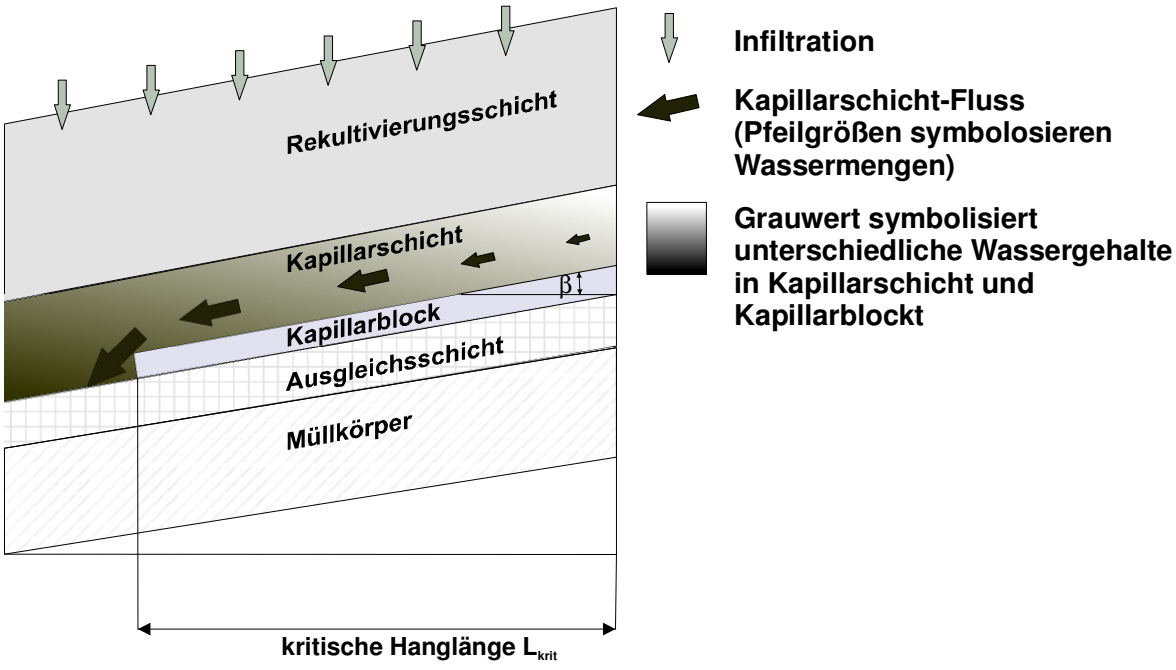


Abb. 2.5: Schematische Darstellung der Wirkungsweise einer Kapillarsperre (aus Gräsle, 1999).

Das Beispiel einer Kapillarsperre zeigt, in welchem Ausmaß eine Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit den lateralen Abfluss beeinflussen kann. Die künstliche eingebaute Kapillarsperre hat Parallelen zu natürlichen Böden, weil sie auch durch ihre Horizontierung Anisotropie aufweisen. Eine Anisotropie auf der Skala von Bodenhorizonten, wie in Kap. 2.3.1 beschrieben ist, ist jedoch auch möglich, und trägt auch zu dem lateralen Fluss bei. Für einen Terra fusca wurde von Lehmann (1996) ein lateraler Fluss im Frühjahr mit einer Geschwindigkeit von ≈ 50 $cm \cdot d^{-1}$ im Bv-T und ≈ 150 $cm \cdot d^{-1}$ im T Horizont festgestellt, für den vertikalen Fluss dagegen wurde nur eine Geschwindigkeit von ≈ 5 $cm \cdot d^{-1}$ nachgewiesen.

Mehrere Autoren haben bei Experimenten zum Interflow diesen durch Horizontierung bedingten lateralen Abfluss am Hang nachgewiesen, ohne aber auf die Problematik der Anisotropie einzugehen. An einem typischen Hang der Jungmoränenlandschaft Schleswig Holsteins werden ca. 7% des Niederschlages als Interflow oberhalb der Pflugsohle abgeführt (Fleige und Horn, 2000; Fleige, 2000). Wilson et al. (1990) wiesen für ihr Forschungsgebiet in Ost-Tennessee einen Interflow von 1,3 % des Gesamtjahresniederschlages nach. Harr (1977) gibt für eine Wasserscheide in Oregon mit steilen Hängen (75 % Gefälle) und flachgründigen Böden laterale Flüsse an, die ca. 97 % des Niederschlages erreichten.

Auch an einem typischen Hang der Jungmoränenlandschaft Schleswig Holsteins wurde von Tigges (2000) lateraler Fluss beobachtet. Sie stellte fest, dass die höchsten Flussraten bei den geringsten hydraulischen Gradienten erreicht werden. Dieser Umstand zeigt, dass die Intensität von transpirierender Vegetation eine wichtige Rolle bei der Vermeidung des Auftretens von lateralen Flüssen spielt, da sie zur Austrocknung von Böden beiträgt (Greminger et al., 1979; Tigges, 2000)

Der Betrag und die Richtung des Flusses können in Abhängigkeit von Bodeneigenschaften, der Hangneigung, dem Bewuchs, der Intensität und Dauer von Niederschlagereignissen und dem Initialwassergehalt stark variieren.

2.3.3.5 Lokales Thermodynamisches Gleichgewicht (LTG)

Eine wichtige Annahme für die Kontinuumsbeschreibung hydraulischer Prozesse in Böden ist das Vorkommen eines lokalen thermodynamischen Gleichgewichts, die eine Voraussetzung für die Eindeutigkeit der Beziehungen zwischen

verschiedenen Zustandgrößen ist (z. B. pF-WG Kurve, ku-θ Beziehung).

Diese so genannte Kontinuumsbeschreibung hydraulischer Prozesse repräsentiert den Zustand an einem Punkt z.B. durch den volumetrischen Wassergehalt. Diese Beschreibung ist aber nur gültig in diesem betrachteten Volumen und nicht weiter auflösbar, da die Kontinuums – Hydraulik keine Aussage über das Verhalten des Wassers innerhalb dieses endlichen Volumens machen kann. Soll das Material einen Benetzungswinkel kleiner als 90° aufweisen, dann ist der Zustand energetisch am günstigsten, bei dem die engeren Poren wassergefüllt und die weiteren Poren dagegen luftgefüllt sind. Wenn dieser Zustand erreicht ist, und keine weitere Umverteilung von Wasser stattfindet, ist das LTG erreicht.

In Böden kommen häufig Zustände vor, die das LTE verletzen, wie es z.B. während Starkniederschlägen auf ausgetrocknetem Boden der Fall ist, bei den die Feinporen luftgefüllt und die Grobporen entgegen wassergefüllt sind. Zu diesem schnellen Makroporenfluss gehören auch der „Bypass Flow“, bei dem der Transport großer Wassermengen durch Grobporen ohne Füllung von Feinporen erfolgt, oder auch der „Preferential flow“, bei dem sich bevorzugte Fliessbahnen ausbilden (German, 1990). Bei solchen Zuständen, die sich nicht im lokalen thermodynamischen Gleichgewicht befinden (nLTE), gibt es keine eindeutigen Beziehungen zwischen Zustandsgrößen mehr (mehr Informationen über nLTE sind bei Gräsle, 1999 nachzulesen). Außerdem treten sie häufig in natürlichen Böden auf und sind der Grund des Transportes von Schadstoffen in sehr kurzer Zeit über große Entfernungen. Sie werden normalerweise in Modellen unterschätzt, weil die meisten dieser Modelle die Annahme getroffen haben, dass ein LTE vorhanden ist.

3 MATHEMATISCHE GRUNDLAGEN

Die in dieser Arbeit dargestellten mathematischen Grundlagen wurden schon von Tigges (2000) vorgeschlagen und verwendet und werden in folgendem Kapitel dargestellt, um eines besseres Verständnis des Sachverhaltens zu erreichen.

3.1 Ermittlung des hydraulischen Leitfähigkeitstensors

Für die Betrachtung eines Hanges kann der hydraulische Leitfähigkeitstensor 2. Stufe von 3 auf 2 Dimensionen vermindert werden, da höhenlinienparallel kein Fluss zu erwarten ist. Infolgedessen reduziert sich die Anzahl der zu seiner Bestimmung notwendigen Einzelmessungen in unabhängigen Raumrichtungen von 6 auf 3. Genauso wie bei Tigges (2000) wurden aus Gründen des Fehlerfortpflanzenverhaltens und einer praktikablen Probenentnahme die vertikale, horizontale und diagonale Richtung (K_v, K_h, K_d) verwendet (Abb. 2.1), welche durch normierte Richtungsvektoren repräsentiert werden können:

$$\vec{n}_v = \begin{pmatrix} 0 \\ 1 \end{pmatrix} \qquad \vec{n}_h = \begin{pmatrix} 1 \\ 0 \end{pmatrix} \qquad \vec{n}_d = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 \\ 1 \end{pmatrix}$$

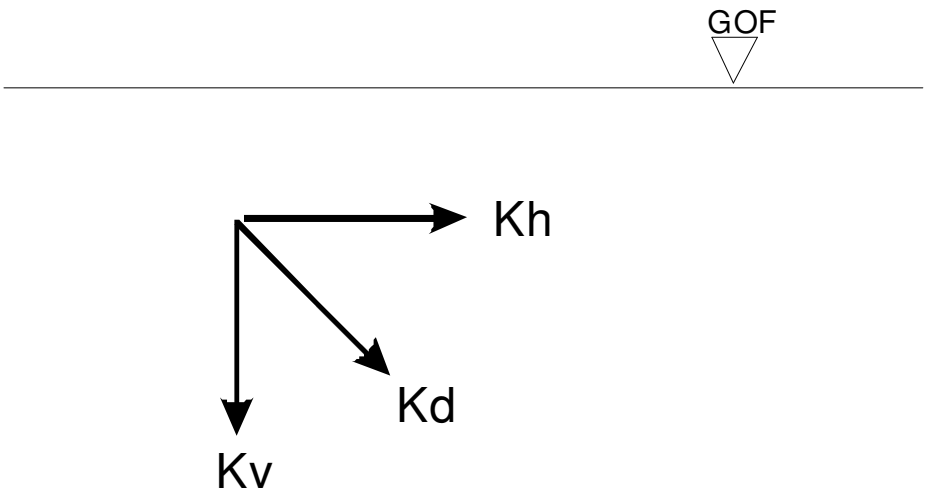


Abb. 3.1: Richtung der 3 verwendeten Einzelmessungen der hydraulischen Leitfähigkeiten zur Bestimmung des Leitfähigkeitstensors.

Die hydraulische Leitfähigkeit K_n in Richtung von n ist gegeben durch:

$$\boldsymbol{K}_n = \begin{pmatrix} \boldsymbol{n}_\eta \\ \boldsymbol{n}_\xi \end{pmatrix}^T \cdot \begin{pmatrix} \boldsymbol{K}_{\eta\eta} & \boldsymbol{K}_{\eta\xi} \\ \boldsymbol{K}_{\eta\xi} & \boldsymbol{K}_{\xi\xi} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \boldsymbol{n}_\eta \\ \boldsymbol{n}_\xi \end{pmatrix} \qquad \text{Gl. 3.1}$$

mit: $\begin{pmatrix} \boldsymbol{K}_{\eta\eta} & \boldsymbol{K}_{\eta\xi} \\ \boldsymbol{K}_{\eta\xi} & \boldsymbol{K}_{\xi\xi} \end{pmatrix}$ = Leitfähigkeitstensor im raumfesten Koordinatensystem

$\begin{pmatrix} \boldsymbol{n}_{\eta} \\ \boldsymbol{n}_{\xi} \end{pmatrix}$ = normierter Richtungsvektor

Für die in drei Richtungen ermittelten hydraulischen Leitfähigkeiten ergibt sich:

$$\boldsymbol{K}_{V} = \begin{pmatrix} 0 \\ 1 \end{pmatrix}^{T} \cdot \begin{pmatrix} \boldsymbol{K}_{\eta\eta} & \boldsymbol{K}_{\eta\xi} \\ \boldsymbol{K}_{\eta\xi} & \boldsymbol{K}_{\xi\xi} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} 0 \\ 1 \end{pmatrix} = \boldsymbol{K}_{\xi\xi}$$

$$\boldsymbol{K}_{h} = \begin{pmatrix} 1 \\ 0 \end{pmatrix}^{T} \cdot \begin{pmatrix} \boldsymbol{K}_{\eta\eta} & \boldsymbol{K}_{\eta\xi} \\ \boldsymbol{K}_{\eta\xi} & \boldsymbol{K}_{\xi\xi} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} 1 \\ 0 \end{pmatrix} = \boldsymbol{K}_{\eta\eta} \qquad \text{Gl. 3.2}$$

$$\boldsymbol{K}_{d} = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 \\ 1 \end{pmatrix}^{T} \cdot \begin{pmatrix} \boldsymbol{K}_{\eta\eta} & \boldsymbol{K}_{\eta\xi} \\ \boldsymbol{K}_{\eta\xi} & \boldsymbol{K}_{\xi\xi} \end{pmatrix} \cdot \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 \\ 1 \end{pmatrix} = \frac{1}{2} \cdot \boldsymbol{K}_{\eta\eta} + \boldsymbol{K}_{\eta\xi} + \frac{1}{2} \cdot \boldsymbol{K}_{\xi\xi}$$

Im raumfesten Koordinatensystem werden die drei Komponenten des hydraulischen Leitfähigkeitstensors wie folgt berechnet:

$$\boldsymbol{K}_{\eta\eta} = \cos^2\alpha \cdot \sin^2\alpha \cdot \boldsymbol{K}_{22} = \frac{1}{2} \cdot (\boldsymbol{K}_{11} + \boldsymbol{K}_{22}) - \frac{1}{2} \cdot (\boldsymbol{K}_{22} - \boldsymbol{K}_{11}) \cdot \cos 2\alpha$$

$$\boldsymbol{K}_{\xi\xi} = \sin^2\alpha \cdot \boldsymbol{K}_{11} + \cos^2\alpha \cdot \boldsymbol{K}_{22} = \frac{1}{2} \cdot (\boldsymbol{K}_{11} + \boldsymbol{K}_{22}) + \frac{1}{2} \cdot (\boldsymbol{K}_{22} - \boldsymbol{K}_{11}) \cdot \cos 2\alpha \qquad \text{Gl. 3.3}$$

$$\boldsymbol{K}_{\eta\xi} = \cos\alpha \cdot \sin\alpha \cdot (\boldsymbol{K}_{22} - \boldsymbol{K}_{11}) = \frac{1}{2} \cdot (\boldsymbol{K}_{22} - \boldsymbol{K}_{11}) \cdot \sin 2\alpha$$

mit: $\begin{pmatrix} \boldsymbol{K}_{11} & 0 \\ 0 & \boldsymbol{K}_{22} \end{pmatrix} =$ Leitfähigkeitstensor im Hauptsystem

$\begin{pmatrix} \cos\alpha & -\sin\alpha \\ \sin\alpha & \cos\alpha \end{pmatrix} =$ Rotationsmatrix

Die Lösung des Gleichungssystems ist wie folgt:

$$\boldsymbol{K}_{11} = \frac{1}{2} \cdot \left[\boldsymbol{K}_{\eta\eta} + \boldsymbol{K}_{\xi\xi} + \sqrt{\boldsymbol{K}_{\eta\eta}{}^2 - 2 \cdot \boldsymbol{K}_{\eta\eta} \cdot \boldsymbol{K}_{\xi\xi} + \boldsymbol{K}_{\xi\xi}{}^2 + 4 \cdot \boldsymbol{K}_{\eta\xi}{}^2} \right]$$

$$\boldsymbol{K}_{22} = \frac{1}{2} \cdot \left[\boldsymbol{K}_{\eta\eta} + \boldsymbol{K}_{\xi\xi} - \sqrt{\boldsymbol{K}_{\eta\eta}{}^2 - 2 \cdot \boldsymbol{K}_{\eta\eta} \cdot \boldsymbol{K}_{\xi\xi} + \boldsymbol{K}_{\xi\xi}{}^2 + 4 \cdot \boldsymbol{K}_{\eta\xi}{}^2} \right] \qquad \text{Gl. 3.4}$$

$$\cos(2 \cdot \alpha) = \frac{\boldsymbol{K}_{\eta\eta} - \boldsymbol{K}_{\xi\xi}}{\sqrt{\boldsymbol{K}_{\eta\eta}{}^2 - 2 \cdot \boldsymbol{K}_{\eta\eta} \cdot \boldsymbol{K}_{\xi\xi} + \boldsymbol{K}_{\xi\xi}{}^2 + 4 \cdot \boldsymbol{K}_{\eta\xi}{}^2}}$$

$$\sin(2 \cdot \alpha) = \frac{-2 \cdot \boldsymbol{K}_{\eta\xi}}{\sqrt{\boldsymbol{K}_{\eta\eta}{}^2 - 2 \cdot \boldsymbol{K}_{\eta\eta} \cdot \boldsymbol{K}_{\xi\xi} + \boldsymbol{K}_{\xi\xi}{}^2 + 4 \cdot \boldsymbol{K}_{\eta\xi}{}^2}}$$

mit: $\boldsymbol{K}_{11}$ = Hauptachsenwert maximaler Leitfähigkeit

$\boldsymbol{K}_{22}$ = Hauptachsenwert minimaler Leitfähigkeit

Das Gleichungssystem liefert für den Winkel α zwei Lösungen, wobei beide jeweils 2 mögliche Winkel α beinhalten, was im Verlauf der Sinus- und Kosinusfunktion begründet ist, die innerhalb eines Intervalls von 2π an 2 Stellen den gleichen Wert aufweisen. Der richtige Winkel ist der in der Lösung der Gleichung sowohl mit der Sinusfunktion, als auch mit der Kosinusfunktion, vorkommt.

$$\boldsymbol{K}_{11} = \frac{1}{2} \cdot \left[\boldsymbol{K}_h + \boldsymbol{K}_v + \sqrt{2 \cdot \left(\boldsymbol{K}_h{}^2 + \boldsymbol{K}_v{}^2 \right) - 4 \cdot \boldsymbol{K}_d \cdot \left(\boldsymbol{K}_h + \boldsymbol{K}_v - \boldsymbol{K}_d \right)} \right]$$

$$\boldsymbol{K}_{22} = \frac{1}{2} \cdot \left[\boldsymbol{K}_h + \boldsymbol{K}_v - \sqrt{2 \cdot \left(\boldsymbol{K}_h{}^2 + \boldsymbol{K}_v{}^2 \right) - 4 \cdot \boldsymbol{K}_d \cdot \left(\boldsymbol{K}_h + \boldsymbol{K}_v - \boldsymbol{K}_d \right)} \right] \qquad \text{Gl. 3.5}$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \cdot \arccos \left[\frac{\boldsymbol{K}_h - \boldsymbol{K}_v}{\sqrt{2 \cdot \left(\boldsymbol{K}_h{}^2 + \boldsymbol{K}_v{}^2 \right) - 4 \cdot \boldsymbol{K}_d \cdot \left(\boldsymbol{K}_h + \boldsymbol{K}_v - \boldsymbol{K}_d \right)}} \right]$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \cdot \arcsin \left[\frac{\boldsymbol{K}_h + \boldsymbol{K}_v - 2 \cdot \boldsymbol{K}_d}{\sqrt{2 \cdot \left(\boldsymbol{K}_h{}^2 + \boldsymbol{K}_v{}^2 \right) - 4 \cdot \boldsymbol{K}_d \cdot \left(\boldsymbol{K}_h + \boldsymbol{K}_v - \boldsymbol{K}_d \right)}} \right]$$

Werden die Tensorkomponenten durch die Messgrößen ersetzt, dann erhält man die Gl. 3.5 für die Komponenten des hydraulischen Leitfähigkeitstensors im Hauptachsensystem. Eine physikalisch sinnvolle, reelle Lösung existiert nur für:

$$\frac{1}{2}\cdot\left(\boldsymbol{K}_h+\boldsymbol{K}_v\right)+\sqrt{\boldsymbol{K}_h\cdot\boldsymbol{K}_v}\rangle\boldsymbol{K}_d\rangle\frac{1}{2}\cdot\left(\boldsymbol{K}_h+\boldsymbol{K}_v\right)-\sqrt{\boldsymbol{K}_h\cdot\boldsymbol{K}_v} \qquad \text{Gl. 3.6}$$

Wenn K_d außerhalb dieses Intervalls liegt, ist dies auf den Umstand zurückzuführen, dass die Leitfähigkeit für die 3 Raumrichtungen nicht an den selben Bodenproben gemessen wurden und die Heterogenität der Stichprobe zufällig dieses physikalisch nicht mögliche Ergebnis hervorgerufen hat (Tigges, 2000).

Durch ein Ellipsoid lässt sich der hydraulische Leitfähigkeitstensor veranschaulichen, dessen Längs- und Querausdehnung auf der 1. und 2. Hauptachse liegen und dessen Hauptachsensystem um den Winkel α gegenüber dem Messachsensystem rotiert ist (Abb. 3.2).

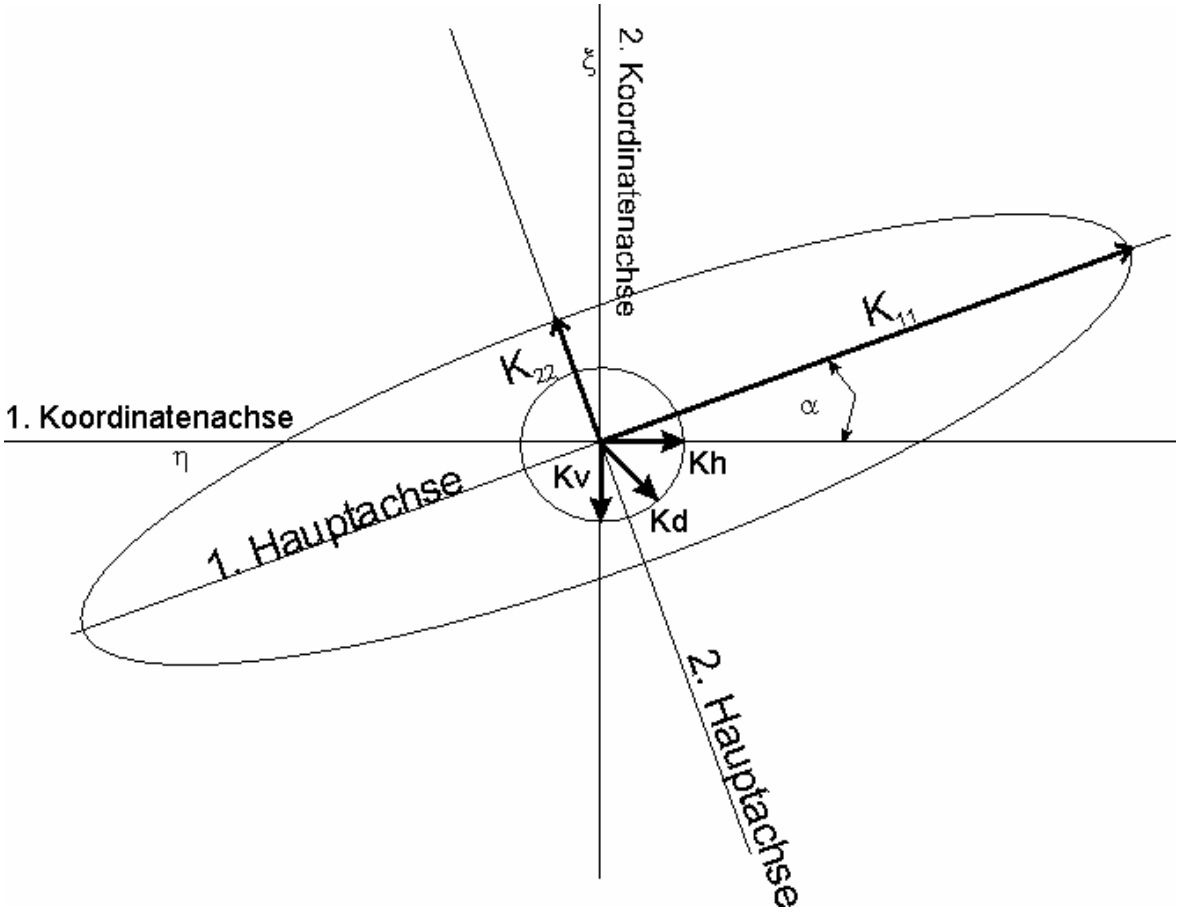
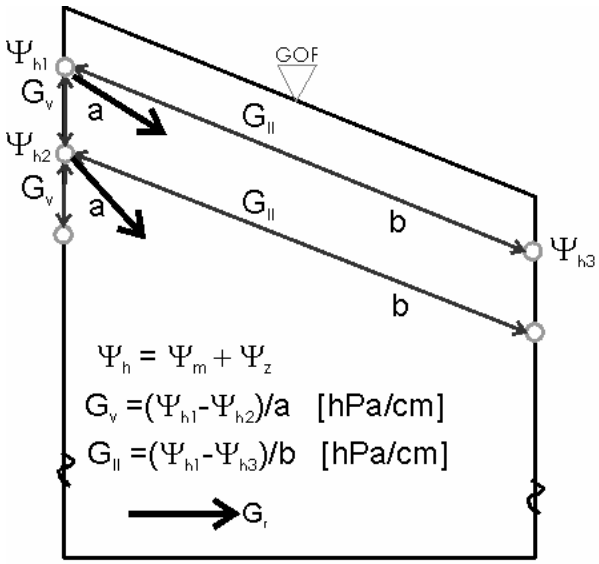


Abb. 3.2: Ellipsoid des hydraulischen Leitfähigkeitstensors (aus Tigges, 2000).

3.2 Ermittlung des hydraulischen Gradienten

Aus im Gelände gemessenen Wasserspannungen kann nun der hydraulische Gradient[1] ermittelt werden. So kann man aus den Matrix- und Gravitationspotentialen zweier Messpunkte gleicher Tiefe und benachbarter Standorte ein oberflächenparalleler hydraulischer Gradient (G_{II}) und aus denen zweier übereinander liegender Messpunkte ein vertikaler hydraulischer Gradient (G_v) berechnen (Abb. 3.3). Nun kann man aus den oberflächenparallelen und vertikalen hydraulischen Gradienten den resultierenden hydraulischen Gradient en (G_r) im Gelände ermitteln.



a, b = Abstand zwischen den Tensiometern (○)
Ψ_h = hydraulisches Potential
G_v = vertikaler hydraulischer Gradient
G_{II} = oberflaechenparalleler hydraulischer Gradient
G_r = resultierender hydraulischer Gradient

Abb. 3.3: Schematische Darstellung der Ermittlung des hydraulischen Gradienten.

3.3 Ermittlung der Flussrate

Der Vektor der Flussrate kann aus dem hydraulischen Leitfähigkeitstensor und dem hydraulischen Gradienten wie folgt berechnet werden:

---

1 Der Gradient des hydraulischen Potentials ist per Definition immer in Richtung zunehmender Potentiale orientiert. Die Flussrate dagegen ist entgegengesetzt. Das wird in der Darcy-Gleichung durch das negative Vorzeichen auf der rechten Seite ausgedrückt. Um ohne Umstände aus der Richtung des hydraulischen Gradienten Rückschlüsse auf die Flussrate ziehen und die Richtung der Flussrate mit der Richtung des hydraulischen Gradienten vergleichen zu können, wurde in der vorliegenden Arbeit jeweils die Richtung des negativen hydraulischen Gradienten angegeben.

$$\begin{pmatrix} q_\eta \\ q_\xi \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} k_{\eta\eta} & k_{\eta\xi} \\ k_{\eta\xi} & k_{\xi\xi} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \frac{\partial \Psi_{h\eta}}{\partial \eta} \\ \frac{\partial \Psi_{h\xi}}{\partial \xi} \end{pmatrix} \qquad \text{Gl. 3.7}$$

Hierbei geht der hydraulische Leitfähigkeitstensor als Funktion der Wasserspannung ein. Die Ermittlung der Flussrate ist in Abb. 3.4 schematisch dargestellt. Es wird deutlich, dass die Flussrate in Richtung der größten Leitfähigkeit um den Winkel β abgelenkt wird.

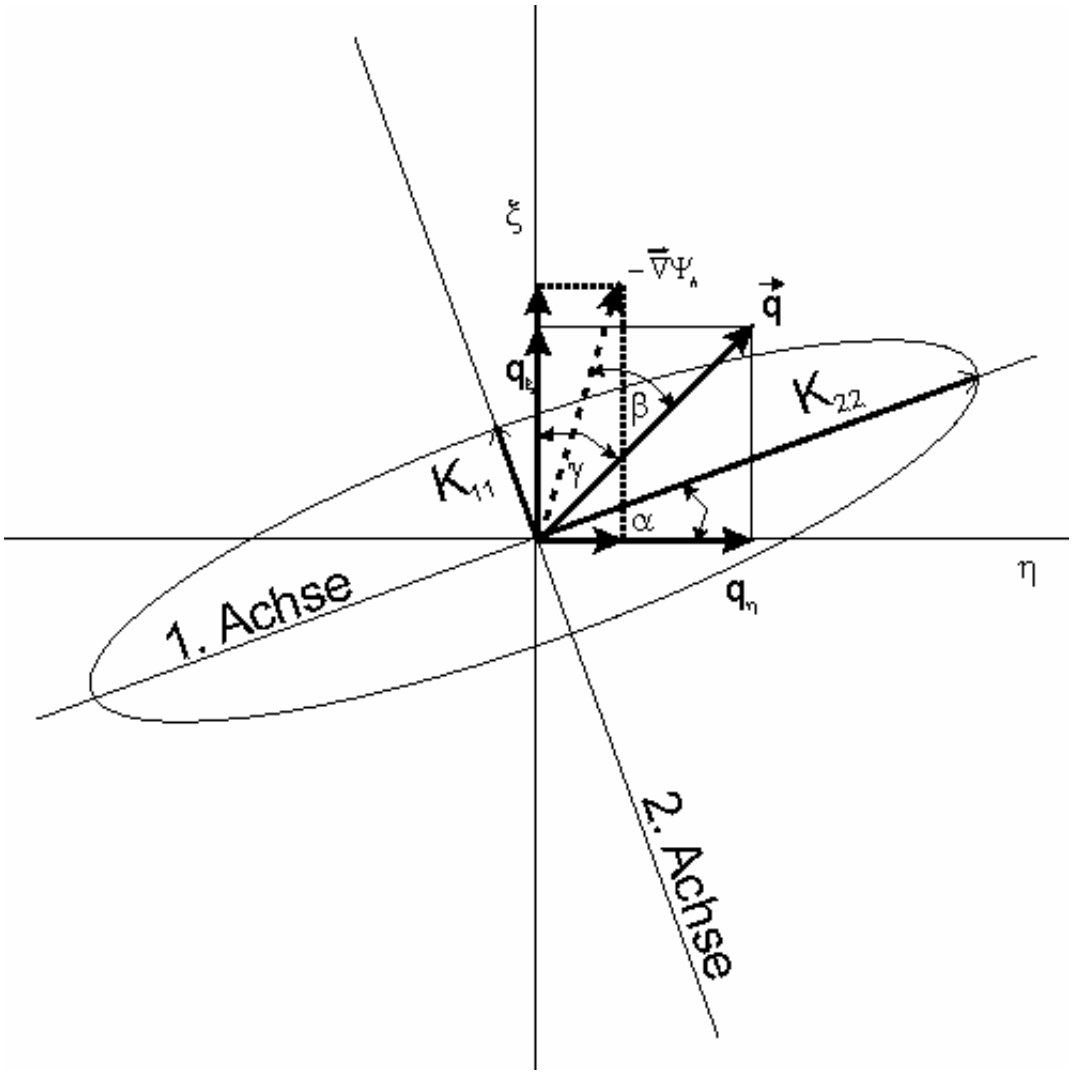


Abb. 3.4: Schematische Darstellung der Ermittlung der resultierenden Flussrate.

3.4 Ermittlung der Fehlerfortpflanzung des hydraulischen Leitfähigkeitstensors

Die Fehlerfortpflanzung des hydraulischen Leitfähigkeitstensors wurde nach Gauß berechnet, um die Aussagekraft der berechneten hydraulischen Leitfähigkeitstensoren zu ermitteln. Dazu wurden die logarithmierten hydraulischen Leitfähigkeiten verwendet, da sie Normalverteilung aufweisen. Es gehen die folgenden Messgrößen:

$$\boldsymbol{K}_v = 10^{pK_v} \qquad \boldsymbol{K}_h = 10^{pK_h} \qquad \boldsymbol{K}_d = 10^{pK_d}$$

mit ihren Standardfehlern:

$$\delta pK_v \qquad \delta pK_h \qquad \delta pK_d$$

in die Berechnung ein. Schreibt man die Gl. 3.5 um und logarithmiert sie, so erhält man:

$$pK_{11} = \log\left[\frac{1}{2}\cdot\left[10^{pK_h} + 10^{pK_v} + \sqrt{2\cdot\left(10^{2\cdot pK_h} + 10^{2\cdot pK_v}\right) - 4\cdot 10^{pK_d}\cdot\left(10^{pK_h} + 10^{pK_v} - 10^{pK_d}\right)}\right]\right]$$

$$pK_{22} = \log\left[\frac{1}{2}\cdot\left[10^{pK_h} + 10^{pK_v} - \sqrt{2\cdot\left(10^{2\cdot pK_h} + 10^{2\cdot pK_v}\right) - 4\cdot 10^{pK_d}\cdot\left(10^{pK_h} + 10^{pK_v} - 10^{pK_d}\right)}\right]\right] \quad \text{Gl. 3.8}$$

$$\alpha = \frac{1}{2}\cdot\arccos\left[\frac{10^{pK_h} - 10^{pK_v}}{\sqrt{2\cdot\left(10^{2\cdot pK_h} + 10^{2\cdot pK_v}\right) - 4\cdot 10^{pK_d}\cdot\left(10^{pK_h} + 10^{pK_v} - 10^{pK_d}\right)}}\right]$$

Die partiellen Abteilungen der logarithmierten Hauptachsenwerte werden nach den logarithmierten Messwerten wie folgt berechnet[1]:

$$\frac{\partial pK_{11}}{\partial pK_v} \;;\; \frac{\partial pK_{11}}{\partial pK_h} \;;\; \frac{\partial pK_{11}}{\partial pK_d}$$

$$\frac{\partial pK_{22}}{\partial pK_v} \;;\; \frac{\partial pK_{22}}{\partial pK_h} \;;\; \frac{\partial pK_{22}}{\partial pK_d} \quad \text{Gl. 3.9}$$

$$\frac{\partial \alpha}{\partial pK_v} \;;\; \frac{\partial \alpha}{\partial pK_h} \;;\; \frac{\partial \alpha}{\partial pK_d}$$

[1] Die Formeln der partiellen Abteilungen sind bei Tigges (2000) ausführlich beschrieben.

Nun lässt sich die Gauß'sche Fehlerfortpflanzung[1] rechnen:

$$\delta pK_{11} = \sqrt{\left(\frac{\partial pK_{11}}{\partial pK_v} \cdot \delta pK_v\right)^2 + \left(\frac{\delta pK_{11}}{\delta pK_h} \cdot \delta pK_h\right)^2 + \left(\frac{\delta pK_{11}}{\delta pK_h} \cdot \delta pK_d\right)^2}$$

$$\delta pK_{22} = \sqrt{\left(\frac{\partial pK_{22}}{\partial pK_v} \cdot \delta pK_v\right)^2 + \left(\frac{\delta pK_{22}}{\delta pK_h} \cdot \delta pK_h\right)^2 + \left(\frac{\delta pK_{22}}{\delta pK_h} \cdot \delta pK_d\right)^2} \qquad \text{Gl. 3.10}$$

$$\delta\alpha = \sqrt{\left(\frac{\partial \alpha}{\partial pK_v} \cdot \delta pK_v\right)^2 + \left(\frac{\delta\alpha}{\delta pK_h} \cdot \delta pK_h\right)^2 + \left(\frac{\delta\alpha}{\delta pK_h} \cdot \delta pK_d\right)^2}$$

Da die Ermittlung des Winkels α 2 algebraisch verschiedenen funktionellen Zusammenhängen erfolgt (Gl. 3.5), sind theoretisch viele Arten der Berechnung möglich, die alle ein unterschiedliches Fehlerfortpflanzungverhalten zeigen (Tigges 2000). Der optimale Fehler des Winkels ist unbekannt, weswegen wird den kleineren Fehler der beiden Rechnungen angeben, da dieser dem optimalen Fehler am nächsten kommt.

[1] Die ausführlichen Gleichungen der Fehlerfortpflanzung sind bei Tigges (2000) zu finden.

4 MATERIAL UND METHODEN

4.1 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet befindet sich auf dem Hof Ritzerau südlich von Lübeck und östlich von Hamburg, im Kreis Herzogtum Lauenburg in Schleswig Holstein im Stormarner Moränengebiet. Die Fläche des Betriebs umfasst ca. 195 ha.

4.2 Klima

Schleswig Holstein weist nach der Klimaklassifikation nach Köppen ein feuchtes – gemäßigtes ozeanisches Klima auf (Weischet, 1988). Das Gut Ritzerau befindet sich in einem durch kontinentales Klima geprägten Keilbereich, der sich in nordwestlicher Richtung durch Schleswig Holstein zieht.

Die durchschnittliche Jahrestemperatur liegt bei ca. 8,5°C. Der Jahresdurchschnittsniederschlag erreicht ca. 750 mm und die potentielle Verdunstungshöhe liegt bei ca. 550 mm.

4.3 Geologie und Geomorphologie

Das Untersuchungsgebiet liegt im Landschaftsraum des Ostholsteinischen Hügel- und Seenlandes (Meynen und Schmidthüsen, 1962) im Bereich der Jungmoränenablagerungen. Die dominierenden glazialen Ablagerungen des Jungmoränengebietes sind Geschiebemergel und Geschiebesande in verschiedenen Mächtigkeiten. Hinze et al. (1989) stellten dar, dass genetisch bedingt das Ausgangsmaterial als schlecht sortiert gilt.

Richter (2005) unterteilte (Abb. 4.1) die „geomorphen Einheiten (GE)“ des Guts Ritzerau nach einem Vorschlag von Schlichting et al. (1995).

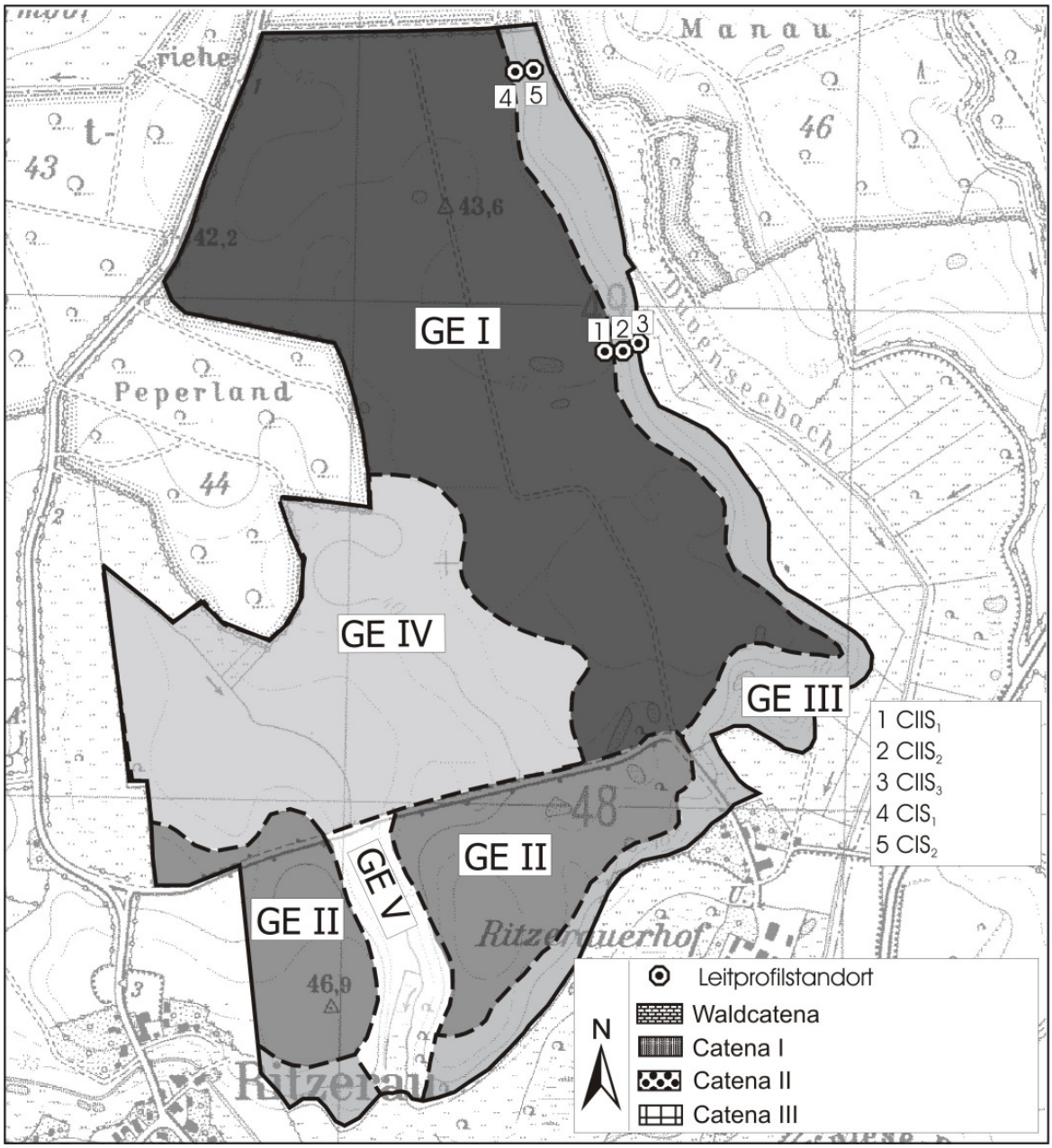


Abb. 4.1: Lage der geomorphen Einheiten (GE) des Untersuchungsgebietes Gut Ritzerau sowie Lage der Leitprofile und Catenen (modifiziert aus Richter, 2005).

Nach den dargestellten „geomorphen Einheiten“ von Richter (2005) befinden sich die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Catenen im Bereich der geomorphen Einheit III (GEIII; Grund-/ Endmoränen – Steilhang eines Tunneltals). Der Hangbereich hat eine Fläche von 35 ha und weist Neigungen zwischen 7° und 15° auf. An den Hängen sind glaziäre und glazigene Sedimente verbreitet, in der Niederung sind kolluviale Hangsande und 2 – 3 m mächtige Torfe akkumuliert worden (Richter, 2005).

4.4 Material

Das Ziel der Untersuchungen ist die Erklärung der Anisotropie von Porenfunktionen und die Berücksichtigung der Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit im Zusammenhang mit dem Wassertransport am Hang. Dafür wurden vier Catenen ausgewählt, die verschiedene hydraulische Eigenschaften aufzubieten haben (Abb. 1.2). In den Catenen I, II, III und der Waldcatena wurden Tensiometermessungen durchgeführt und aus 5 repräsentativen Standorten zweier Catenen wurden gestörte und ungestörte Bodenproben entnommen.

Die Bodentypen[1] der untersuchten Böden im Hangkopf und Mittelhang der Catena II sind Pseudogley-Parabraunerde (SS-LL) und Kolluvisol (YKn) im Hangfuß. Die Catena I weist im Hangkopf eine Pseudogley-Parabraunerde (SS-LL) auf, die im Mittelhang als erodierte Parabraunerde (LLn) bezeichnet wird.

Auf der Catena I wird seit 2001 eine konservierende Bodenbearbeitung durchgeführt. Die Catenen II und III werden konventionell bewirtschaftet und die Waldcatena liegt in einem Buchenbestand.

4.5 Methoden

4.5.1 Labormessungen

4.5.1.1 Probennahme

Um die Anisotropie von Porenfunktionen erfassen zu können, war die Entnahme von möglichst ungestörten und erschütterungsfrei transportierten Bodenproben und die genaue Einstellung des Probeentnahmewinkels notwendig. Aus diesen Gründen kann die Probennahme nicht mit Schlagaufsätzen vorgenommen werden (s.a. Tigges, 2000, Guenther 1991) abgesehen davon, dass mit dem Schlagaufsatz je nach Bodenstabilität der Boden bis ca. 10% an Volumen verlieren kann, kann vor allem mit dem Schlagaufsatz auch der gewünschte Entnahmewinkel schwer eingehalten werden, was aber wiederum für das Ziel dieser Untersuchung von grundlegender Bedeutung war. Die Bestimmung des hydraulischen Leitfähigkeitstensors ist ein hochsensibles Verfahren (Tigges, 2000), das eine genaue Einhaltung des Entnahmewinkels voraussetzt.

[1] Eine ausführliche Beschreibung der Böden, der Geologie und der geomorphen Einheiten des Versuchsgebiets liefert Richter 2005.

Die Stechzylinder für die bestimmten Kenngrößen wurden im April und im November 2003 mit einem modifizierten hydraulischen Entnahmegerät (Abb. 4.2) aus verschiedenen Standorten und Bodenhorizonten in verschiedenen Richtungen (vertikal, diagonal-45° und horizontal) entnommen.

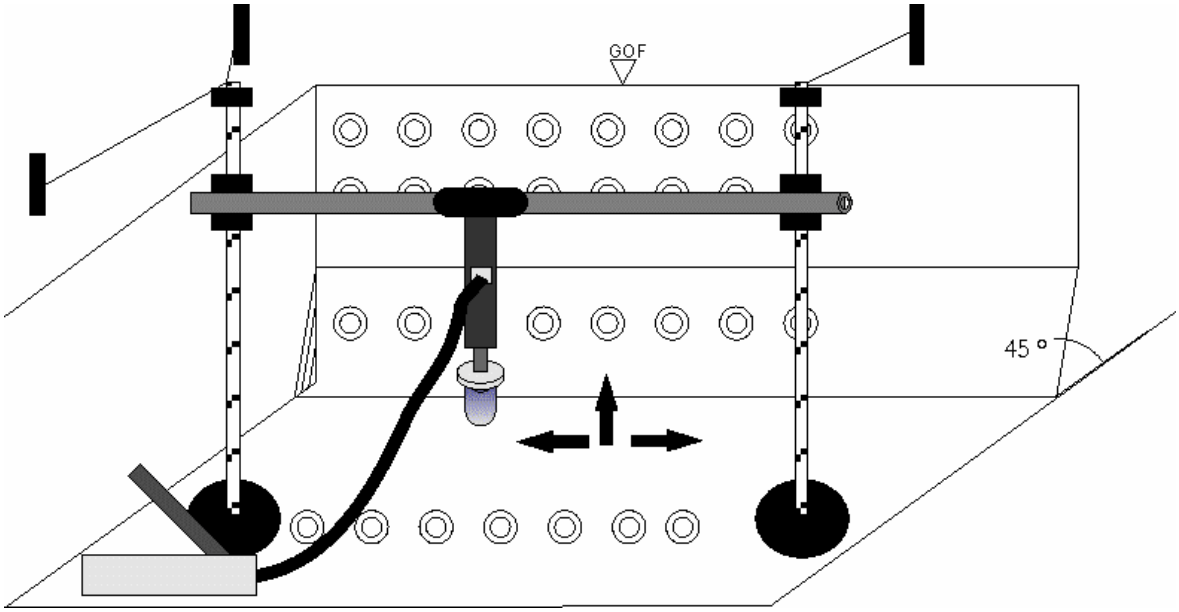


Abb. 4.2: Probenentnahmegerät (nach Guenther, 1991).

Die Tab. 4.1 zeigt die Orientierung und die Eigenschaften der entnommenen Stechzylinder.

Tab. 4.1: Maße und Orientierung der entnommenen Stechzylinder. pF-WG (Wasserspannungskurve), k_f (gesättigte hydraulische Leitfähigkeit), k_u (ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit), k_l (Luftleitfähigkeit), c (Kohäsion), φ (Winkel der inneren Reibung).

Kenngröße	Höhe [cm]	Durchmesser [cm]	Volumen [cm^3]	Orientierung [°]
pF-WG	4	5,6	~ 100	V, D, H
k_f	4	5,6	~ 100	V, D, H
k_u	6	10	~ 470	V, D, H
k_l	4	5,6	~ 100	V, D, H
c, φ	3	10	~ 232	V, H

Die Bodenhorizonte von jeden Standorten, die gemessenen Kenngrößen und die Anzahl von ungestörten Bodenproben aus den entsprechenden Horizonten und Richtungen sind in den folgenden Tabellen dargestellt (Tab. 4.2 und Tab. 4.3).

Tab. 4.2: Bodenhorizonte, gemessene Kenngrößen und Anzahl von Bodenproben (je Richtung) aus dem Standort 1, 2 und 3 der Catena II ($CIIS_1$, $CIIS_2$ und $CIIS_3$). n.b. = nicht bestimmt.

Tiefe [cm]	Horizont	pF-WG	k_f	k_u	k_l	c, φ
$CIIS_1$	Hangkopf - pseudovergleyte Parabraunerde (SS-LL)					
0-30	Ap	4	9	n.b.	n.b.	n.b.
30-40	App	4	9	n.b.	n.b.	n.b.
40-80	SwAl	4	9	n.b.	n.b.	n.b.
80-100	SdBt	4	9	n.b.	n.b.	n.b.
100-120	Bt	4	9	n.b.	n.b.	n.b.
>120	SBv	4	9	n.b.	n.b.	n.b.
$CIIS_2$	Mittelhang - pseudovergleyte Parabraunerde (SS-LL)					
0-25	Ap	4[1]	10	3	4	10
25-35	App	4	10	3	4	10
35-50	SwAl	4	10	3	4	10
50-80	SdBt	4	10	3	4	10
80-100	SBv	4	10	n.b.	4	10
>100	Bt	3	10	n.b.	3	10
$CIIS_3$	Hangfuß - Kolluvisol (YKn)					
0-30	Ap	4	7	3	n.b.	n.b.
30-35	App	4	7	3	n.b.	n.b.
35-45	M1	4	7	3	n.b.	n.b.
45-75	M2	4	7	3	n.b.	n.b.

[1] Die Schrumpfung des Bodens wurde in allen Tiefen und Richtungen an den Proben des $CIIS_2$ - Profils erfasst.

Tab. 4.3: Bodenhorizonte, gemessene Kenngrößen und Anzahl von Bodenproben (je Richtung) aus dem Standort 1 und 2 der Catena I (CIS_1 und CIS_2). n.b. = nicht bestimmt.

Tiefe [cm]	Horizont	pF-WG	k_f	k_u	k_l	c, φ
CIS_1	Hangkopf - pseudovergleyte Parabraunerde (SS-LL)					
0-30	Ap	4[1]	10	3	4	10
30-40	App	4	10	n.b.	4	10
40-70	SwAl	4	10	n.b.	4	10
70-90	SdBt	4	10	n.b	4	10
90-120	SBv	4	10	n.b	4	10
CIS_2	Mittelhang - erodierte Parabraunerde (LLn)					
0-30	Ap	4	10	n.b.	4	10
30-40	App	4	10	n.b.	4	10
40-80	Bt	4	10	n.b.	4	10

Nach der Probenentnahme und Bodennachbearbeitung im Feld wurden die Proben in Kunststoffdosen luftdicht verpackt und in Holzkästen transportiert.

4.5.1.2 Bestimmung der Korngrößenverteilung

Die horizontweise entnommenen gestörten Bodenproben wurden an der Luft getrocknet und auf <2mm gesiebt. Der Feinerdeanteil wurde anschließend mit Pyrophosphat behandelt, die organische Substanz wurde mit H_20_2 zerstört, um eine vollständige Dispergierung der Proben zu erreichen.

Durch Siebung wurden die Fraktionen kleiner als 630, 200 und 100 µm bestimmt, während die Fraktionen <63µm mit Hilfe der Sedimentationsmethode bestimmt wurden (mehr Details sind bei Hartge und Horn, 1989 zu finden).

4.5.1.3 Bestimmung der Wasserspannungskurve

Zur Bestimmung der pF-WG Kurve wurden die Wassergehalte der ungestörten Bodenproben bei verschiedenen Entwässerungsstufen ermittelt. Vor Entwässerung wurden die Proben durch Kapillaraufstieg gesättigt, damit möglichst

[1] Die Schrumpfung des Bodens wurde in allen Tiefen und Richtungen der CIS_1 erfasst.

keine Luft in den Bodenproben eingeschlossen ist. Die Entwässerung zwischen -10 bis -30 hPa erfolgte auf sandgefüllten Wannen. Ab -60 bis -500 hPa wurden die Stechzylinderproben auf keramischen Platten entwässert, an denen definierte Unterdrücke angelegt wurden. Bei allen Unterdruckstufen wurde der gravimetrische Wassergehalt bestimmt. Nach der letzten Entwässerungsstufe wurden die Proben wieder gesättigt und k_f gemessen. Nach der kf – Messung wurden die Proben bei 105 °C im Trockenschrank für ca. 16 Stunden getrocknet. Aus dem trockenen Zustand wurde die Lagerungsdichte bestimmt und daraus der volumetrische Wassergehalt für jede Wasserspannungsstufe berechnet. Zur Bestimmung des Wassergehaltes bei -15000 hPa wurde die Überdruckmethode verwendet (Hartge und Horn, 1989).

Die pF-WG Beziehung (o. a. Wasserspannungskurve) wurde durch die Gleichung von van Genuchten mit Hilfe der RETC Software (van Genuchten et al, 1991) angepasst und die entsprechenden Parameter θ_S, θ_R, α und n bestimmt:

$$\theta(\Psi_m) = \theta_R + \frac{\theta_S + \theta_R}{\left[1 + (\alpha \cdot \Psi_m)^n\right]^m} \qquad \text{Gl. 4.1}$$

mit:

θ = Wassergehalt [$cm^3 \cdot cm^{-3}$]

Ψ_m = Wasserspannung [hPa]

θ_S = Wassergehalt bei Sättigung [$cm^3 \cdot cm^{-3}$]

θ_R = Restwassergehalt [$cm^3 \cdot cm^{-3}$]

α, n, m = empirische Parameter zur Beschreibung des Kurvenverlaufes

Die parametrisierte Kurven wurden für die Modellierung des Wassertransportes verwendet. Das luftgefüllte Porenvolumen wurde bestimmt als Differenz zwischen dem gesamten Porenvolumen (d.F-. Wert = 2,63 $g \cdot cm^{-3}$) und dem gemessenen Wassergehalt bei jeder Wasserspannungsstufe.

4.5.1.4 Bestimmung der Schrumpfung

Zur Feststellung einer möglichen Richtungsabhängigkeit des Schrumpfungsverhaltens des Bodens wurde die Schrumpfung an den entnommenen Bodenproben bei den Standorten $CIIS_2$ und CIS_1 gemessen.

Zur Erfassung der senkrechten Schrumpfung wurde bei der Bestimmung der pF-WG Kurve die tatsächliche Höhe des Bodens gemessen. Die Berücksichtigung der Schrumpfung des Bodens ermöglicht die Korrektur des volumetrischen Wassergehaltes für jede Wasserspannungsstufe. Zur Messung der Höhe des Bodens wurde mit einer Schieblehre an 9 festen Punkten der Bodenprobe (8 am Rand und 1 in der Mitte) die tatsächliche Höhe gemessen (Abb. 4.3).

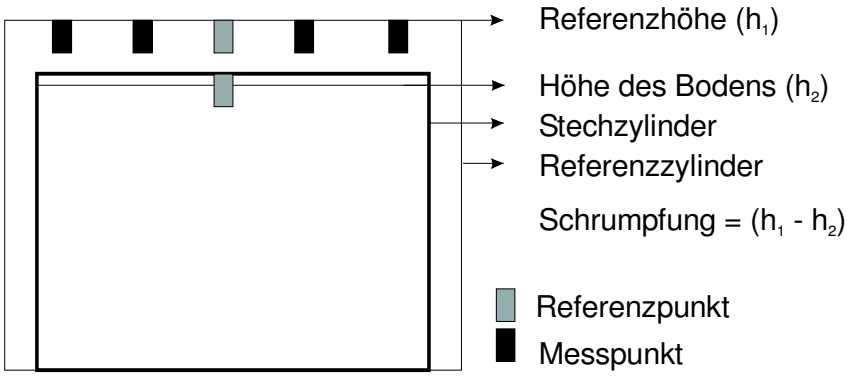


Abb. 4.3: Schematische Darstellung der Messung der Schrumpfung des Bodens.

4.5.1.5 Erfassung der Luftleitfähigkeit und Luftpermeabilität

Die Luftleitfähigkeit wurde zusammen mit der Bestimmung der pF-WG Kurve für die Entwässerungsstufen: -60, -150, -300, -500 hPa (Bodenproben aus CIS_1 und CIS_2 auch bei -600 hPa) ermittelt. Die verwendete Methode wurde bei Peth (2004) ausführlich beschrieben.

Die Berechnung der Leitfähigkeit erfolgt nach Gl. 4.2:

$$k_l = \rho_l \cdot g \cdot \left(\frac{\Delta V \cdot l}{\Delta t \cdot \Delta p \cdot A} \right) \qquad \text{Gl. 4.2}$$

Hierbei ist:

k_l = die Luftleitfähigkeit [$cm \cdot s^{-1}$]

ρ_l = die Dichte der Luft [$kg \cdot m^{-3}$]

g = die Erdbeschleunigung [$m \cdot s^{-2}$]

ΔV = das Volumen von Luft [m^3], das in Δt durch die Probe strömt

Δt = die Zeitspanne [s]

l = die Länge der durchströmten Probe [m]

Δp = der eingestellte Strömungsdruck [1 cm]

A = die Querschnittfläche der Bodenprobe [m^2]

Da die Dichte der Luft von Luftdruck- und -Temperaturschwankungen abhängt, wurden die Luftdichteänderungen nach der folgenden Gleichung korrigiert:

$$\rho_l = \rho_n \cdot \left(\frac{T_n \cdot p}{p_n \cdot T} \right) \qquad \text{Gl. 4.3}$$

Hierbei ist:

ρ_n = die Dichte der Luft [kg·m^{-3}] unter Standardbedingungen (1013 mbar; 273,15 °K)

p = der Luftdruck [mbar] während der Messung

T = Raumtemperatur [°C] während der Messung

Zur Bestimmung der Luftpermeabilität wurde die folgende Gleichung verwendet:

$$k_a = k_l \cdot \frac{\eta}{\rho_l \cdot g} \qquad \text{Gl. 4.4}$$

dabei ist:

k_a = die Luftpermeabilität [cm^2]

k_l = die Luftleitfähigkeit [cm·s^{-1}]

η = die Viskosität der Luft [g·s^{-1}·cm^{-1}]

ρ_l = die Dichte der Luft [kg·m^{-3}]

g = die Erdbeschleunigung [m·s^{-2}]

Da die Luftleitfähigkeit keine Normalverteilung aufweist, wurden die kl-Werte geometrisch gemittelt.

4.5.1.6 Erfassung der Wasserleitfähigkeit

4.5.1.6.1 Gesättigte Wasserleitfähigkeit

Die Messung der gesättigten Wasserleitfähigkeit wurde mit Hilfe eines Haubenpermeameters nach Hartge (1966) (zitiert in Hartge und Horn, 1989) unter instationären Bedingungen gemessen. Die Proben wurden in eine Wanne gestellt und von unten kapillar aufgesättigt. Nach vollständiger Sättigung wurden sie mit Wasser bis zu einer festgelegten Höhe überstaut. Danach wurden mit der Haube

drei Parallelmessungen für jede Probe durchgeführt. Für die Berechnung der gesättigten Leitfähigkeit unter instationären Bedingungen wurde die umgeformte Formel von Darcy benutzt:

$$k_f = \frac{f \cdot l}{t \cdot F} \cdot \ln \frac{h_0}{h_1} \qquad \text{Gl. 4.5}$$

Hierbei ist:

k_f = die gesättigte Wasserleitfähigkeit [$cm \cdot s^{-1}$]
f = der Querschnitt des Standrohres [cm^2]
l = die Länge der Fließstrecke [cm]
F = die Fläche des Stechzylinders [cm^2]
h_o h_1 = die Druckhöhe zu Beginn und am Ende der Messung [cm]
t = die Zeit [s] zwischen ho und h1

Da die Wasserleitfähigkeit keine Normalverteilung aufweist, wurden die kf-Werte geometrisch gemittelt.

4.5.1.6.2 Ungesättigte Wasserleitfähigkeit

Zur Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit wurde eine Variante der Evaporationsmethode verwendet, die bei Plagge (1991) beschrieben ist.

Die Proben wurden auf einer Metallplatte aufgesetzt wie in Abb. 4.4 zu sehen ist. Die O-Ring Dichtung ermöglicht die Vermeidung von Verdunstung und Wasseraustritt an der Probe.

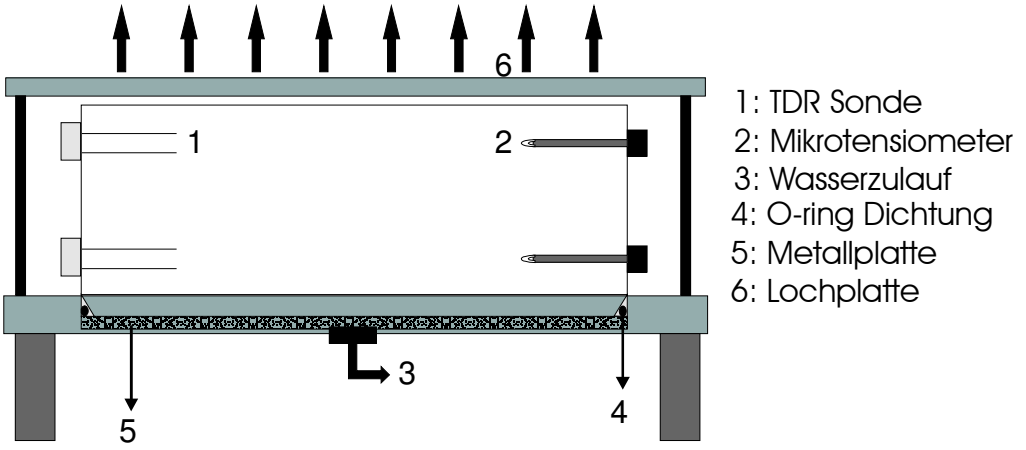


Abb. 4.4: Schematische Darstellung der Messung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit (Pfeile zeigen die Richtung des Flusses).

Die feldfeuchten Bodenproben wurden in den Einzelplätzen eingebaut, zur Vermeidung von Verdunstung und zum Schutz wurden sie erst mal mit einer Folie abgedeckt. Danach wurden die TDR-Sonden[1] und Mikrotensiometer installiert. Die Tensiometer wurden mit Kaolinit eingeschlämmt, um einen guten Bodenkontakt zu gewährleisten. Vor Beginn der Messung wurden die Proben über einen Wasserzulauf kapillar aufgesättigt. Während der Verdunstungsmessung entwickelt sich durch Evaporation aus der Bodenprobe ein oben gerichteter Wasserfluss, der die Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit bei instationären Bedingungen ermöglicht. Die Verdunstung konnte durch verschiedene Lochplatten und einen Ventilator kontrolliert werden. Die zeitliche Änderung des Wassergehaltes und der Wasserspannung wurden mit TDR und Mikrotensiometer in zwei Tiefen registriert.

Die ungesättigte Wasserleitfähigkeit errechnet sich nach einer umgeformten Darcy – Gleichung (Becher, 1970):

$$k(\Psi_m) = \frac{l}{t_1 - t_2} \cdot \frac{\overline{\Delta\Theta}}{\overline{grad\Psi_h}} \qquad \text{Gl. 4.6}$$

[1] Time Domain Reflectometry. Methode zur direkten Bestimmung des volumetrischen Wassergehaltes.

mit:

$k(\Psi_m)$ = die ungesättigte Wasserleitfähigkeit [cm·s^{-1}]

Ψ_m = die Wasserspannung [hPa]

l = die Fließstrecke [cm]

t_1-t_2 = die Zeitspanne zwischen zwei Zeitpunkten [s]

$\overline{\Delta\Theta}$ = die Wassergehaltsänderung zwischen zwei Zeitpunkten [cm^3·cm^{-3}]

$\overline{grad\Psi_h}$ = der mittlere hydraulische Gradient zwischen zwei Zeitpunkten [hPa·cm^{-1}]

Die gemessenen ungesättigten Wasserleitfähigkeiten bei verschiedenen Wasserspannungen wurden mit Hilfe des van Genuchten und Mualem Modell mit der Software RETC (van Genuchten et al, 1991) angepasst.

$$k(\Psi_m) = k_f \cdot \frac{\left[1-(\alpha\cdot h)^{n-1}\cdot\left(1+(\alpha\cdot h)^n\right)^{-m}\right]^2}{\left[1+(\alpha\cdot h)^n\right]^{m/2}} \qquad \text{Gl. 4.7}$$

mit:

$k(\Psi_m)$ = die ungesättigte Wasserleitfähigkeit [cm s^{-1}]

Ψ_m = die Wasserspannung [hPa]

k_f = die gesättigte Wasserleitfähigkeit [cm s^{-1}]

α, n, m = die van Genuchten Parameter der pF-WG Kurve

4.5.1.7 Bestimmung der Scherparameter

Die horizontweise entnommenen ungestörten Bodenproben wurden zuerst gesättigt und anschließend auf -60 hPa vorentwässert. Vor und nach der Scherung wurden die Proben gewogen, um die auflastabhängigen Wasserverluste durch Dränung zu quantifizieren. Die Scherparameter, Winkel der inneren Reibung (φ) und Kohäsion (c), wurden bestimmt (Kézdi, 1969).

Da das Ziel dieses Versuches auch die Feststellung von Anisotropie in Scherparametern war, wurden ca. 10 Belastungsstufen gewählt, die theoretisch ober- und unterhalb der Vorbelastung der Bodenhorizonte lagen. Die Idee damit

war die Unterscheidung zwischen struktur- und texturbedingter φ und c. Die Proben wurden im direkten Scherversuch im Kastenschergerät unter drainierten Bedingungen bei einer Schergeschwindigkeit von 0,02 mm·min^{-1}abgeschert. Die Änderung der Wasserspannung während des Versuches wurde anhand von eingebauten Druckaufnehmer – Tensiometern aufgezeichnet. Vor den Versuchen wurde auf die Einstellung eines Wasserspannungsgleichgewichts zwischen Boden und Tensiometer gewartet. (weitere Informationen zu dem verwendeten Schergerät sind bei Baumgartl 1991 beschrieben).

4.5.2 Feldmessungen

4.5.2.1 Ermittlung der hydraulischen Potentialverläufe am Hang

Anhand von Tensiometern, die an drei Standorten von vier Catenen eingebaut wurden, wurden die Matrixpotentiale in verschiedenen Tiefen in Abhängigkeit von der Zeit gemessen (Abb. 4.5).

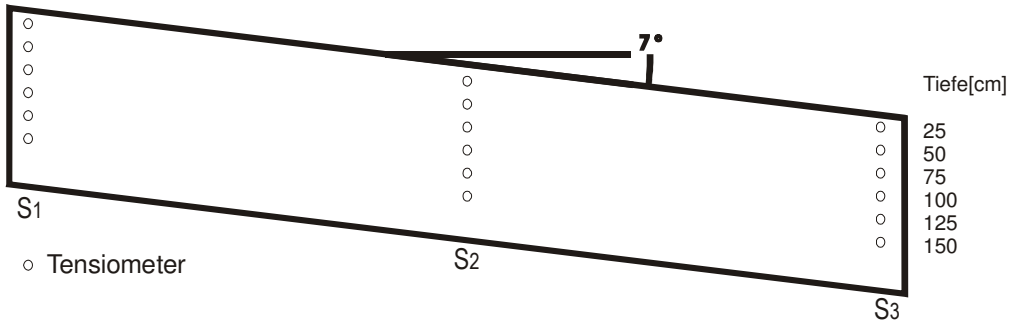


Abb. 4.5: Beispiel der Verteilung der Tensiometer am Hang (S_1, S_2 und S_3: Standort 1, 2 und 3).

Im Jahr 2002 wurden auf der Catena I drei Standorte in Richtung des Gefälles mit je 3 Tensiometern in jeweils 6 Tiefen (25, 50, 75, 100, 125 und 150 cm, zusätzlich wurden ab 2003 noch welche in 15 cm Tiefe eingebaut) angeordnet. Außerdem wurden im Jahr 2002 auf den Catenen II, III und Waldcatena, wie auf der Catena I, weitere 3 Standorte in Richtung des Gefälles eingerichtet. Die Wasserspannungsmessung erfolgte von April bis Dezember 2002 und von März bis Oktober 2003 im Abstand von 3 oder 4 Tagen. Zusätzlich wurden 6 selbstregistrierende Tensiometerstationen an 3 Standorten der Catena II installiert. 2 Stationen mit jeweils 5 Tensiometern (T4) wurden an jeden Standorten eingebaut. Die Messungen erfolgten alle 10 Minuten. Die Tab. 4.4 stellt einige Eigenschaften jeder Catena dar.

Tab. 4.4: Eigenschaften der Catenen (A: Abstand; S: Standort).

Catena	A: $S_1 – S_2$ [m]	A: $S_2 – S_3$ [m]	Hangwinkel [°]	Anbau 2002	Anbau 2003
I	40	46	8	Weizen/Klee	Weizen/Klee
II	28	28	7	Weizen	Gerste
III	15	18	11	Raps	Gerste
Waldcatena	35	20	10	Buchen	Buchen

4.5.2.2 Niederschlagsmessung und Ermittlung der Verdunstung

Anhand von Regenmessern wurden die Niederschläge an jedem Standort alle 3 bzw. 4 Tage gemessen. Die Berechnung der Verdunstung für Weizen während 2002 an der Catena II wurde nach dem Verfahren der Gras – Referenzverdunstung nach Allen durchgeführt (DVWK, 1996):

$$ET_0 = \frac{s}{s + \gamma \cdot (1 + 0{,}34 + v_2)} \cdot \left(\frac{R_n}{L} + \left(\frac{e_s(T)}{s} \cdot \frac{\gamma + 3{,}75}{T + 273} \right) \cdot t \cdot v_2 \left(1 - \frac{U}{100} \right) \right) \qquad \text{Gl. 4.8}$$

mit:

ET_0 = die Grasreferenzverdunstung [$mm \cdot d^{-1}$]

s = die Steigung der Sättingungsdampfdruckkurve [$hPa \cdot k^{-1}$]

γ = die Psychrometerkonstante [$hPa \cdot K^{-1}$]

Rn = die Strahlungsbilanz [$J \cdot cm^{-2}$]

L = die spezielle Verdunstungswärme [$(J \cdot cm^{-2}) \cdot mm^{-1}$]

e_s = der Sättigungsdampfdruck [hPa]

t = die Zeit [Tag]

v_2 = die Windgeschwindigkeit [$m \cdot s^{-1}$]

U = die relative Luftfeuchtigkeit [%]

Dieses Verfahren ist eine Anwendung der Penman – Monteith – Beziehung, die von Allen et al. (1994) entwickelt wurde und die vom Wasserdargebot sowie von Pflanzenbestand und Pflanzenentwicklung unabhängig ist. Die Methode wird international als FAO – Standard empfohlen und gilt bei einem über das ganze Jahr einheitlichen Grasbestand von 0,12 m Höhe bei fehlendem Wasserstress.

Die Pflanzenbedeckung kann durch spezielle Bestandeskoeffizienten (k_c) berücksichtigt werden. Diese Koeffizienten sind je nach Entwicklungsphase des Bestandes unterschiedlich und liegen zwischen 0,5 und 1,5. Die Berechnung erfolgt nach:

$$E_{Bestand} = ET_o \cdot k_c \qquad \text{Gl. 4.9}$$

mit:

$E_{Bestand}$ = die Bestandesverdunstung [mm·d^{-1}]

ET_o = die Grasreferenzverdunstung [mm·d^{-1}]

k_c = der Bestandeskoeffizient [-]

Die benötigten Klimadaten wurden von der nächsten Wetterstation des DWD geliefert. Die entsprechenden Bestandeskoeffizienten für Weizen wurden aus DVWK (1996) genommen.

4.5.2.3 Modellierung mit Hydrus 2D

Die Modellierung des Wassertransportes an der Catena II wurde mit Hilfe der Software Hydrus 2D (Šimůnek et al, 2003) gemacht. Um die Auswirkung der Anisotropie auf die Wasserbewegung am Hang zu dokumentieren, wurde die Simulation mit- und ohne Berücksichtigung der Anisotropie der gesättigten Wasserleitfähigkeit durchgeführt. Die Simulation des Wasserflusses und Pflanzenwasseraufnahme erfolgte von Oktober 2001 bis Ende Dezember 2002 (450 Tage).

4.5.2.3.1 Modellgeometrie und FEM Gitter

Abb. 4.6 stellt die Modellgeometrie der Catena II dar, die in der Simulation einer Hanglänge von 30 m, einer Hangneigung von 7° und einer Bodentiefe von 2 m entspricht.

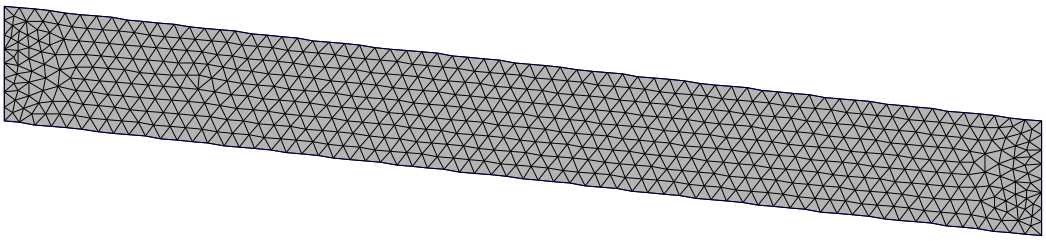


Abb. 4.6: Finite Elemente Gitter für die Modellierung des Wassertransportes am Hang.

4.5.2.3.2 Randbedingungen der Modellierung

Mit den gewählten Randbedingungen wurde versucht, die Situation im Gelände so nahe wie möglich zu repräsentieren.

- Oben: atmosphärische Bedingungen (Niederschlag und Evapotranspiration).
- Links: kein Fluss
- Rechts: Versickerungsfront (Seepage Face)
- Unten: Grundwasserspiegel (d.h. konstante Wasserspannung bei 0 hPa)

Die Abb. 4.7 stellt die atmosphärischen Bedingungen zwischen Oktober 2002 und Dezember 2003 dar.

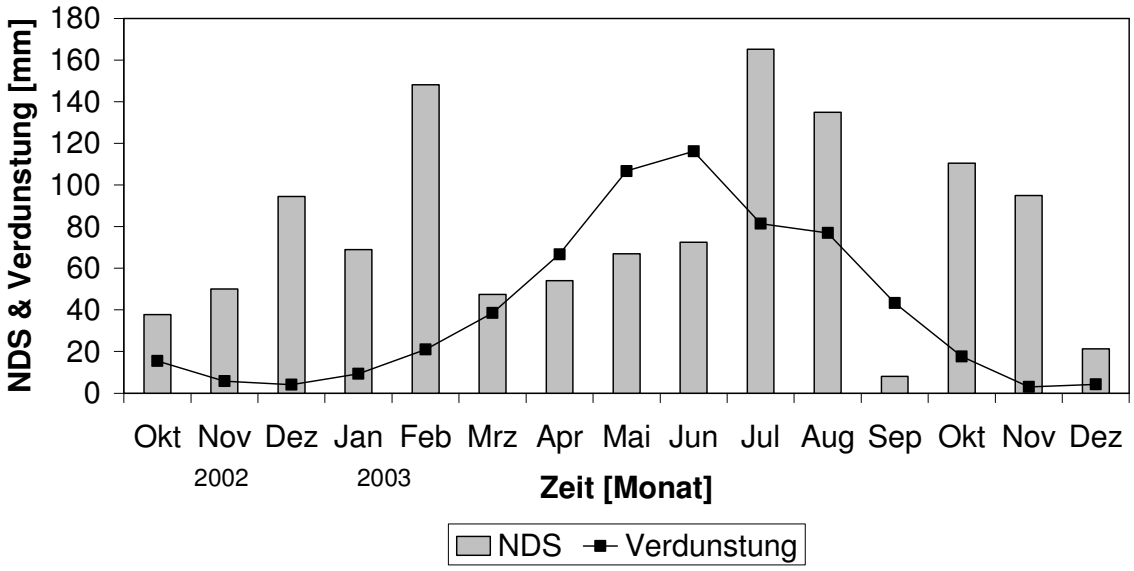


Abb. 4.7: Niederschlag und Verdunstung an der Catena II im Zeitraum von Okt. 2001 bis Dez. 2002.

4.5.2.3.3 Hydraulische Eigenschaften

Abb. 4.8 stellt die Verteilung von Bodenhorizonten in der Catena II dar. Für alle Horizonte (insgesamt 9) wurden die schon angepassten van Genuchten Parameter (van Genuchten, 1980) und kf-Werte für die Standorte 1 und 3 ($CIIS_1$ und $CIIS_3$) verwendet.

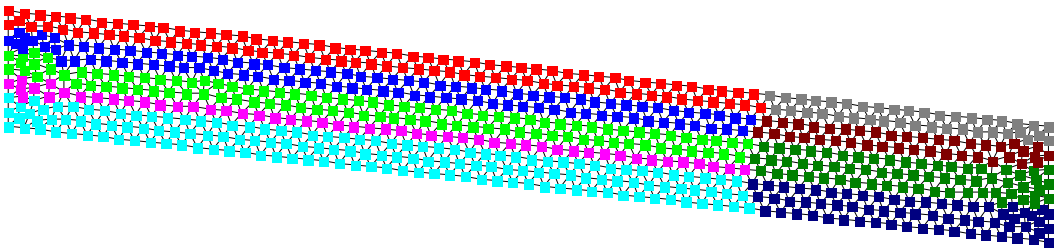


Abb. 4.8: Verteilung von Bodenhorizonten in der Catena II.

Um die Anisotropie der gesättigten Wasserleitfähigkeit zu berücksichtigen, wurden die kf-Werte in dem Modell verwendet, die an den vertikalen und horizontalen entnommenen Bodenproben gemessen wurden (mehr Details sind bei Rassam et al., 2003 zu finden).

Als Anfangsbedingung der Modellierung wurde die Annahme getroffen, dass der Boden in nahezu gesättigten Zustand (-60 hPa) war.

5 ERGEBNISSE

5.1 Labormessungen

5.1.1 Korngrößenverteilung der untersuchten Böden

Die Tab. 5.1 und Tab. 5.2 stellen die Korngrößenverteilung und Gefüge der untersuchten Böden bei Standort 1, 2 und 3 der Catena II (ab jetzt $CIIS_1$, $CIIS_2$ und $CIIS_3$) und bei Standort 1 und 2 der Catena I (ab jetzt CIS_1 und CIS_2) dar.

Tab. 5.1: Korngrößenverteilung und Gefüge der untersuchten Böden in der Catena II. (Tiefe: Oberkante der beprobten Tiefe; Gefügebezeichnung nach AG Boden (1994)).

Standort	Gefüge	Tiefe	Sand			Schluff			Ton
Horizont			gS	mS	fS	gU	mU	fU	
		[cm]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
$CIIS_1$	**Bodentyp: pseudovergleyte Parabraunerde (SS-LL), Hangkopf**								
Ap	sub	15	4,1	39,9	28,7	14,6	4,8	2,7	5,1
App	pla	30	5,7	38,0	30,0	12,3	5,2	3,2	5,5
SwAl	ein-sub	50	5,4	38,9	27,8	8,4	11,5	4,5	3,5
SdBt	sub	80	3,8	23,4	30,0	15,3	11,4	4,7	11,4
Bt	pol-sub	100	1,4	6,5	13,9	23,5	20,6	11,6	22,4
SBv	sub	>120	25,6	46,7	21,2	2,9	1,0	0,1	2,3
$CIIS_2$	**Bodentyp: pseudovergleyte Parabraunerde (SS-LL), Mittelhang**								
Ap	sub	15	6,5	29,0	29,8	16,5	6,6	4,2	7,4
App	pla	25	6,5	29,0	29,8	16,5	6,6	4,2	7,4
SwAl	sub	35	7,3	32,8	31,0	14,3	7,6	2,6	4,3
SdBt	sub	50	3,8	25,2	22,1	18,1	11,9	8,6	20,4
SBv	sub	80	5,5	34,5	29,4	14,1	6,2	2,1	8,1
Bt	pol-sub	>100	3,2	10,8	17,6	19,7	14,9	11,0	22,9
$CIIS_3$	**Bodentyp: Kolluvisol (YKn), Hangfuß[1]**								
Ap	sub	15	5,6	37,3	30,3	16,7	4,2	2,5	3,6
App	pla	30	4,5	36,6	32,7	15,5	5,8	1,4	3,4
M1	sub	40	4,8	34,8	33,5	15,7	5,1	2,5	3,4
M2	sub	70	4,8	37,2	30,5	17,5	4,7	2,7	2,6
SwBv	sub	>90	4,9	42,7	27,1	14,7	5,5	2,8	2,1

[1] Eine ausführliche Beschreibung von $CIIS_3$ ist auch bei Richter (2005) zu finden.

Tab. 5.2: Korngrößenverteilung und Gefüge der untersuchten Böden in der Catena I. (Tiefe: Oberkante der beprobten Tiefe). Bestimmung von Bodenhorizonten nach Richter (2005).

Standort	Gefüge	Tiefe	Sand			Schluff			Ton
Horizont			gS	mS	fS	gU	mU	fU	
		[cm]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
CIS_1	**Hangkopf, Bodentyp: pseudovergleyte Parabraunerde (SS-LL)**								
Ap	pla	15	4,1	31,1	27,9	14,4	7,9	4,9	9,7
App	pla	30	3,8	33,4	28,2	14,1	7,2	4,4	8,9
SwAl	ein-sub	40	2,7	50,2	29,5	5,3	3,9	2,3	6,1
SdBt	pol-sub	70	3,4	28,8	28,1	12,6	8,8	5,5	12,8
SBv	pol-sub	90	3,4	23,7	26,9	14,8	10,7	5,9	14,6
CIS_2	**Mittelhang, Bodentyp: erodierte Parabraunerde (LLn)**								
Ap	sub	15	2,7	23,9	27,1	16,6	10,3	5,7	13,7
App	pla	30	3,5	27,1	27,2	15,6	9,1	5,9	11,6
Bt	pol	40	3,3	18,3	27,4	14,4	8,2	8,5	19,9
Bt	pol	70	2,9	13,4	24,6	15,7	14,1	9,4	19,9
SCv1	pri-koh	90	2,5	15,5	26,1	14,7	12,9	9,1	19,2

Zwischen den Substraten von Pflughorizonten (Ap) und Pflugsohlen (App) sind an allen Standorten keine eindeutigen Unterschiede (Tab. 5.1 und Tab. 5.2) zu erkennen. Das entsprechende Substrat entspricht für den Ap- und den App-Horizont in $CIIS_1$ einem schwach lehmigen Sand (Sl2), während es bei $CIIS_2$ als mittel schluffiger Sand (Su3) und in $CIIS_3$ als schwach schluffiger Sand (Su2) anzusprechen ist. In $CIIS_1$ und $CIIS_2$ weist die pseudovergleyte Parabraunerde unter dem App-Horizont einen Al-Horizont (schwach schluffiger Sand) auf, welcher aufgrund des unterliegenden Bt-Horizontes Merkmale von Stauwasser (Rostflecken) aufzeigt. Der Kolluvisol weist keine eindeutigen Substratunterschiede im gesamten Profil auf.

Im Allgemeinen weisen die Substrate in der Catena I einen höheren Ton- und Schluffgehalt auf (Ap- und App-Horizont bei CIS_1 mittel lehmiger Sand und bei CIS_2 stark lehmiger Sand) im Vergleich zu den entsprechenden Ap- und App-Horizonten in der Catena II. Im Mittelhang (CIS_2) und im Gegensatz zu $CIIS_1$,

$CIIS_2$ und CIS_1 folgt unter dem App-Horizont sofort ein Bt-Horizont, der auf eine intensive Profilverkürzung im Oberboden durch Erosion hinweist[1].

In den untersuchten Böden überwiegt das Subpolyedergefüge. Der Effekt der Bodenbearbeitung lässt sich sowohl von der Entwicklung eines Plattengefüges im App-Horizont als auch von der Anwesenheit eines Subpolyedergefüges im Ap-Horizont erkennen. In Horizonten mit höherem Tongehalt sind Polyeder-Subpolyedergefüge zu finden.

5.1.2 Lagerungsdichte und Porengrößenverteilung der untersuchten Böden

5.1.2.1 Lagerungsdichte und Porengrößenverteilung

In Tab. 1.1 und Tab. 1.2 (im Anhang A) sind die Mittelwerte der Lagerungsdichte, des Gesamtporenvolumens und der Porengrößenverteilung aus den vertikal entnommenen Bodenproben dargestellt.

Die Bodenverdichtung in der Pflugsohle ist an allen Standorten mit Ausnahme der Boden in CIS_1 zu erkennen (Tab. 1.1 und Tab. 1.2 im Anhang A). Eine Zunahme der Lagerungsdichte (d_B), eine Abnahme der strukturbedingten Poren (besonders von wGP) und eine Zunahme von MP wurde festgestellt. Dieser Umstand spiegelt sich auch in der Abnahme der nutzbaren Feldkapazität (nFK; eGP + MP) im App-Horizont wider. Die stärkste Verdichtung kam in den konventionell bewirtschafteten Standorten vor: $CIIS_1$ (11% Zunahme der d_B) und $CIIS_3$ (10% Zunahme der d_B). In den ersten 30 cm Tiefe weist der konservierend bewirtschaftete CIS_1 die höchste nFK (auf 21%) auf, was hauptsächlich auf die größte Menge an engen Grobporen zurückzuführen ist.

Die Änderung von Substraten kann ebenfalls anhand der Porengrößenverteilung von Bodenhorizonten nachvollzogen werden. Bei $CIIS_1$ und $CIIS_2$ sinken die strukturbedingten Poren mit zunehmender Tiefe (bis SdBt-Horizont) ab (Tab. 1.1 im Anhang A). Unterhalb des SdBt-Horizontes kommt es aufgrund der Zunahme des Sandgehaltes zu einer Zunahme der wGP und eGP. Im Kolluvisol ist ab 40 cm Tiefe keine Änderung der Porengrößenverteilung mit zunehmender Tiefe zu erkennen.

---

[1] Eine ausführliche Beschreibung von CIS_2 ist bei Richter (2005) zu finden.

Ab 40 cm Tiefe sinken im CIS_1 die strukturbedingten Poren mit zunehmender Tiefe ab (Tab. 1.2 im Anhang A). Diese Tendenz ist bei der nFK nicht zu erkennen; sie nimmt erst ab und danach wieder zu. Unterhalb der Pflugsohle im CIS_2 nehmen die wGP (Ausnahme 40 cm Tiefe) und eGP zu, aber anschließend wieder ab. Eine ähnliche Tendenz zeigt sich auch bei den Werten der nFK.

5.1.2.2 Parametrisierung der pF-WG Kurve

Die pF-WG Kurven aus den verschiedenen Standorten wurden durch die Gl. 4.1 mit Hilfe der RETC Software (van Genuchten et al, 1991) angepasst und die entsprechenden Parameter θ_S, θ_R, α und n bestimmt. Als Beispiel sind parametrisierte Kurven aus $CIIS_1$ in Abb. 5.1 dargestellt. Die entsprechenden Parameter sind in Tab. 5.3 zusammengestellt; die Parameter aller parametrisierten pF-WG Kurven sind im Anhang A (Tab. 1.3) zu finden.

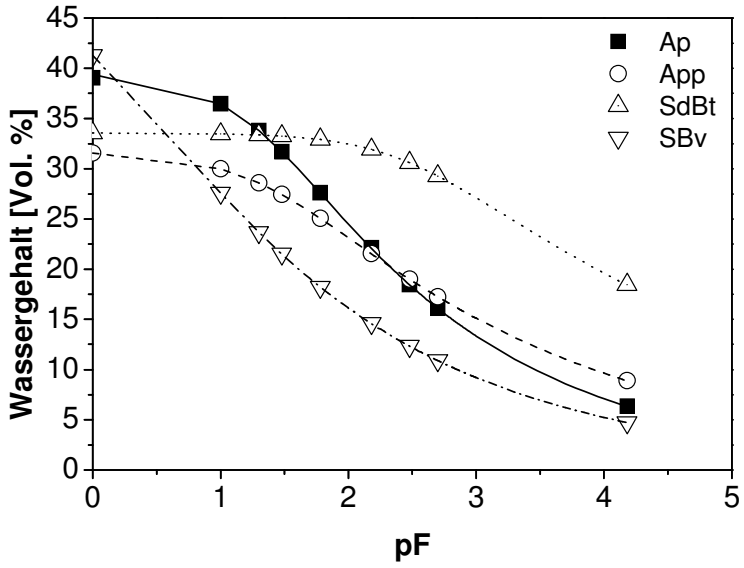


Abb. 5.1: Beispiel der Anpassung der pF-WG Kurve nach van Genuchten (1980) bei Standort $CIIS_1$ (SS-LL). Die Punkte entsprechen den Messwerten und die Linien den angepassten Kurven.

Tab. 5.3: van Genuchten Parameter aus angepassten pF-WG Kurven in Bodenhorizonten bei Standort $CIIS_1$.

Tiefe [cm]	θ_R [%]	θ_S [%]	α [-]	n [-]	R^2 [-]
15 (Ap)	0	39,4	0,0515	1,2745	0,984
30 (App)	0	31,6	0,0428	1,1957	0,959
80 (SdBt)	0	33,6	0,0034	1,1624	0,995
>120 (SBv)	0	41,3	0,4646	1,2445	0,996

Alle gemessenen pF-WG Kurven weisen einen sigmoiden Verlauf auf, der vom ausgewählten Modell von van Genuchten (1980) gut wiedergegeben werden: Für alle gemessenen Kurven ist das Bestimmtheitsmaß (R^2) der Anpassung größer als 0,959.

Es fällt auf, dass alle Bodenhorizonte einen volumetrischen Restwassergehalt (θ_R) von 0% aufweisen. Die Bodenverdichtung in der Pflugsohle verursacht die Abnahme von θ_S, α und n. Während in 80 cm Tiefe der Lufteintrittspunkt ($1/\alpha$) bei -294 hPa liegt, erreicht er in 120 cm Tiefe nur -2 hPa. Die Änderung des Substrates spiegelt sich auch in der Änderung von θ_S, α und n wider. Diese Tatsache wird deutlicher, wenn man die pF-WG Kurve aus der 80 cm (SdBt) Tiefe mit der Kurve aus der 120 cm (SBv) Tiefe vergleicht (Abb. 5.1).

Für die anderen Tiefen bei $CIIS_2$, $CIIS_3$ und CIS_1 spiegeln sich die Änderungen des Substrates, sowie die Bodenverdichtung auch in den Parameter von van Genuchten (1980) wider. Dieser Umstand wird deutlich in dem größeren Wert des Lufteintrittpunktes bei sandigen Horizonten, wie z.B. anhand der Tiefen: 80 cm in $CIIS_2$, 40 und 70 cm in $CIIS_3$ gegenüber der Lufteintrittpunktswerte bei lehmigen und tonigen Bodenhorizonten (z.B. 50 und 80 cm in $CIIS_2$). Außerdem wird die Abnahme an Grobporen durch Materialverdichtung (in der Pflugsohle) oder Materialwechsel durch kleine Werte für n ausgedrückt.

Die so errechneten Parameter wurden anschließend auch für die Bestimmung der ungesättigten Wasserleitfähigkeitsfunktion verwendet und in der Modellierung des Wassertransportes eingesetzt.

5.1.2.3 Schrumpfung des Bodens

5.1.2.3.1 Verlauf der Schrumpfungskurven

Die Abb. 5.2 und Abb. 5.3 stellen die gemessenen Schrumpfungskurven aus den in 3 Richtungen (vertikal, diagonal und horizontal) bei $CIIS_2$ entnommenen Zylinderproben dar. Es ist für alle Tiefen und Richtungen zu erkennen, dass der Boden, aufgrund der hohen Lagerungsdichte (Tab. 1.1 im Anhang) und verwendeten Wasserspannungstuffen, eine sehr geringe Schrumpfung aufweist. Der Verlauf der Schrumpfung stellt in den verschiedenen Richtungen keine signifikanten Unterschiede (Ausnahme: 80 cm Tiefe) dar. Allerdings sei darauf hingewiesen, dass mit der Zunahme der Lagerungsdichte (ab 35 cm Tiefe, Tab.

1.1 im Anhang) die Porenziffer sinkt.

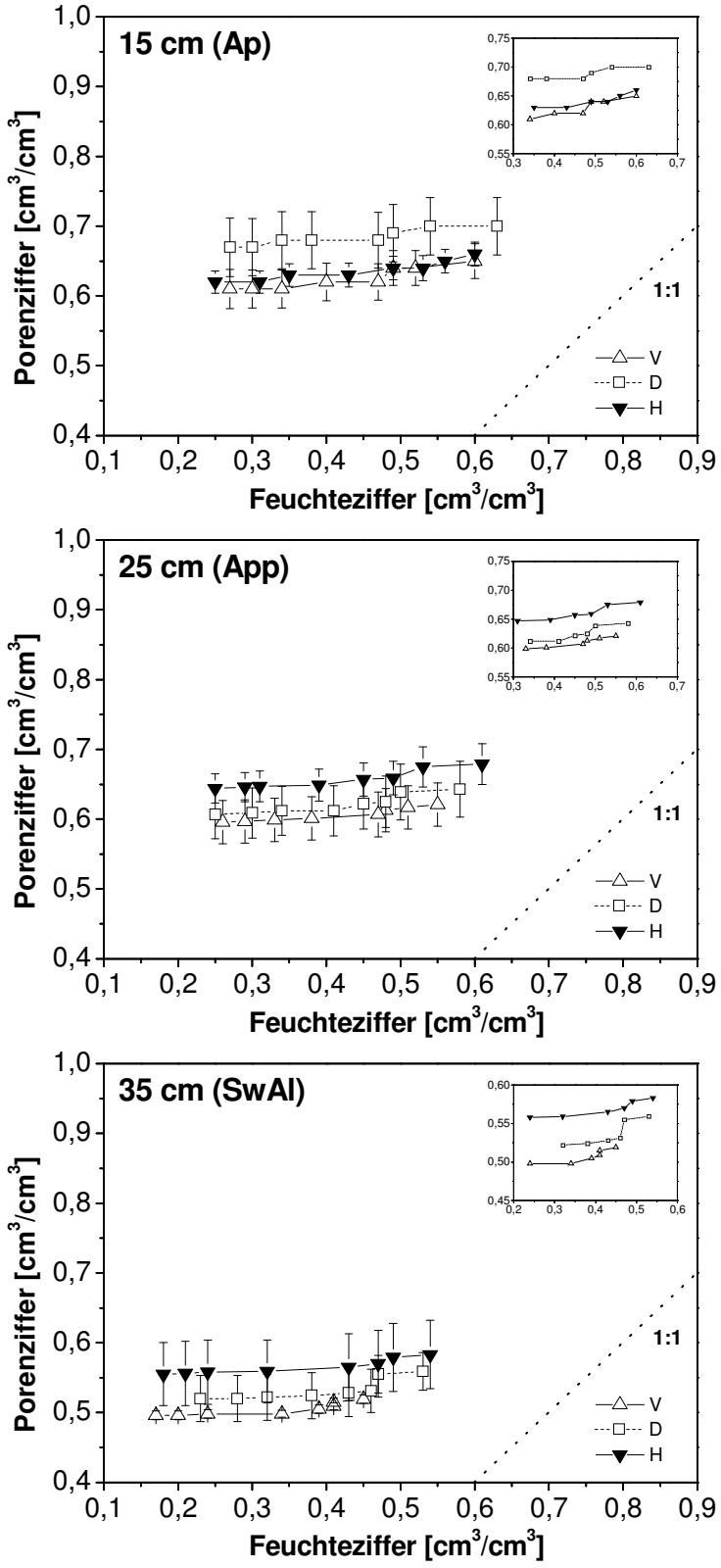


Abb. 5.2: Gemessene Schrumpfungskurven in den 3 entnommenen Richtungen (V, D, H) der 15 cm, 25 cm und 35 cm Tiefe am Standort $CIIS_2$ (SS-LL). Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (n=4). Bei der Vergrößerung der Schrumpfungskurve entspricht jeder Punkt einer Wasserspannungsstufe (0, -10, -20, -30, -60, -150 und -300 hPa).

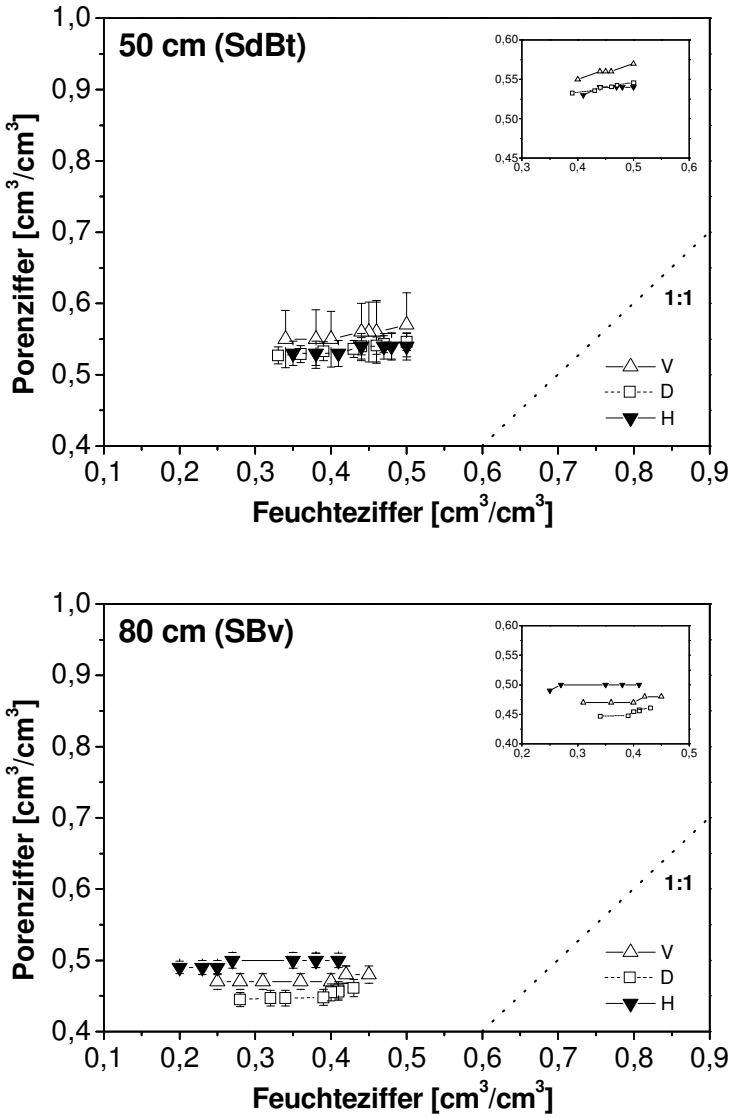


Abb. 5.3: Gemessene Schrumpfungskurven in den 3 entnommenen Richtungen (V, D, H) der 50 cm und 80 cm Tiefe am Standort $CIIS_2$ (SS-LL). Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (n=4). Bei der Vergrößerung der Schrumpfungskurve entspricht jeder Punkt einer Wasserspannungsstufe (0, -10, -20, -30, -60, -150 und -300 hPa).

Die Schrumpfungskurve der aus den Tiefen 15, 25 und 35 cm entnommenen Proben zeigen in nahe gesättigten Zustand eine Phase anfänglicher Restschrumpfung, die aber ab einer bestimmten Feuchteziffer o. a. Wasserspannung[1] in eine Normalschrumpfung überzugehen scheint (siehe Vergrößerung bei Abb. 5.2). Der Bereich der Normalschrumpfung weist für Proben aus 15 cm und 25 cm Tiefe eine Richtungsabhängigkeit auf. Während die horizontal entnommenen Bodenproben eine Normalschrumpfung bei einer Feuchteziffer von 0,56 bis 0,53 cm^3/cm^3 (bzw. von -10 bis -20 hPa

[1] Jede berechnete Feuchteziffer erfolgt bei einer Wasserspannungsstufe.

Wasserspannung) erkennen lassen, setzt die Normalschrumpfung für die vertikalen Proben erst ab 0,49 bis 0,47 cm^3/cm^3 ein (-20 bis -30 hPa Wasserspannung). Somit ist das anisotrope Verhalten der Volumenabnahme durch eine richtungsabhängige Bewegung von Bodenpartikeln zu erklären. Die anfängliche Restschrumpfung in 35 cm Tiefe erfolgt bei gleicher Wasserspannung (0 bis -10 hPa) in allen entnommenen Richtungen. In dieser Tiefe ist die Volumenänderung bis -10 hPa geringer als das Volumen des abgegeben Wassers, wohingegen zwischen -10 und -20 hPa für alle Richtungen auch eine nahezu Normalschrumpfung nachgewiesen werden kann. Diese Normalschrumpfung ist aber in der diagonalen Richtung stärker ausgeprägt als in den vertikalen und horizontalen Richtungen. Im Anschluss an die Normalschrumpfung, (d.h. wenn die dichte Lagerung und die Einregelung der Bodenpartikel nur noch geringere Volumenänderungen zulassen), beschreibt dem Kurvenverlauf das Restschrumpfungsverhalten.

Der Verlauf der Schrumpfungskurve für die 50 cm (SdBt-Horizont) und 80 cm (SBv-Horizont) Tiefe ist flacher als der Verlauf in den übrigen Tiefen, was mit der zu Beginn bereits höheren Ausgangslagerungsdichte zu erklären ist. Eine Normalschrumpfung ist in diesen Tiefen nicht zu erkennen.

Die Abb. 5.4 und Abb. 5.5 stellen die gemessenen Schrumpfungskurven in den 3 entnommen Richtungen bei CIS_1 dar. Im Vergleich zu den Bodenhorizonten bei $CIIS_2$ weisen die entsprechenden Tiefen bei $CIIS_1$ größere Werte für Porenziffer sowie für die Feuchteziffer auf. Bis in 30 cm Tiefe ist keine Normalschrumpfung zu erkennen. In 40 cm Tiefe weist die Schrumpfungskurve in allen Richtungen einen nahezu identischen aber nur über einen sehr geringeren Wasserspannungsbereich ableitbaren Normalschrumpfungsverlauf (bis -10 hPa) auf. Im SdBt-Horizont (70 cm Tiefe) ist eine Normalschrumpfung wiederum zu sehen. Die Porenziffer im Ausgangzustand ist in den diagonalen und horizontalen Richtungen kleiner als in der vertikalen Richtung, was nicht vorkommen sollte, und an einen Bodenverlust (verschiedene Bodenvolumen) zurückzuführen sein könnte. Außerdem sind die Schrumpfungskurven in diagonalen und horizontalen Richtungen flacher als die vertikalen, was auf eine leichte richtungsabhängige Bewegung von Bodenpartikeln zurückgeführt werden kann. Genauso wie für die 70 cm Tiefe ist in 90 cm Tiefe auch eine geringe Normalschrumpfung in nahezu gesättigtem Zustand (bei -10 hPa Wasserspannung) zu erkennen.

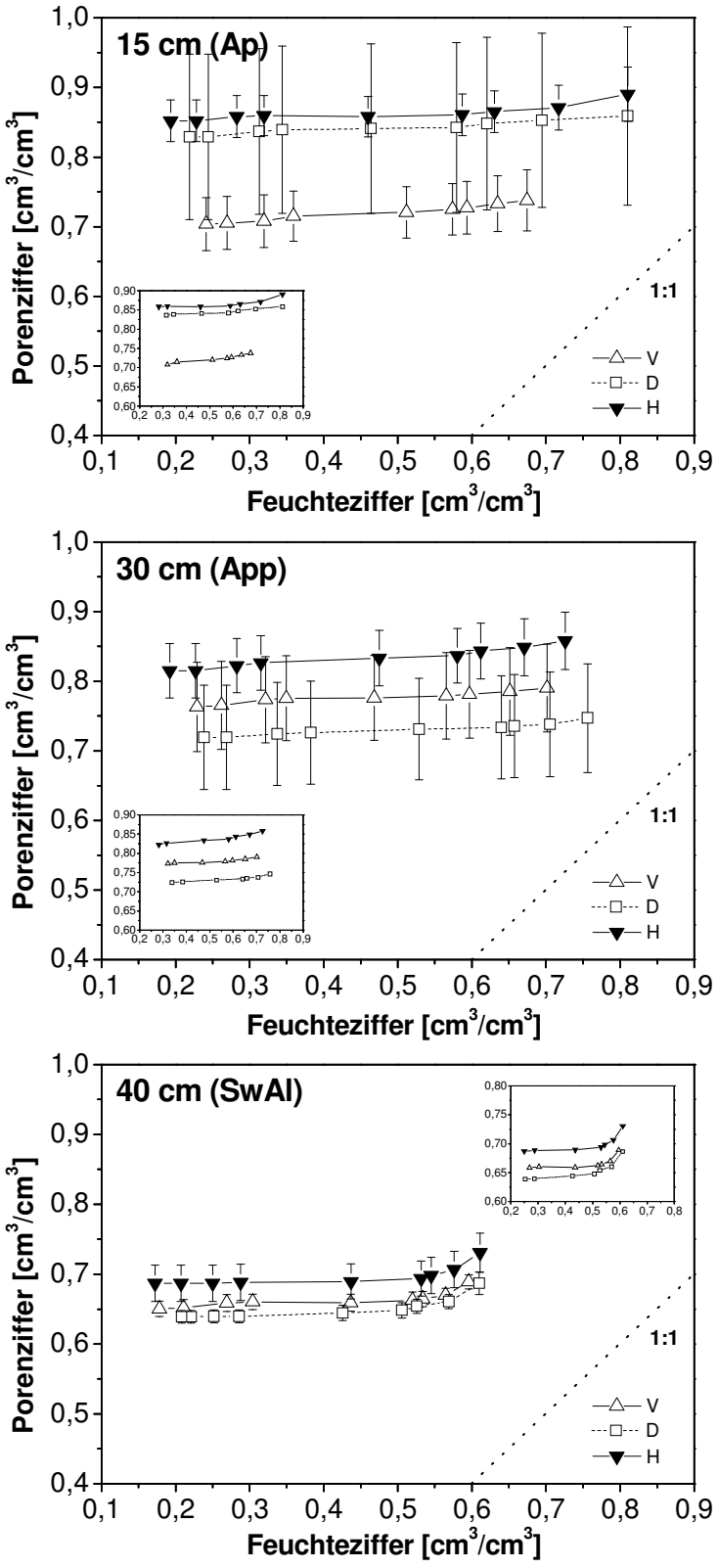


Abb. 5.4: Gemessene Schrumpfungskurven in den 3 entnommenen Richtungen (V, D, H) der 15 cm, 30 cm und 40 cm Tiefe am Standort CIS_1 (SS-LL). Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (n=4). Bei der Vergrößerung der Schrumpfungskurve entspricht jeder Punkt einer Wasserspannungsstufe (0, -10, -20, -30, -60, -150 und -300 hPa).

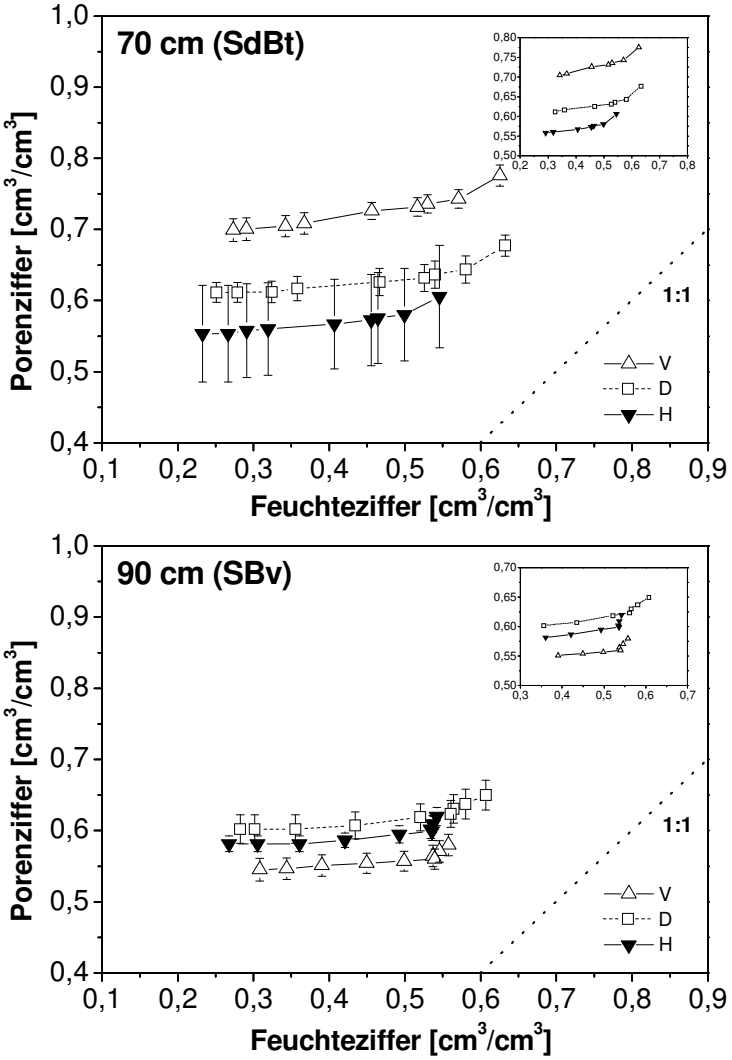


Abb. 5.5: Gemessene Schrumpfungskurven in den 3 entnommenen Richtungen (V, D, H) der 70 cm und 90 cm Tiefe am Standort CIS_1 (SS-LL). Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (n=4). Bei der Vergrößerung der Schrumpfungskurve entspricht jeder Punkt einer Wasserspannungsstufe (0, -10, -20, -30, -60, -150 und -300 hPa).

5.1.2.3.2 Maximale Schrumpfung des Bodens

Abb. 5.6 zeigt die maximale Schrumpfung in Abhängigkeit von den entnommenen Richtungen bei $CIIS_2$ und CIS_1. Die maximale Schrumpfung wurde dabei als Differenz zwischen der Porenziffer bei Sättigung (e_1) und der Porenziffer bei -500 hPa (e_2) definiert. Bei $CIIS_2$ nimmt die maximale Schrumpfung mit zunehmender Tiefe ab. Für die Pflugsohle (25 cm Tiefe) und den SwAl-Horizont (35 cm Tiefe) weist die maximale Schrumpfung Anisotropie auf, d.h. eine richtungsabhängige Bewegung von Bodenpartikeln ist vorhanden. In 25 cm Tiefe ist die horizontale und diagonale maximale Schrumpfung größer als die vertikale. In 35 cm Tiefe ist die diagonale Bewegung von Bodenpartikeln größer als in der vertikalen Richtung.

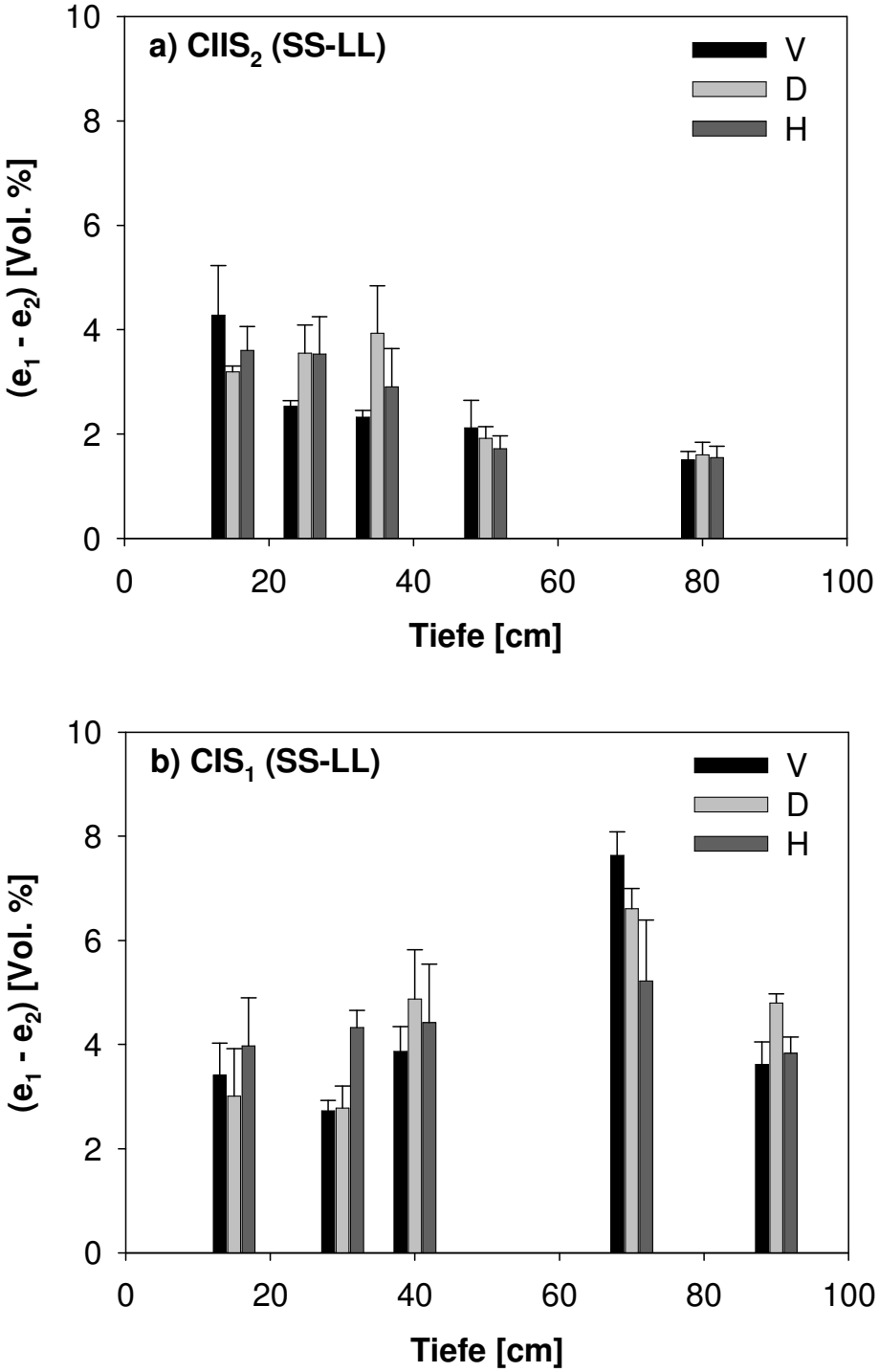


Abb. 5.6: Maximale Schrumpfung (im Wasserspannungsbereich zwischen 0 und -500 hPa) in den 3 entnommenen Richtungen (V, D, H) der untersuchten Böden; a): $CIIS_2$, b): $CIIS_1$. Fehlerbalken dokumentieren den Standardfehler (n=4).

Im Gegensatz zu den Böden des Standortes $CIIS_2$ steigt die maximale Schrumpfung bei CIS_1 (bis 70 cm Tiefe) mit zunehmender Tiefe an. Außerdem ist diese maximale Schrumpfung ab 40 cm Tiefe in CIS_1 deutlicher ausgeprägt als in den entsprechenden Bodenhorizonten bei $CIIS_2$. Außerdem ist eine Anisotropie in der maximalen Schrumpfung bei CIS_1 festzustellen. So ist in der Pflugsohle (30

cm Tiefe) die maximale Schrumpfung in der horizontalen Richtung größer als in der diagonalen und vertikalen. In 70 cm Tiefe (SdBt-Horizont) ist die maximale Schrumpfung in den vertikal entnommenen Proben größer als in den diagonalen und horizontalen. Der SBv-Horizont (90 cm Tiefe) weist ebenfalls eine Anisotropie auf, wobei die maximale Schrumpfung in 45° (D) größer ist als in der vertikalen und horizontalen Richtung.

5.1.2.3.3 Auswirkung der Schrumpfung auf die Porengrößenverteilung

Die Auswirkung der Schrumpfung auf die Porengrößenverteilung ist in Abb. 5.7 und Abb. 5.8 gezeigt. Die weiten und engen Grobporen sind zusammen als strukturbedingte Poren (auch als effektive Porosität ε_o genant) dargestellt.

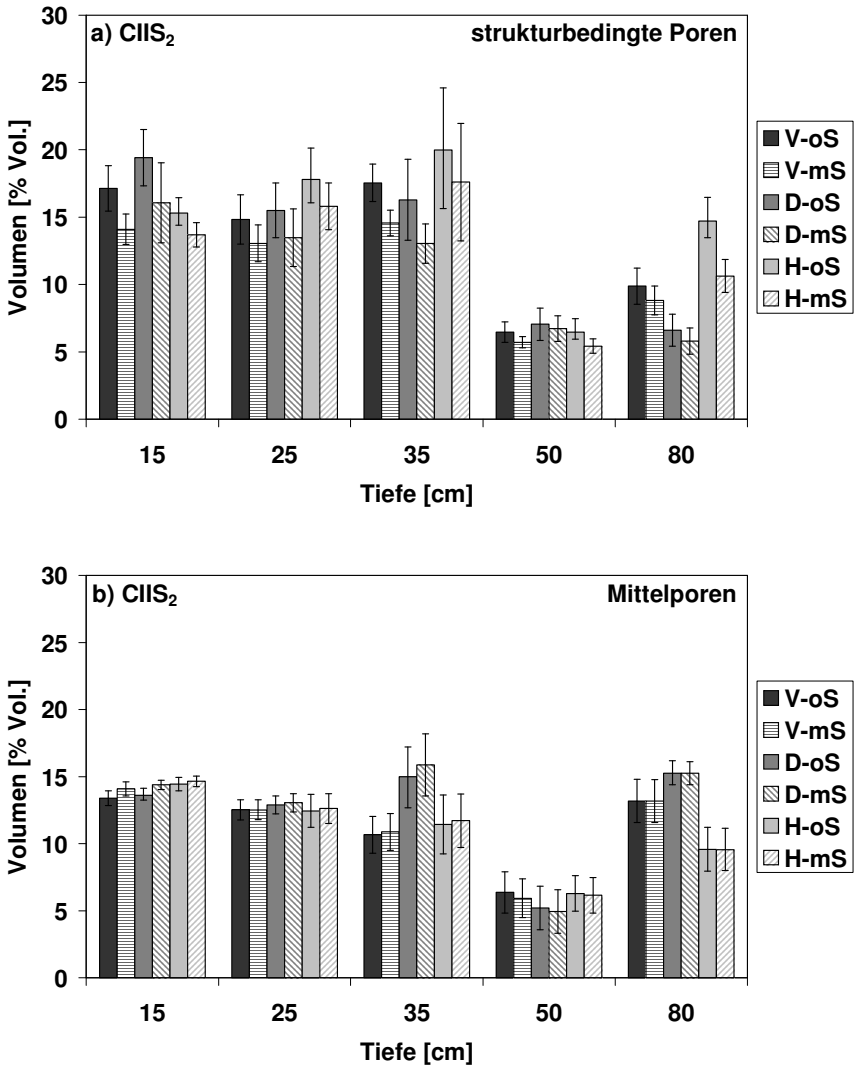


Abb. 5.7: Auswirkung der Schrumpfung auf (a) die strukturbedingten Poren (ε_o: wGP + eGP) und (b) die Mittelporen in Abhängigkeit von den entnommenen Richtungen (V, D, H) am Standort CIIS$_2$. oS und mS: ohne und mit Berücksichtigung der Schrumpfung. Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (n=4).

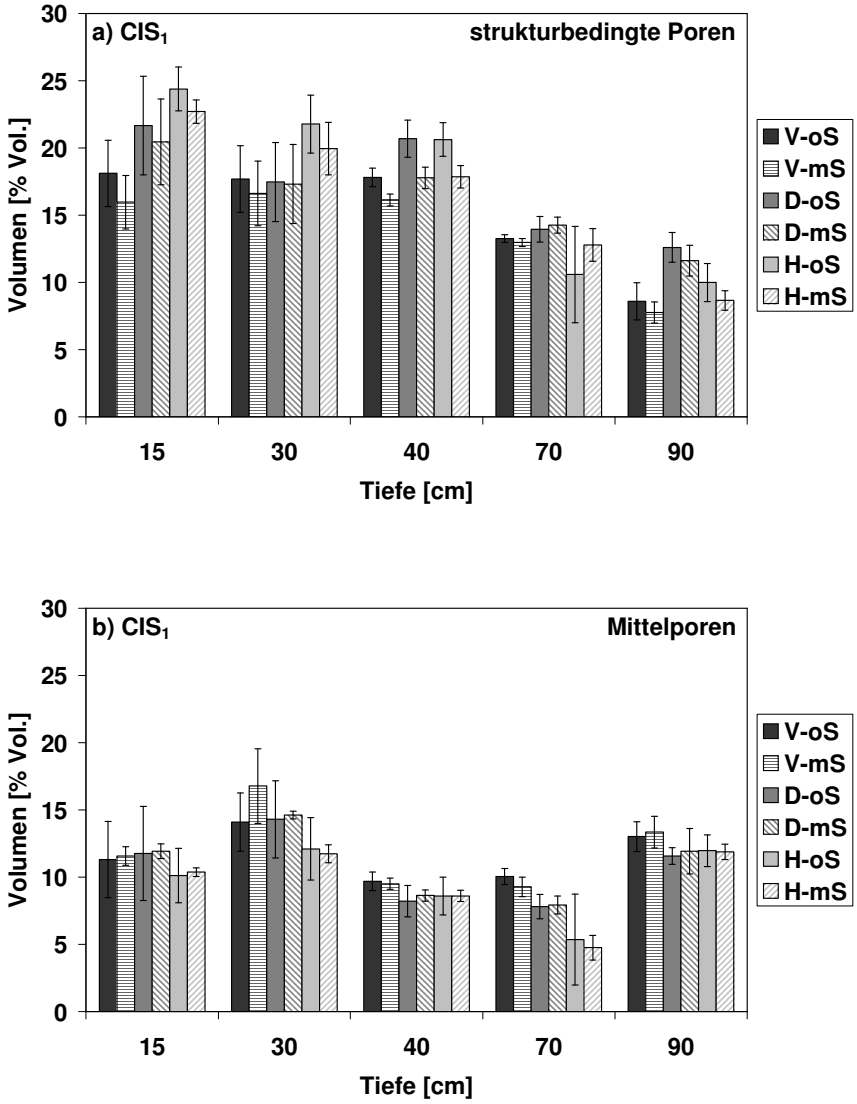


Abb. 5.8: Auswirkung der Schrumpfung auf (a) die strukturbedingten Poren (ε_o: wGP + eGP) und auf (b) die Mittelporen in Abhängigkeit von den entnommenen Richtungen (V, D, H) am Standort CIS_1. oS und mS: ohne und mit Berücksichtigung der Schrumpfung. Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (n=4).

Durch die Berücksichtigung der Schrumpfung lässt sich erkennen, dass die Änderung des Volumens zu einer Abnahme von strukturbedingten Poren beigetragen hat. Diese Veränderung der Struktur ist in fast allen Fällen nicht statistisch gesichert, da der Boden schon bereits zum Zeitpunkt der Probennahme eine hohe Lagerungsdichte aufweist. Die stärkste Abnahme von Grobporen bei $CIIS_2$ (Abb. 5.7a) kommt in 15 cm und 35 cm Tiefe vor. Durch Schrumpfung tritt bei $CIIS_2$ (Abb. 5.7b) keine Änderung der Mittelporen auf. In CIS_1 ist für die Tiefe: 40 cm (Abb. 5.8a) hingegen eine signifikante Abnahme von Grobporen zu erkennen. Genauso wie bei $CIIS_2$ ist in allen Tiefen bei CIS_1 (Abb. 5.8b) keine Änderung von Mittelporen festzustellen. Beide Abbildungen zeigen, dass durch

Schrumpfung die strukturbedingten Poren stärker beeinflusst sind als die Mittelporen.

5.1.3 Wasserleitfähigkeit

5.1.3.1 Gesättigte Wasserleitfähigkeit

Die Werte der gesättigten Wasserleitfähigkeit (k_f) der 3 Richtungen der verschiedenen Tiefen in der Catena II sind in Abb. 5.9 als semilogarithmische Darstellung zusammengefasst. Im Allgemeinen ist zu sehen, dass die gesättigte Wasserleitfähigkeit bei $CIIS_1$ und $CIIS_2$ heterogen ist, was ihre Ursache in den verschiedenen Eigenschaften des Porensystems von Bodenhorizonten (Tab. 1.1 im Anhang) hat. In den verschiedenen Tiefen aller Standorte ist Anisotropie bzw. Richtungsabhängigkeit der gesättigten Wasserleitfähigkeit zu erkennen. Die Bodenverdichtung im Pflugsohlenbereich verursacht bei $CIIS_1$ und $CIIS_2$ eine Abnahme der gesättigten Wasserleitfähigkeit, die aber auch zu einer höheren Leitfähigkeit in der horizontalen Richtung aufgrund eines Plattengefüges (Tab. 5.1) beigetragen hat. Für die SdBt-Horizonte sind die Werte für die waagerecht bestimmten gesättigten Wasserleitfähigkeiten größer als die Wasserleitfähigkeiten in der senkrechten Richtung (nur in $CIIS_1$ statistisch gesichert). Im Kolluvisol ($CIIS_3$) ist die gesättigte Wasserleitfähigkeit in den Bodenhorizonten homogen, und die Anisotropie ist nicht so ausgeprägt wie am Ober- ($CIIS_1$) und Mittelhang ($CIIS_2$).

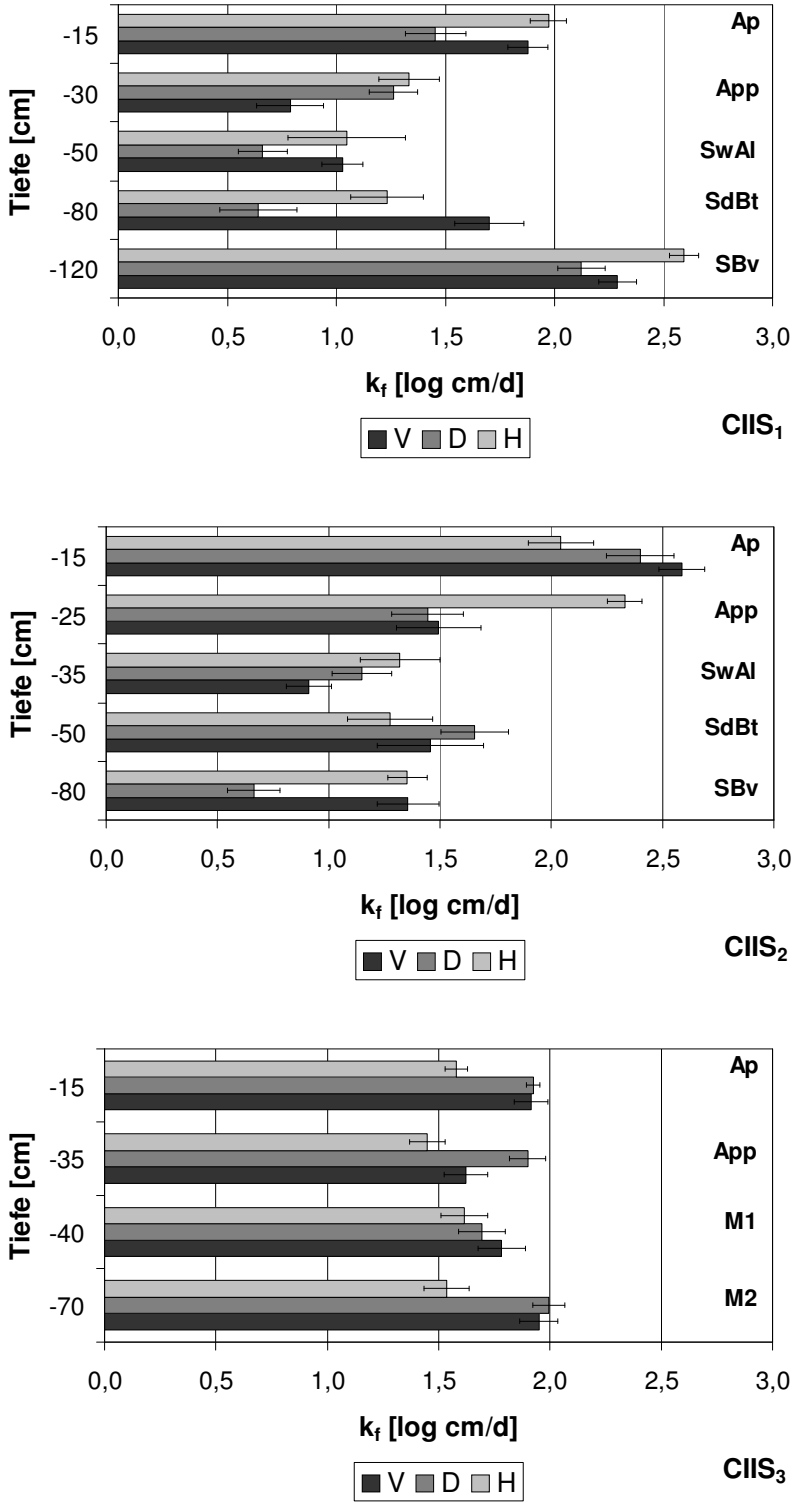


Abb. 5.9: Gesättigte Wasserleitfähigkeit in den drei entnommenen Richtungen (V, D, H) in der Catena II (arithmetische Mittel der logarithmisierten kf-Werte). Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (CIIS$_1$ und CIIS$_2$ n = 10, CIIS$_3$ n = 6).

Abb. 5.10 stellt die gesättigte Wasserleitfähigkeit der 3 entnommenen Richtungen der verschiedenen Horizonte bei CIS$_1$ (SS-LL) und CIS$_2$ (LLn) dar. Im Vergleich mit den anderen Standorten sind die kf-Werte in den ersten 30 cm Tiefe in CIS$_1$ am höchsten, was mit der größeren Menge an strukturbedingten Poren (Tab. 1.1

im Anhang) erklärt werden kann. Genauso wie bei $CIIS_1$ und $CIIS_2$ ist hier auch eine Heterogenität und Anisotropie der gesättigten Wasserleitfähigkeit zu sehen. Die vertikale gesättigte hydraulische Leitfähigkeit ist für den SdBt- und SBv-Horizont bei CIS_1 größer als die in der horizontalen Richtung. Diese Tatsache wurde in CIS_2 nicht festgestellt. Es ist anzumerken, dass die diagonale gesättigte hydraulische Leitfähigkeit für den App-Horizont (CIS_2) einen größeren Wert aufweist, als die vertikale und horizontale Leitfähigkeit.

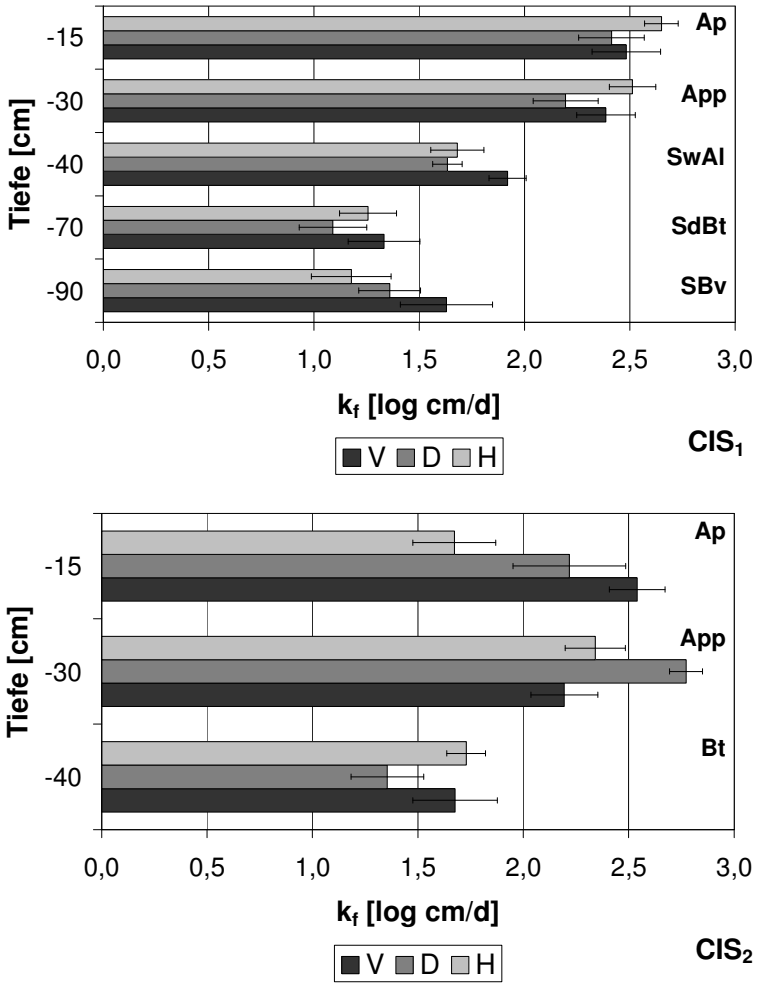


Abb. 5.10: Gesättigte Wasserleitfähigkeit in den drei entnommenen Richtungen (V, D, H) in der Catena I (arithmetische Mittel der logarithmisierten kf-Werte). Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler (n=10).

Die geometrischen Mittel der gesättigten Wasserleitfähigkeiten, die Tensoren der gesättigten Wasserleitfähigkeit (K_{11} und K_{22}) und die Anisotropierate (K_{11}/K_{22}) für die verschiedenen Tiefen aller Standorte sind in Tab. 5.4 dargestellt. Die Abb. 5.11 zeigt den Tensor der gesättigten Wasserleitfähigkeit als Beispiel für 15 und 30 cm Tiefe in $CIIS_1$.

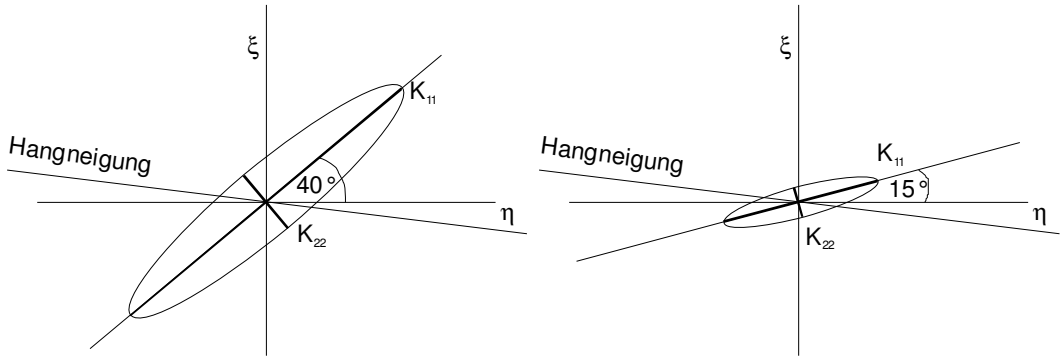


Abb. 5.11: Tensor der gesättigten Wasserleitfähigkeit in 15 und 30 cm Tiefe bei $CIIS_1$. Hangneigung 7°.

Der Tensor der gesättigten Wasserleitfähigkeit konnte für 3 Tiefen (25 cm bei $CIIS_2$, 35 cm bei $CIIS_3$ und 30 cm bei CIS_2) nicht berechnet werden, weil Gl. 3.6 nicht erfüllt war. Für die 15 cm Tiefe bei $CIIS_1$ (Abb. 5.11) wurde ein hydraulischer Tensor berechnet, welcher Hauptkomponenten von 142 cm/d und 28 cm/d aufwies, und dessen Hauptachsensystem um 40° gegenüber dem Achsensystem der Messung rotiert ist. In 30 cm Tiefe weist die maximale Leitfähigkeit (K_{11}) einen kleineren Winkel zur Horizontalen auf, womit sie mehr in Richtung der Hangneigung ausgerichtet ist. Die 80 cm Tiefe (SBv) stellt die höchste Anisotropierate dar, und die maximale Leitfähigkeit ist um 60° zur Hangoberfläche geneigt. In 35 cm Tiefe ($CIIS_2$) ist die maximale Leitfähigkeit (3°) etwa parallel zur Geländeoberfläche geneigt und entspricht dem Wert von k_fh. Im Gegensatz dazu ist das Hauptsystem des hydraulischen Leitfähigkeitstensors für die 15 cm Tiefe um 90° gegenüber dem Achsensystem der Messung rotiert, wobei die maximale Leitfähigkeit dem Wert des kf-Wertes normal zur Geländeoberfläche entspricht. Im Unterhang ($CIIS_3$) wurden Leitfähigkeitstensoren mit Hauptkomponenten zwischen 61 – 108 cm/d (K_{11}) und 16 – 41 cm/d (K_{22}) und Winkeln zwischen 63° und 85° bestimmt. Die Bodenhorizonte bei CIS_1 weisen die kleinsten Anisotropieraten auf.

Tab. 5.4: Tensoren der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit der einzelnen Tiefen in der Catena II und Catena I. k_fv, k_fd und k_fh = gemessene k_f der 3 Entnahmerichtungen. K_{11} = Hauptachsenwert maximaler Leitfähigkeit, K_{22} = Hauptachsenwert minimaler Leitfähigkeit, A = Anisotropierate n.b. = nicht bestimmbar.

Standort	Tiefe [cm]	k_fv [cm/d]	k_fd [cm/d]	k_fh [cm/d]	K_{11} [cm/d]	K_{22} [cm/d]	Winkel [°]	$A(K_{11}/K_{22})$ [-]
CIIS$_1$	15	75,7	28,5	93,9	141,8	27,7	40,4	5,1
SS-LL	30	6,1	18,3	21,5	22,7	5,0	14,9	4,6
	50	10,7	4,6	11,2	17,2	4,6	43,9	3,8
	80	50,1	4,4	17,1	67,1	0,1	59,7	1449,3
	>120	194,7	132,5	393,7	484,1	104,3	29,2	4,6
CIIS$_2$	15	386,8	250,5	110,3	386,3	110,3	89,6	3,5
SS-LL	25	31,2	27,9	213,6	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
	35	8,1	14,1	20,9	20,9	8,1	2,0	2,6
	50	28,6	45,3	18,9	45,8	1,7	51,4	27,1
	80	22,8	4,6	22,6	40,7	4,6	45,2	8,8
CIIS$_3$	15	82,4	84,1	37,9	92,8	27,5	66,4	3,4
YKn	35	41,9	79,4	28,2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
	40	60,7	49,6	41,2	60,8	41,1	85,9	1,5
	70	89,2	98,9	34,3	108,0	15,5	63,2	7,0
CIS$_1$	15	304,3	258,7	446,8	512,4	238,7	29,3	2,1
SS-LL	30	243,5	156,7	325,7	418,9	150,3	36,1	2,8
	40	83,1	43,0	47,9	94,1	37,0	64,0	2,5
	70	21,5	12,3	18,1	27,5	12,1	51,5	2,3
	90	42,6	22,9	15,0	43,8	13,8	78,4	3,2
CIS$_2$	15	346,9	128,1	47,1	362,0	32,0	77,7	11,3
LLn	30	156,6	592,1	219,3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
	40	47,5	22,7	53,6	78,6	22,5	41,9	3,5

5.1.3.2 Ungesättigte Wasserleitfähigkeit

5.1.3.2.1 Anpassung der ungesättigten Wasserleitfähigkeitsfunktion

Die Anpassung der gemessenen ungesättigten Wasserleitfähigkeitsfunktion wurde wie folgt durchgeführt:

A) Zuerst wurde die ku-Funktion aus allen selbst gemessenen Daten eines Horizontes und einer Richtung mit dem van Genuchten – Mualem Modell (mit m = 1-1/n) angepasst. Die gemessene gesättigte hydraulische Leitfähigkeit wurde als Messwert berücksichtigt. Diese Arbeitsweise ermöglicht, dass eine mittlere ungesättigte Wasserleitfähigkeitsfunktion für jeden Horizont und jede Richtung erhalten wird, die keine van Genuchten – Mualem – Anpassung mehr ist, und außerdem eine Berechnung der Fehlerfortpflanzung des hydraulischen Leitfähigkeitstensors zulässt[1]. Als Beispiel sind die Ergebnisse für die 25 cm Tiefe bei $CIIS_2$ in Abb. 5.12 zu sehen.

B) Da die Modellierung des Wassertransportes eine parametrisierte ku-Funktion benötigt, wurden die Messwerte aller Parallelmessungen zusammengefasst. Genauso wie bei (A) wurde die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit als Messwert berücksichtigt und die ku-Funktion mit dem van Genuchten – Mualem Modell (mit m = 1-1/n) angepasst (Abb. 5.13). Damit kann, wie Peth (2004) dargestellt hat, eine bessere Aussage über den Wasserspannungsbereich > -100 hPa getroffen werden, weil in diesem Bereich, aufgrund sehr kleiner Gradienten, die Ungenauigkeit der Messtechnik von Tensiometern und TDR-Nadeln zu groß ist.

Als Anfangswerte für die Parametrisierung der ku-Funktion wurden die Parameter α und n benutzt, die aus der pF-WG Kurve abgeleitet vorliegen (Tab. 1.3 im Anhang A). Die gemessene gesättigte hydraulische Leitfähigkeit wurde auch als Anfangswert eingesetzt (Tab. 5.4). Die gemessenen ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten aus verschiedenen Tiefen und entnommenen Richtungen des $CIIS_2$ (SS-LL), $CIIS_3$ (YKn)und CIS_1 (SS-LL) wurden entsprechend bearbeitet.

Die 2 ausgewerteten ku-Funktionen (A (Mw): gemittelte Kurve und B (Anp ku): angepasste Kurve) sind mit der mit α und n (van Genuchten, aus der pF-WG Kurve) simulierten ku-Funktion in Abb. 5.14 zusammen dargestellt. Die entsprechenden Kurven für die anderen Bodenhorizonte sind im Anhang A (Abb. 1.1 bis Abb. 1.8) zu finden.

---

[1] Diese Auswertungsweise ermöglicht die Berechnung der Fehlerfortpflanzung, die eine Einschätzung der Aussagefähigkeit des hydraulischen Leitfähigkeitstensors zulässt.

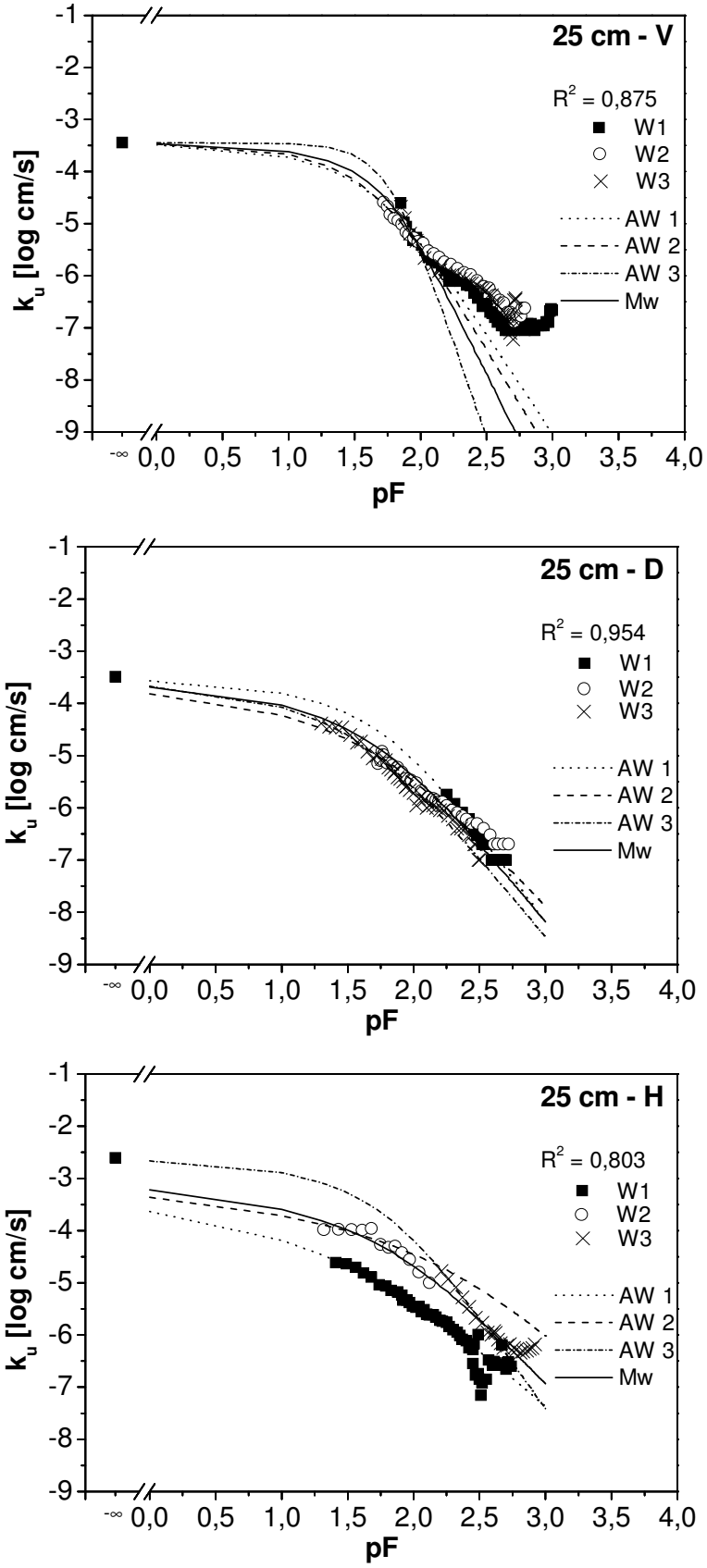


Abb. 5.12: Gemessene (W, Punkten), angepasste (AW, Kurven) und gemittelte (Mw, gestrichelte Kurve) ku-Kurven der Parallelmessungen der 3 Entnahmerichtungen (V, D, H) der 25 cm Tiefe am Standort CIIS$_2$. Werte bei Wasserspannung -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung.

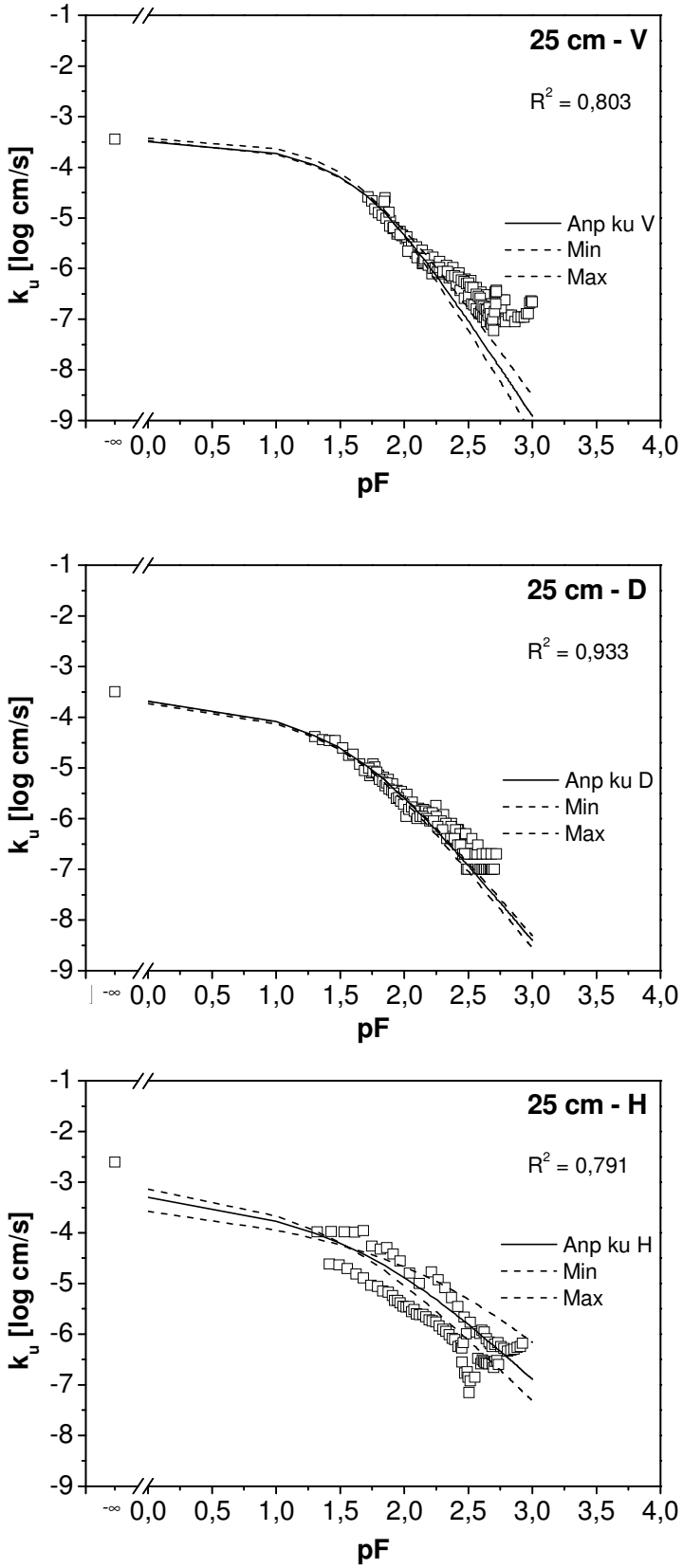


Abb. 5.13: Gemessene (Punkte) und angepasste ku-Kurven aller zusammengefassten Parallelmessungen der 3 Entnahmerichtungen (V, D, H) der 25 cm Tiefe am Standort CIIS$_2$. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung.

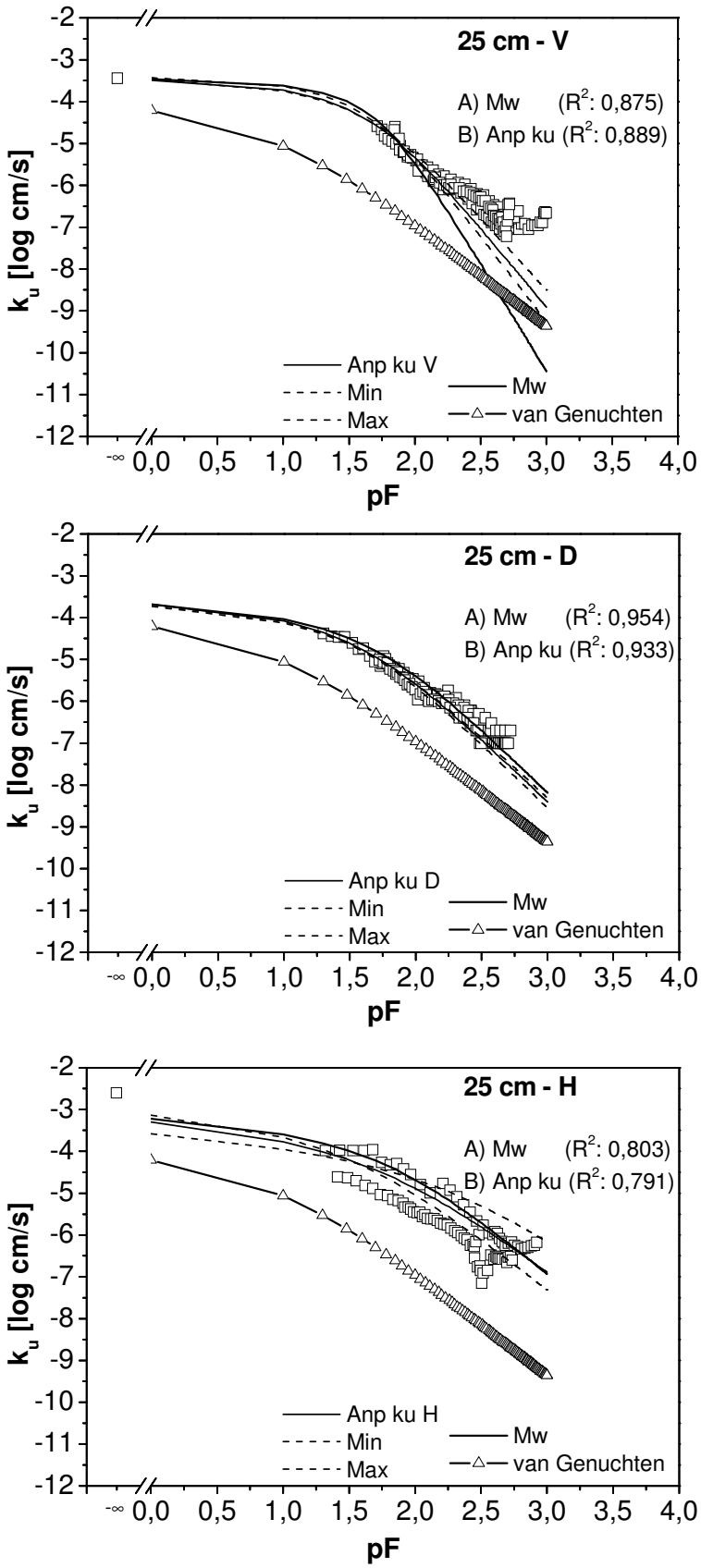


Abb. 5.14: Vergleich der angepassten ku-Funktion (Methode A(Mw) und B (Anp ku)) der 3 Entnahmerichtungen (V, D, H) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05).Standort $CIIS_2$.

Mit der Ausnahme von 15 cm - H bei $CIIS_3$ liegen alle Korrelationswerte sowohl für die gemittelten Kurven (ku-A) als auch für die angepassten bzw. parametrisierten Kurven (ku-B) bei 75% (Abb. 5.14 und Abb. 1.1 bis Abb. 1.8 im Anhang). Dies zeigt, dass die gemessenen Kurven vom ausgewählten Modell gut wiedergegeben werden.

Vergleich man die gemessene ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit mit der aus der Retentionsfunktion α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten), erkennt man, dass in fast allen Fällen die modellierte ku-Funktion zu einer Unterschätzung der ungesättigte hydraulischen Leitfähigkeit führt, welche mit zunehmendem pF-Wert sogar weiter steigt. Als Ausnahmen sind nur die $k_u v$ in 15 cm Tiefe und $k_u h$ in 30 cm Tiefe (CIS_1) zu sehen. In diesen Fällen überschätzt die schon genannte modellierte ku-Funktion die gemessene ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit bis pF 1 (in 15 cm Tiefe) und pF 1,5 (in 30 cm Tiefe); danach kommt es zu einer Unterschätzung.

Die aus der ku-Funktion abgeleiteten α und n Parameter (mit einem fixierten Porenkontinuitätsfaktor l = 0,5) sind in Tab. 5.5 dargestellt. Die verschiedenen Verläufe der ku-Funktionen zeigen, dass die α und n Parameter richtungsabhängig sind. Diese Anisotropie der α und n Parameter lassen sich aufgrund der skalaren Eigenschaften der pF-WG Kurven hierin nicht erkennen. Die Lufteintrittspunktwerte ($1/\alpha$) aus der angepassten ku-Funktion sind kleiner, als die entsprechenden Werte, abgeleitet aus der pF-WG Kurve (Tab. 1.3 im Anhang).

Tab. 5.5: Parameter von van Genuchten (1980) aus den angepassten ku-Funktionen (Anp ku) der verschiedenen Entnahmerichtungen am Standort $CIIS_2$.

Bodentyp	Standort	Tiefe [cm]	Richtung [-]	k_f [cm·s^{-1}]	α [1·hPa^{-1}]	n [-]	R^2 [%]
SS-LL	**$CIIS_2$**	**Mittelhang**					
		15	V	0,00448	0,00238	1,03427	0,827
			D (45°)	0,00291	0,03141	1,27514	0,912
			H	0,00127	0,01044	1,31096	0,856
		25	V	0,00036	0,01723	1,72464	0,889
			D (45°)	0,00032	0,01842	1,40964	0,933
			H	0,00248	0,01052	1,13087	0,791
		35	V	0,00009	0,00235	1,67011	0,847
			H	0,00024	0,00071	1,02901	0,829
		50	V	0,00033	0,01757	1,57597	0,958
			H	0,00022	0,01359	1,51848	0,934
YKn	**$CIIS_3$**	**Hangfuß**					
		15	V	0,00095	0,01057	1,20199	0,857
			D (45°)	0,00097	0,00676	1,17505	0,951
			H	0,00044	0,00844	1,16691	0,466
		30	V	0,00048	0,00969	1,56019	0,832
			D (45°)	0,00092	0,01105	1,30129	0,886
			H	0,00033	0,00093	1,07091	0,787
		45	V	0,00070	0,00449	1,09365	0,874
			H	0,00048	0,00962	1,18099	0,898
		75	V	0,00103	0,00927	1,48165	0,868
			D (45°)	0,00115	0,00188	1,05780	0,848
			H	0,00040	0,00361	1,13537	0,817
SS-LL	**CIS_1**	**Hangkopf**					
		15	V	0,00352	0,00136	1,02384	0,916
			D (45°)	0,00300	0,01243	1,20296	0,845
			H	0,00517	0,00468	1,03968	0,918

Zwischen dem Parameter n aus der ku-Funktion und der pF-WG Kurve gibt es kein eindeutiges Verhalten, d.h. manchmal ist der Parameter n aus der ku-Funktion größer oder auch kleiner als der n –Wert aus der pF-WG Kurve. Es ist aber anzumerken, dass bei $CIIS_2$ die Parameter n aus der ku-Funktion, die kleiner sind als die entsprechenden aus der pF-WG Kurve eine größere gesättigte hydraulische Leitfähigkeit aufweisen. Das Gleiche wurde für die 75 cm Tiefe errechnet, während in 30 cm bei $CIIS_3$ der umgekehrte Verlauf festgestellt wurde.

5.1.3.2.2 Mittlere ku-Kurven der einzelnen Horizonte

Die Abb. 5.15 und Abb. 5.16 stellen die mittleren ku-Kurven der verschiedenen Entnahmerichtungen bei $CIIS_2$ dar. Der Pflughorizont zeigt zwischen pF 1,45 und 2,0 die geringsten hydraulischen Leitfähigkeiten in der diagonalen Richtung. Mit zunehmender Entwässerung weisen ab pF ~ 2,6 die Poren in allen drei Richtungen etwa gleich große Leitfähigkeiten auf. Die Pflugsohle zeigt signifikante Unterschiede der hydraulischen Leitfähigkeit der verschiedenen Richtungen ab Wasserspannungen im Bereich pF 2,0, wobei die horizontale ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit den größten Wert erreicht.

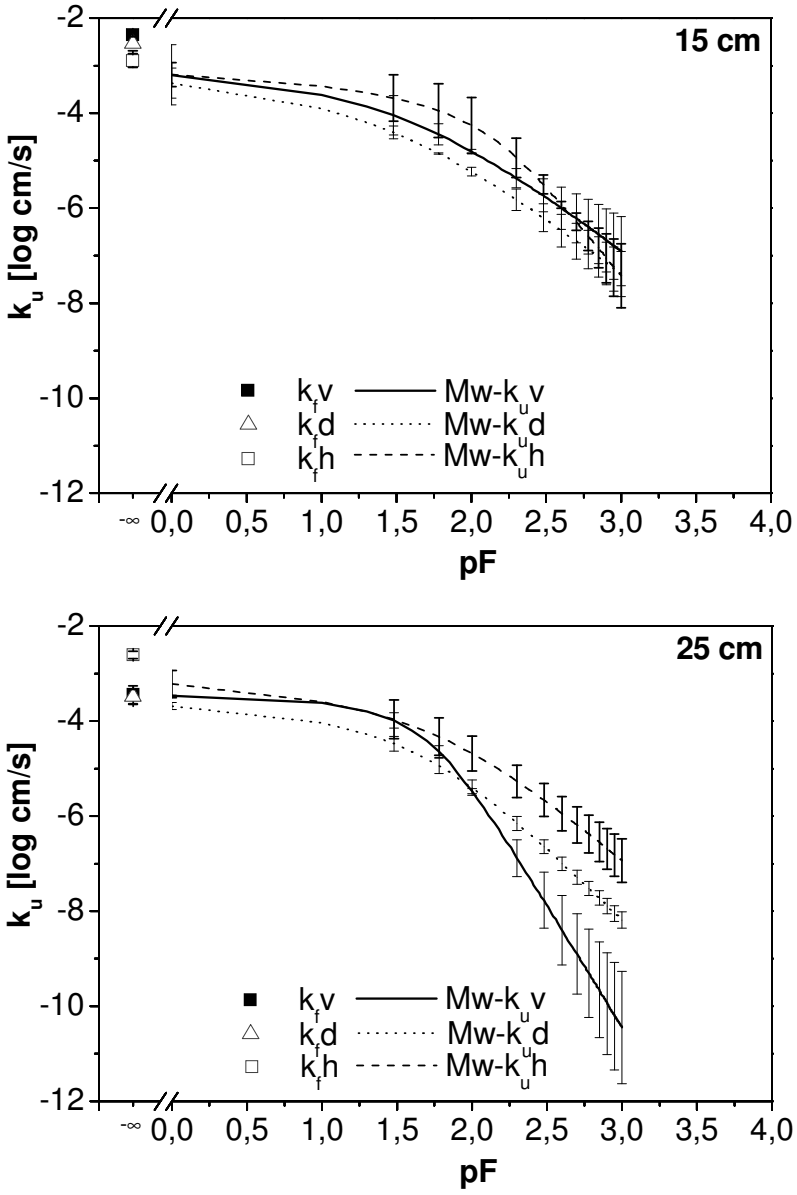


Abb. 5.15: Mittlere ku-Funktionen (Methode A) der verschiedenen Richtungen in 15 und 25 cm Tiefe bei $CIIS_2$. Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern der mittleren ku-Funktion.

Für die beiden Tiefen 35 cm und 50 cm (Abb. 5.16) wurden nur die Leitfähigkeiten in den vertikalen und horizontalen Richtungen erfasst, weil die Bedingungen im Gelände keine korrekte Probenentnahme in 45° ermöglichten. Vergleicht man die ku-Kurven aller Bodenhorizonte, so erkennt man, dass die hydraulische Leitfähigkeit aufgrund der Abnahme von Grobporen (Tab. 1.1 im Anhang) mit zunehmender Tiefe kleiner wird. Die Tiefe 35 cm zeigt zwischen pF 2,0 und 2,70 in der horizontalen Richtung eine geringere hydraulische Leitfähigkeit als in der vertikalen Richtung. Im Vergleich dazu ist in 50 cm Tiefe keine Anisotropie der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit zu erkennen.

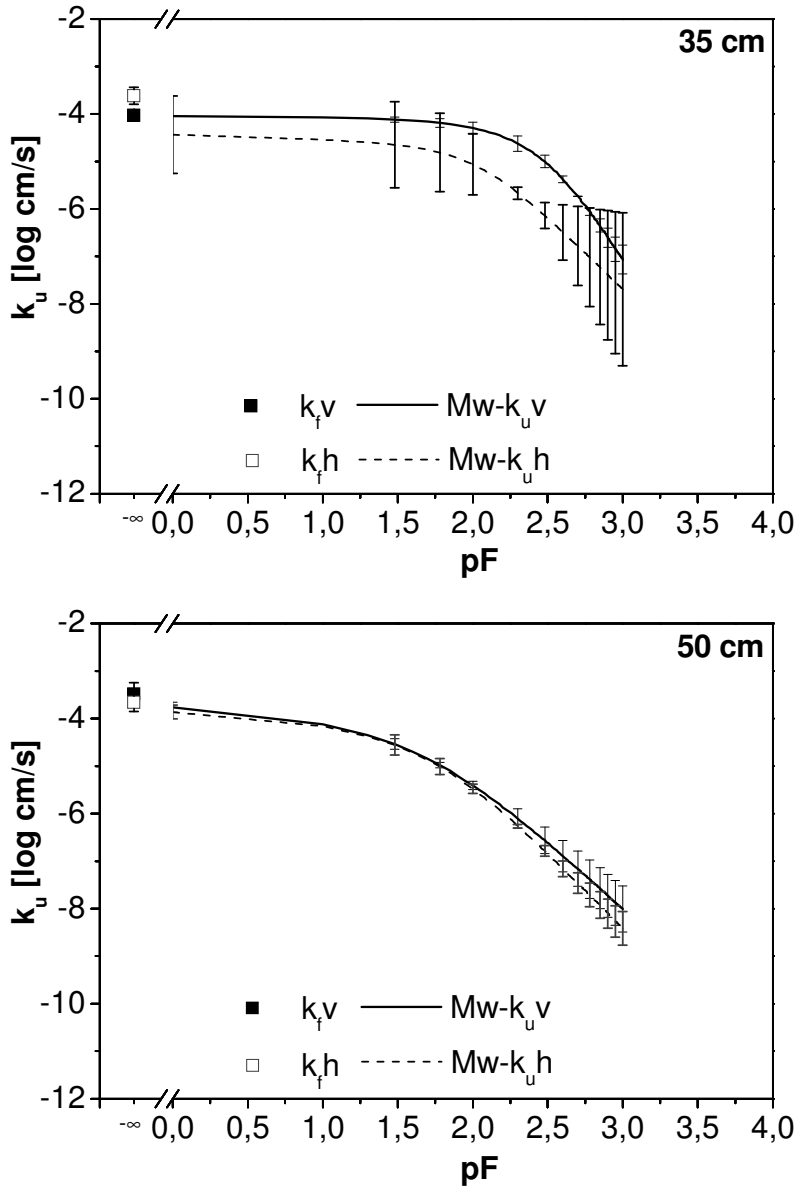


Abb. 5.16: Mittlere ku-Funktionen (Methode A) der verschiedenen Richtungen in 35 und 50 cm Tiefe am Standort CIIS$_2$. Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern der mittleren ku-Funktion.

Die ku-Kurven aller 3 Richtungen bei CIIS$_3$ sind in Abb. 5.17 und Abb. 5.18 dargestellt.

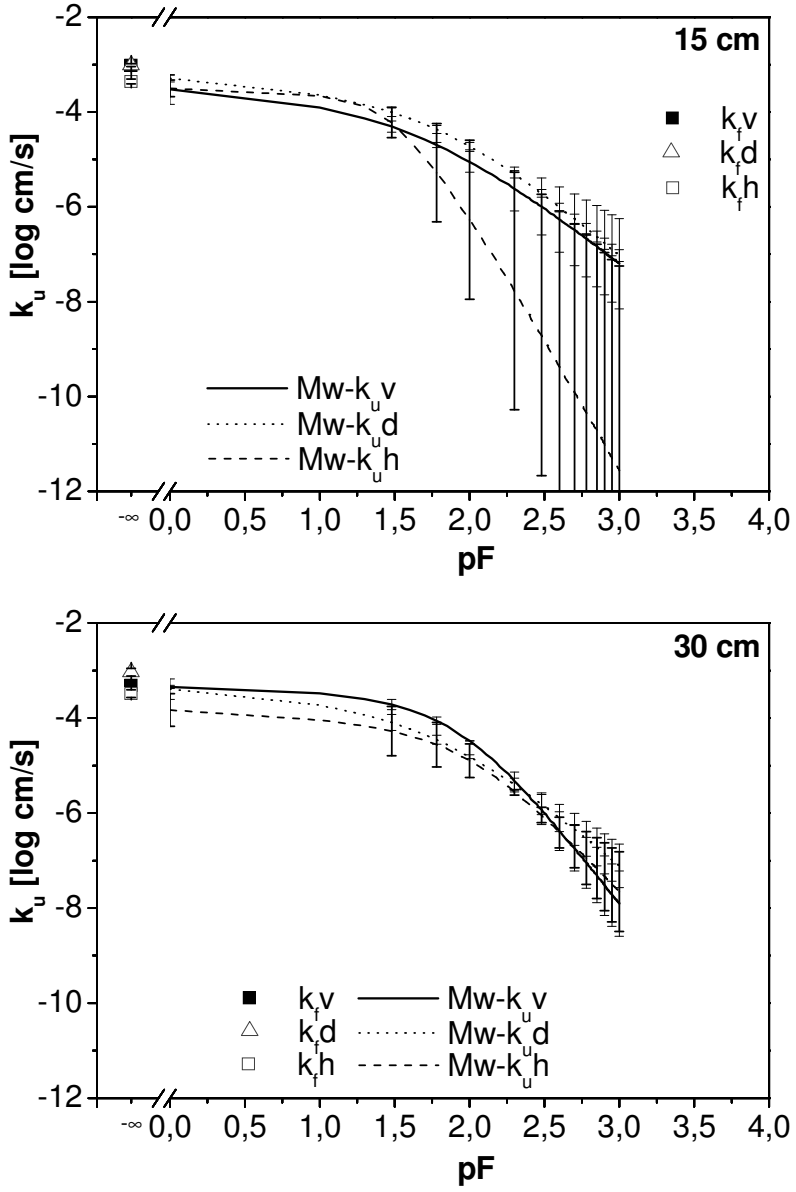


Abb. 5.17: Mittlere ku-Funktionen (Methode A) der verschiedenen Richtungen in 15 und 30 cm Tiefe am Standort CIIS$_3$. Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern der mittleren ku-Funktion.

In 15 und 30 cm Tiefe sind keine signifikanten richtungsabhängigen Unterschiede der hydraulischen Leitfähigkeit zu erkennen. Es ist aber anzumerken, dass in 15 cm Tiefe der Standardfehler in der vertikalen Richtung sehr hoch ist. Eine Ursache hierfür ist möglicherweise in der Probennahme und räumlichen Variabilität der hydraulischen Eigenschaften des Bodens zu finden[1].

[1] Eine ausführliche Diskussion ist im 6.2.1 zu finden.

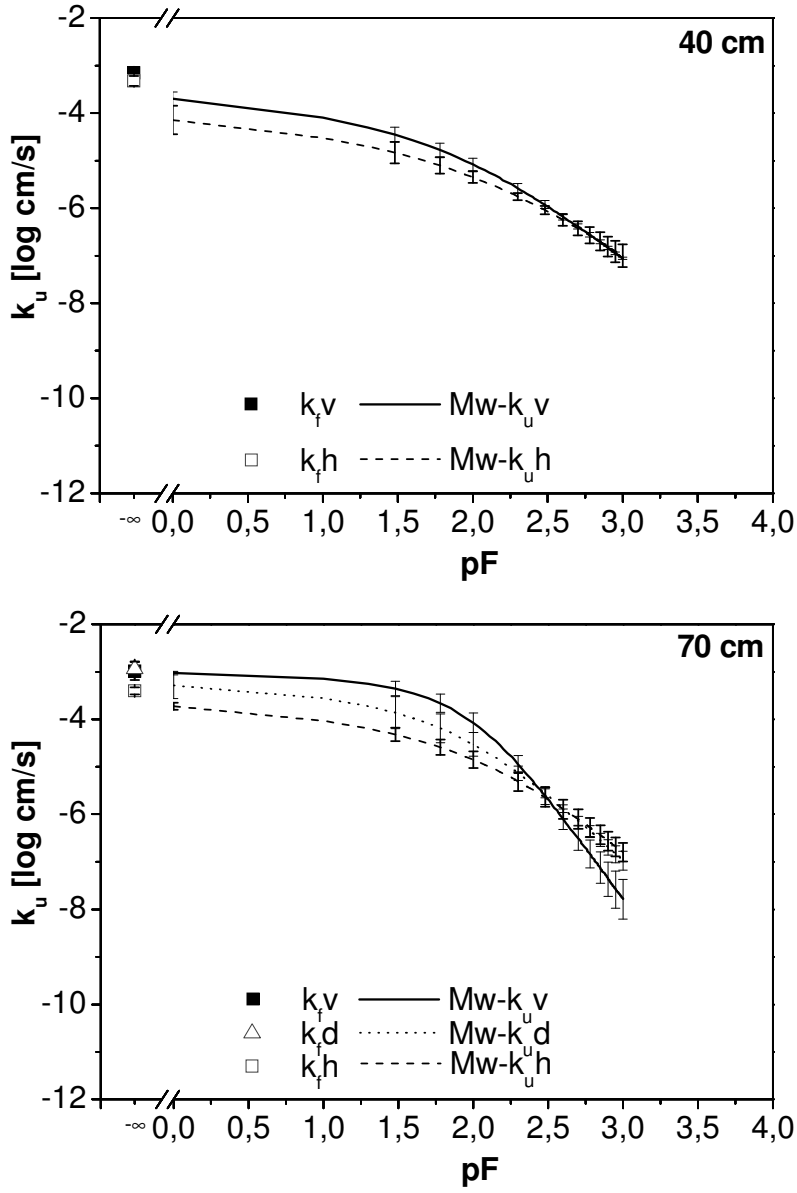


Abb. 5.18: Mittlere ku-Funktionen (Methode A) der verschiedenen Richtungen in 40 und 70 cm Tiefe bei $CIIS_3$. Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern der mittleren ku-Funktion.

In 40 cm Tiefe besteht ähnlich wie im gesättigten Zustand keine signifikante Richtungsabhängigkeit der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit. Der M2-Horizont (70 cm Tiefe) zeigt ebenfalls vergleichbar, dem gesättigten Zustand, eine größere vertikale hydraulische Leitfähigkeit als die Leitfähigkeit in horizontaler Richtung an. Die diagonale hydraulische Leitfähigkeit liegt wertmäßig zwischen den anderen Raumrichtungen. Im Bereich von pF ~ 2,3 wird ein isotroper Zustand erreicht, welcher anschließend durch die stärkere Abnahme der vertikalen hydraulischen Leitfähigkeit wieder verlassen wird. Im Gegensatz zu der pseudovergleyten Parabraunerde am Standort $CIIS_2$ ist bei $CIIS_3$ (Kolluvisol) kein großer Unterschied der hydraulischen Leitfähigkeit mit zunehmender Tiefe zu

erkennen. Dieser Umstand wurde schon für die Korn-, Porengrößenverteilung und gesättigte hydraulische Leitfähigkeit festgestellt.

Abb. 5.19 zeigt die mittleren ku-Kurven der verschiedenen Richtungen der 15 cm Tiefe bei CIS_1. Die anderen Tiefen dieses Standortes wurden nicht beprobt. Der Pflughorizont weist hier genauso wie bei $CIIS_3$ keine signifikante Richtungsabhängigkeit der hydraulischen Leitfähigkeit auf. Es ist aber anzumerken, dass die k_ud und k_uh einen fast identischen Verlauf aufzeigen.

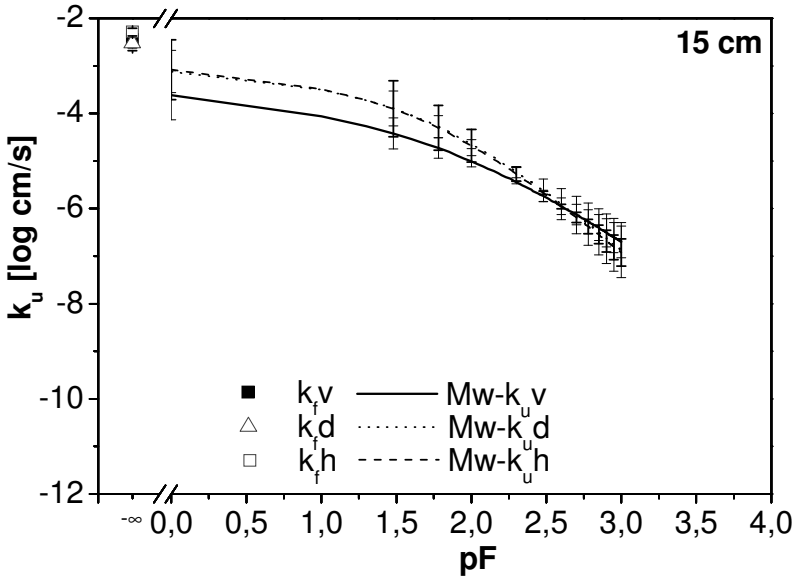


Abb. 5.19: Mittlere ku-Funktionen (Methode A) der verschiedenen Richtungen in 15 cm Tiefe bei CIS_1. Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern der mittleren ku-Funktion.

Aus den ku-Kurven in verschiedenen Richtungen wurden die Tensoren der hydraulischen Leitfähigkeit berechnet, welche im folgenden Kapitel dargestellt sind.

5.1.3.2.3 Tensoren der hydraulischen Leitfähigkeit

Die Tensoren der hydraulischen Leitfähigkeit (K_{11} und K_{22}) im ungesättigten Bereich wurden aus den ku-Kurven der vertikal, diagonal und horizontal entnommenen Proben nach Gl. 3.6 bestimmt. Die Komponenten der hydraulischen Leitfähigkeitstensoren konnten nicht für alle Tiefen bei $CIIS_2$ und CIS_1 berechnet werden, weil in machen Fällen die Gl. 3.6 nicht erfüllt wurde[1].

[1] Eine ausführliche Erklärung dieser Voraussetzung ist im Kap. 3.1 zu finden.

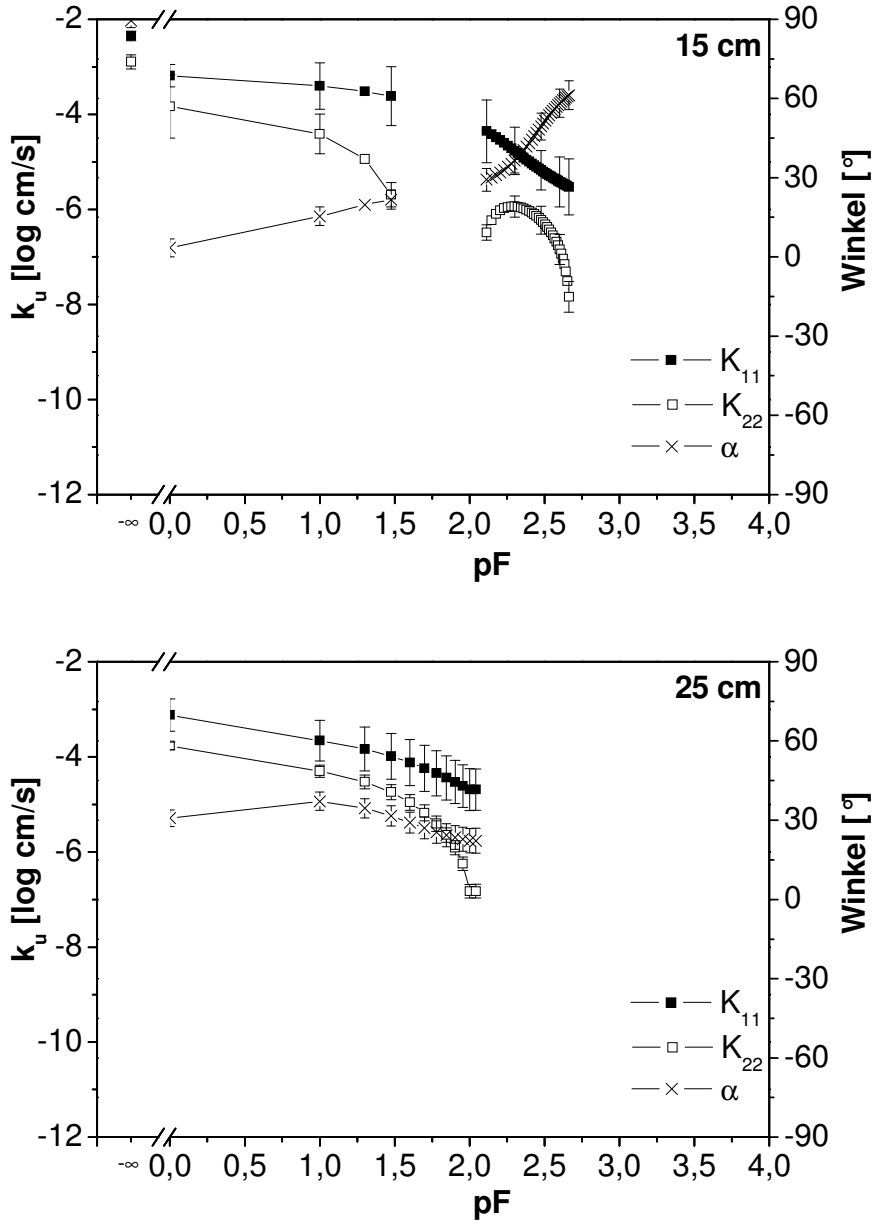


Abb. 5.20: Komponenten des Tensors der hydraulischen Leitfähigkeit (K_{11}, maximale Leitfähigkeit; K_{22}, minimale Leitfähigkeit und α, Winkel der Lage des Hauptsystems) der 15 cm und 25 cm Tiefe bei Standort $CIIS_2$. Werte bei pF -∞ entsprechen den Komponenten der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern.

Die Abb. 5.20 zeigt die Tensoren der hydraulischen Leitfähigkeit für die 15 cm und 25 cm Tiefe bei $CIIS_2$. Die Hauptkomponenten des hydraulischen Leitfähigkeitstenors für den Pflughorizont (15 cm Tiefe) sind über den Messbereich von pF 1,5 bis pF 2,0 nicht bestimmbar. Im gesättigten Zustand ist das Hauptsystem des hydraulischen Leitfähigkeitstensors im Winkel (α) von 90° gegenüber dem Achsensystem der Messung rotiert und die maximale Leitfähigkeit entspricht dem Wert der k_f normal zur Geländeoberfläche (siehe auch Tab. 5.4). Im ungesättigten Bereich sind die Hauptkomponenten des hydraulischen

Leitfähigkeitstensors signifikant voneinander unterschiedlich. Folglich enthält der Winkel der Lage des Hauptachsensystems einen geringen Standardfehler. Mit der Entwässerung der Poren nehmen die beiden Tensorhauptkomponenten ab und die Winkel zu (von 15° bis 60°). In der Pflugsohle konnten die Hauptkomponenten des hydraulischen Leitfähigkeitstensors nur zwischen pF 0 und pF 2,0 bestimmt werden. Genauso wie im Pflughorizont weisen die Tensorhauptkomponenten signifikante Unterschiede auf. Mit steigendem pF nehmen die maximale und minimale hydraulische Leitfähigkeit ab. Mit der Entwässerung der Poren weicht die maximale hydraulische Leitfähigkeit bis zu einem Winkel von 22° von der Horizontalen ab.

Die Tensoren der hydraulischen Leitfähigkeit für die 15 cm und 30 cm Tiefe bei $CIIS_3$ sind in Abb. 5.21 dargestellt. Für den Pflughorizont (15 cm Tiefe) ergibt sich ein ungesättigter hydraulischer Leitfähigkeitstensor, dessen Hauptkomponenten nur zwischen pF 0 und 1,5 bestimmbar sind. Im Vergleich mit der 15 cm Tiefe bei $CIIS_2$ weisen die beiden Hauptkomponenten keine signifikanten Unterschiede auf. Dieses führt dazu, dass die Lösung der Gl. 3.6 zwei verschiedene Winkel, sowohl für die Sinusfunktion, als auch für die Kosinusfunktion liefert. Dieser Umstand macht eine Bewertung der Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit dieses Horizontes unmöglich, obwohl die Gl. 3.6 erfüllt ist. In 30 cm Tiefe (App-Horizont) konnten die Hauptkomponenten des hydraulischen Leitfähigkeitstensors über den gesamten Messbereich bestimmt werden. Die Werte für die maximale (K_{11}) und minimale (K_{22}) hydraulische Leitfähigkeit weisen kaum signifikante Unterschiede auf. Genauso wie für den Pflughorizont weist der Winkel, der die Lage des Hauptachsensystems bestimmt, 2 verschiedene Werte auf, die eine Bewertung dieses Horizontes nicht zulässt.

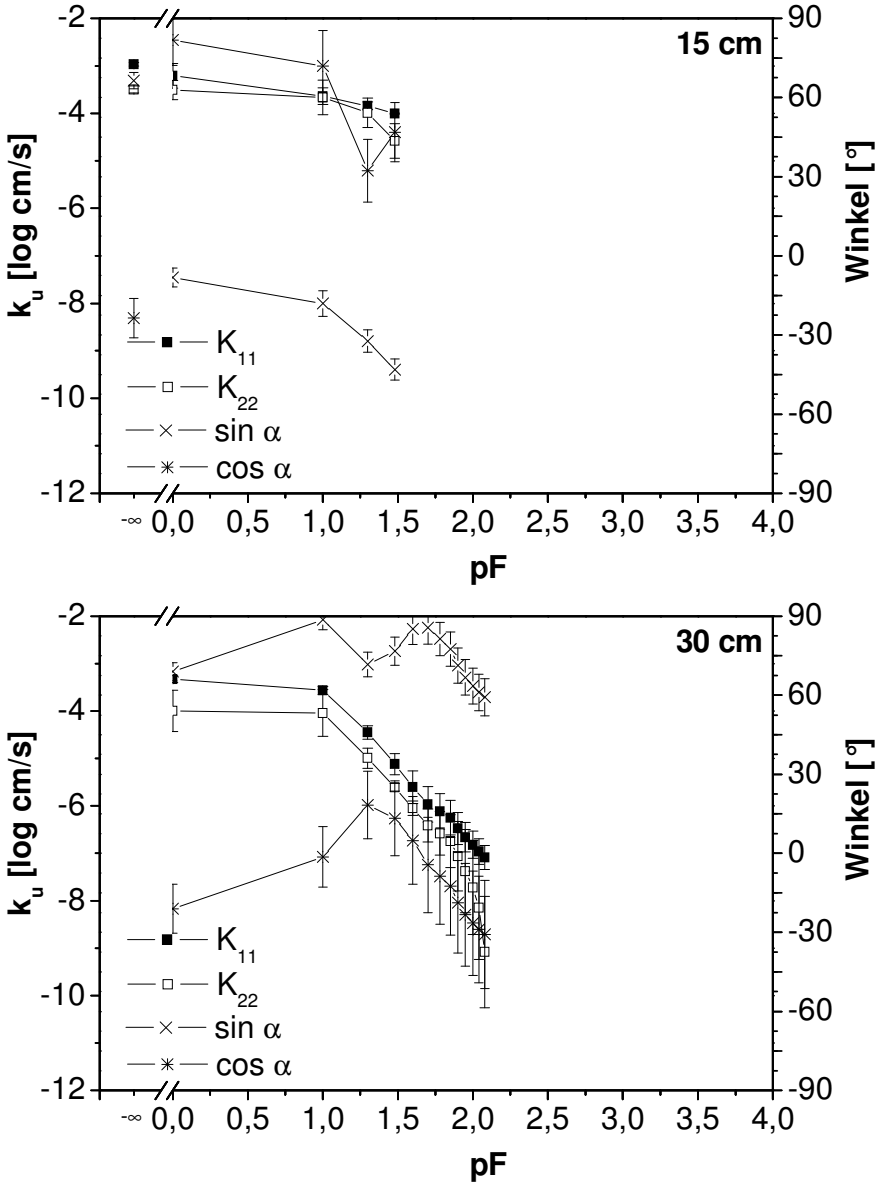


Abb. 5.21: Komponenten des Tensors der hydraulischen Leitfähigkeit (K_{11}, maximale Leitfähigkeit; K_{22}, minimale Leitfähigkeit und α, Winkel der Lage des Hauptsystems) der 15 cm und 30 cm Tiefe bei Standort $CIIS_3$. Werte bei pF -∞ entsprechen die Komponenten der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern.

Die Abb. 5.22 stellt die Komponenten der hydraulischen Leitfähigkeit der 70 cm Tiefe bei $CIIS_3$ und der 15 cm Tiefe bei CIS_1 dar. Für die 70 cm Tiefe weisen die Tensoren der hydraulischen Leitfähigkeit K_{11} und K_{22} signifikante Unterschiede auf. Ab pF 2,3 ist die Abnahme des minimalen hydraulischen Leitfähigkeitstensors stärker als die Abnahme des maximalen hydraulischen Leitfähigkeitstensors. Dieser Umstand führt zu einer Abnahme des Winkels des hydraulischen Leitfähigkeitstensors, und damit ist der maximale hydraulische Leitfähigkeitstensor mehr zur Geländeoberfläche ausgerichtet.

Für den Pflughorizont bei CIS_1 (Abb. 5.22) ergibt sich ein hydraulischer Leitfähigkeitstensor, dessen Hauptkomponenten über den gesamten Messbereich bestimmbar sind. Trotzdem weisen die Tensorhauptkomponenten keine signifikanten Unterschiede auf und dadurch stellt der Winkel der Lage des Hauptsystems 2 Werte dar.

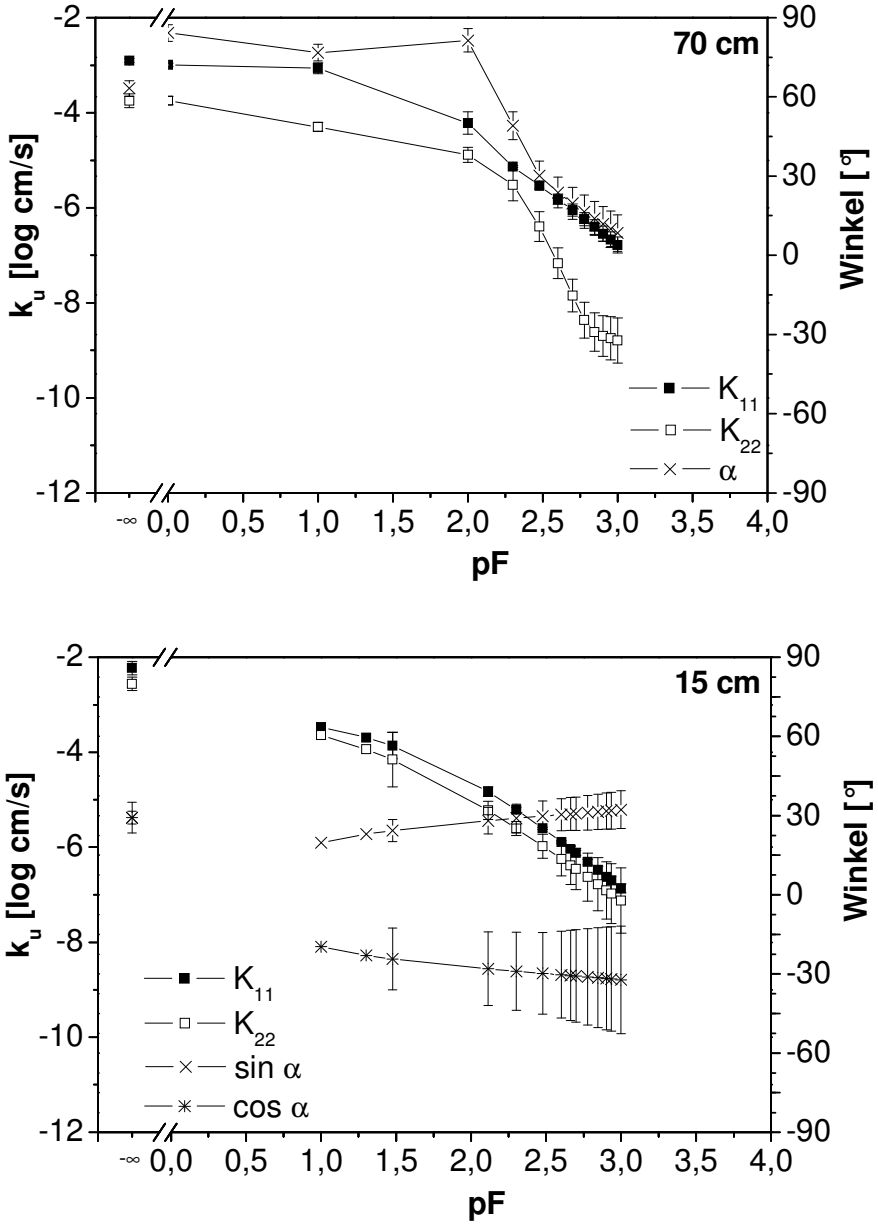


Abb. 5.22: Komponenten des Tensors der hydraulischen Leitfähigkeit (K_{11}, maximale Leitfähigkeit; K_{22}, minimale Leitfähigkeit und α, Winkel der Lage des Hauptsystems) der 70 cm Tiefe bei Standort $CIIS_3$ und 15 cm Tiefe bei Standort CIS_1. Werte bei pF -∞ entsprechen die Komponenten der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die Balken entsprechen den Standardfehlern.

5.1.3.2.4 Anisotropieraten der hydraulischen Leitfähigkeit

Die Abb. 5.23 zeigt die Anisotropieraten des hydraulischen Leitfähigkeitstensors in Abhängigkeit von der Wasserspannung bei $CIIS_2$. Die Anisotropieraten sind wasserspannungsabhängig. In 15 cm Tiefe steigt die Anisotropierate mit zunehmender Entwässerung der Poren (bis pF 1,5). Von pF 2,0 bis ca. pF 2,7 verläuft die Anisotropierate konkav. Die Anisotropierate in der Pflugsohle (25 cm Tiefe) steigt mit zunehmender pF an. Ab einem pF Wert von 2,0 konnte die Anisotropierate nicht bestimmt werden.

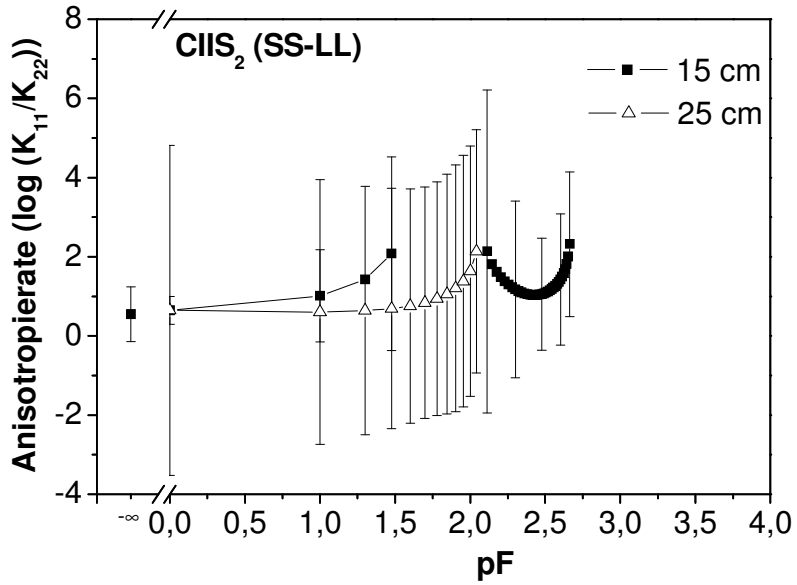


Abb. 5.23: Anisotropieraten des hydraulischen Leitfähigkeitstensors in Abhängigkeit von der Wasserspannung bei Standort $CIIS_2$.

Auch bei $CIIS_3$ zeigt sich wieder deutlich, dass trotz der großen Streubreite die Anisotropieraten wasserspannungsabhängig sind (Abb. 5.24). Genauso wie bei $CIIS_2$ nimmt die Anisotropierate in 15 cm Tiefe mit steigender Entwässerung der Poren zu. Dieser Zustand tritt in 25 cm Tiefe erst ab pF ca. 2,3 auf. Für den M2-Horizont (70 cm Tiefe) nimmt die Anisotropierate erst ab, aber ab pF ca. 2,7 nimmt sie mit weiterer Entwässerung der Poren wieder zu.

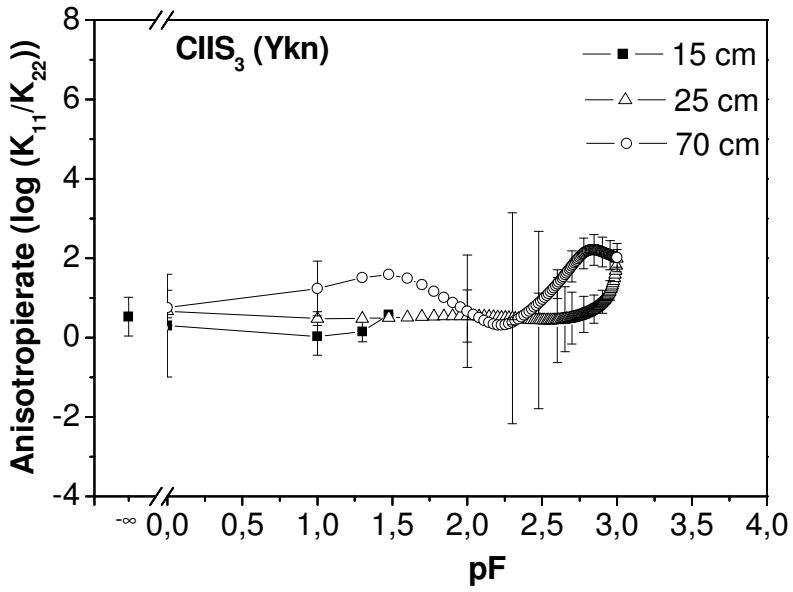


Abb. 5.24: Anisotropieraten des hydraulischen Leitfähigkeitstensors in Abhängigkeit von der Wasserspannung bei Standort CIIS$_3$.

Die Anisotropierate in 15 cm Tiefe bei CIS$_1$ (Abb. 5.25) zeigt im Gegensatz zu den anderen untersuchten Bodenhorizonten keine Wasserspannungsabhängigkeit.

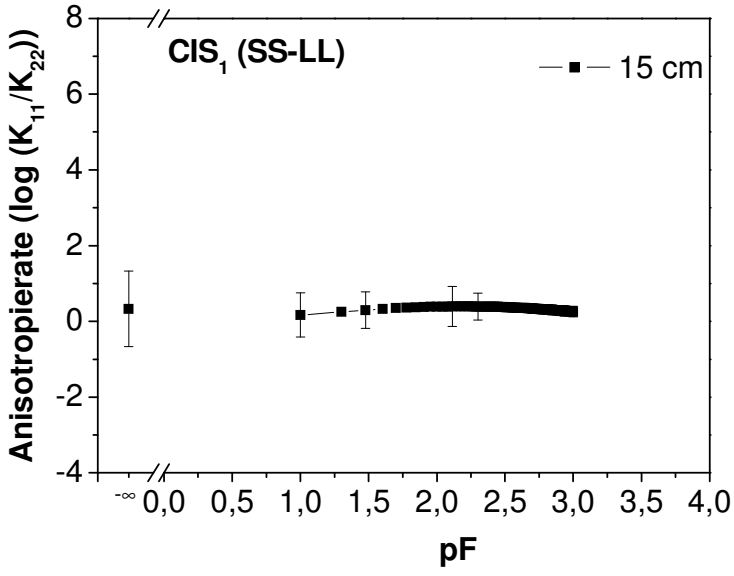


Abb. 5.25: Anisotropierate des hydraulischen Leitfähigkeitstensors in Abhängigkeit von der Wasserspannung bei Standort CIS$_1$.

5.1.4 Luftpermeabilität

5.1.4.1 Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität

Abb. 5.26 stellt die Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen (ε_a) und Luftpermeabilität (k_a) für den Pflughorizont und die Pflugsohle bei $CIIS_2$ dar. Die Luftpermeabilität und das luftgefüllte Porenvolumen wurden mit der Gl. 2.1 angepasst. Die entsprechenden Parameter M, N und das blockierte Porenvolumen (BP, Gl. 2.2) sind in Tab. 5.6 zusammengefasst. Die anderen Kurven mit den entsprechenden Parametern bei $CIIS_2$ sind im Anhang (Abb. 2.1 und Abb. 2.2 und Tab. 2.1) zu finden.

Wenn sich die angepassten Linien mit den Konfidenzintervallen nicht überschneiden, zeigt die Luftpermeabilität ein anisotropes Verhalten. In 15 cm Tiefe (Pflughorizont) ist kein raumabhängiger Unterschied feststellbar. Das horizontale blockierte Porenvolumen ist kleiner als in der vertikalen Richtung (Tab. 5.6). In diesem Fall trägt das kleinere blockierte Porenvolumen in horizontaler Richtung nicht zur Anisotropie bei, denn die Steigung der Luftpermeabilität bzw. die Kontinuität des luftgefüllten Porenvolumens in der vertikalen Richtung ist fast doppelt zu groß wie in der horizontalen Richtung. Folglich ergibt sich hierfür eine Isotropie der Luftpermeabilität bzw. Luftleitfähigkeit. In der Pflugsohle (25 cm Tiefe) hingegen zeigt die Luftpermeabilität Anisotropie sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung ($k_a h > k_a v$), was mit dem kleineren horizontal blockierten Porenvolumen erklärt werden kann. Mit zunehmendem pF (größeres luftgefülltes Porenvolumen) wird ein isotropes Verhalten erreicht, welches an der größeren Kontinuität des vertikalen luftgefüllten Porenvolumens liegt.

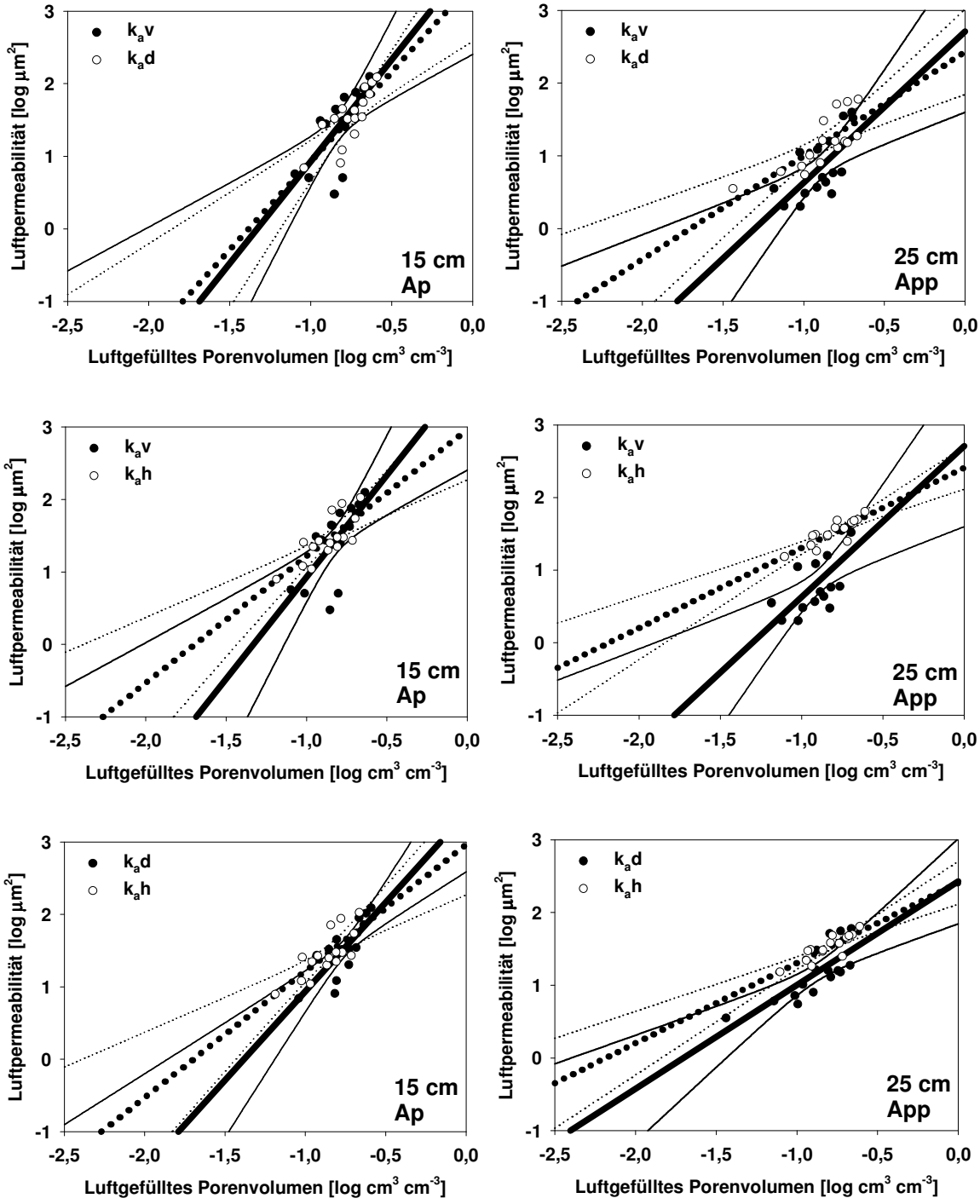


Abb. 5.26: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 15 cm (links) und 25 cm (rechts) Tiefe am Standort CIIS$_2$. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilitäten ($\alpha = 0,05$).

Tab. 5.6: Parameter M, N und blockiertes Porenvolumen (BP) der 15 cm und 25 cm Tiefe am Standort $CIIS_2$.

Standort	Tiefe [cm]	Richtung [-]	Log M [-]	N [-]	R^2 [-]	BP [% Vol.]
$CIIS_2$	15 (Ap)	V	3,737	2,808	0,484	4,67
		D (45°)	3,392	2,454	0,625	5,02
		H	2,966	1,748	0,599	2,01
$CIIS_2$	25 (App)	V	2,709	2,080	0,469	4,98
		D (45°)	2,431	1,427	0,597	1,98
		H	2,410	1,103	0,739	0,65

In 35 cm Tiefe (SwAl-Horizont) ist keine Korrelation zwischen der Luftpermeabilität und luftgefülltem Porenvolumen in diagonaler Richtung zu finden (R^2 = 0,05), d.h. die Luftpermeabilität stellt keinen linearen Anstieg mit zunehmendem luftgefülltem Porenvolumen dar (Abb. 2.1 im Anhang B). Eine Anisotropie der Luftpermeabilität in dieser Tiefe ist nicht festzustellen.

Für den SdBt-Horizont (50 cm Tiefe) ergibt die Korrelation zwischen k_a und ε_a sehr niedrige Regressionskoeffizienten (V R^2 = 0,08; H R^2 = 0,03). Außerdem weist der Parameter N in der horizontalen Richtung einen negativen Wert auf, d.h. die Luftpermeabilität nimmt mit steigendem luftgefülltem Porenvolumen ab, was unlogisch ist, und mit der dann anisotropen Schrumpfung des Bodens erklärt werden muss. Die Abb. 5.27 zeigt den Effekt der Schrumpfung[1] in der Beziehung zwischen ε_a und k_a. Die entsprechenden Parameter der Anpassung sind ebenfalls in Abb. 5.27 dokumentiert.

[1] Die Berücksichtigung der Schrumpfung erfolgte sowohl bei der Bestimmung des luftgefüllten Porenvolumens als auch bei der Korrektur der tatsächlichen Höhe der Bodenprobe bei der Messung der Luftpermeabilität.

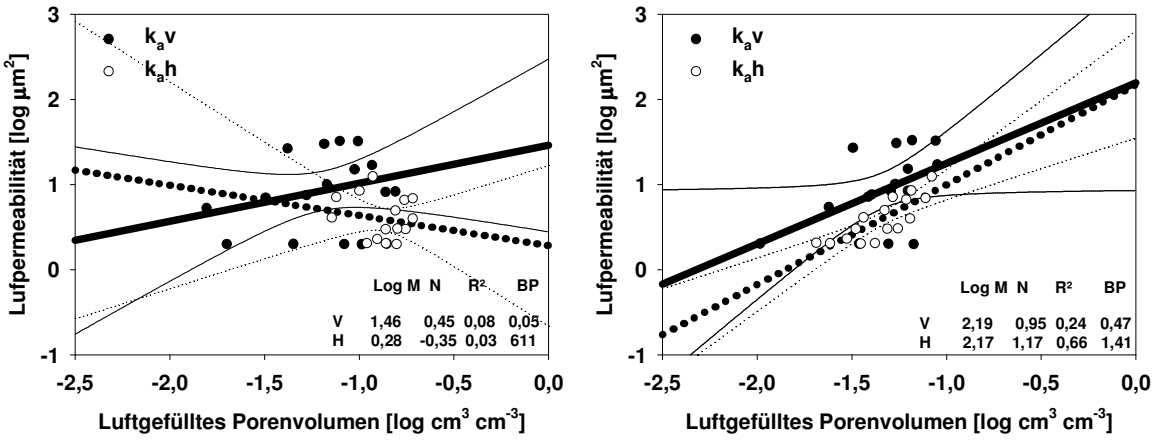


Abb. 5.27: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in 50 cm Tiefe am Standort CIIS$_2$ vor (links) und nach (rechts) Korrektur der Schrumpfung. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilität ($\alpha = 0,05$).

Aufgrund der Berücksichtigung der Schrumpfung steigt der Regressionskoeffizient zwischen ε_a und k_a. Außerdem nimmt die horizontale k_a mit steigendem ε_a zu. Darüber hinaus sinkt das blockierte Porenvolumen. In dieser Tiefe ist eine Anisotropie der k_a nur in der vertikalen und diagonalen Richtung zu erkennen.

Die Korrelation zwischen ε_a und k_a weist in der 80 cm Tiefe (SBv-Horizont) auch sehr niedrige Regressionskoeffizienten (0° R^2 = 0,005; 45° R^2 = 0,21) auf. Der Parameter N in der vertikalen Richtung weist einen negativen Wert auf, der durch die Berücksichtigung der Schrumpfung (Abb. 5.28) ebenfalls korrigiert wurde. Genauso wie in der 50 cm Tiefe hat die Berücksichtigung der Schrumpfung zur Verbesserung der Regressionskoeffizienten geführt. In dieser Tiefe ist Anisotropie in allen Richtungen festzustellen.

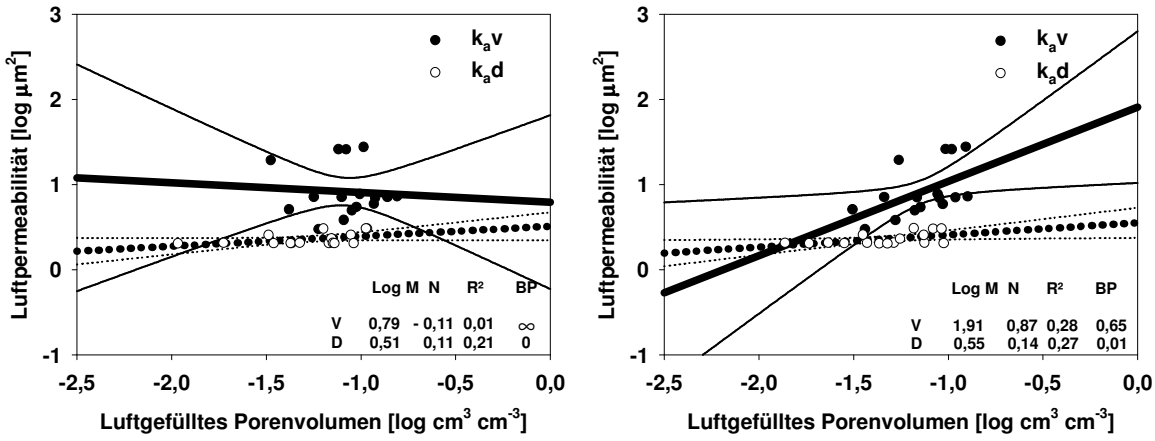


Abb. 5.28: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in 80 cm Tiefe bei $CIIS_2$ vor (links) und nach (rechts) Korrektur der Schrumpfung. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilitäten ($\alpha = 0,05$).

Die Abb. 5.29 stellt die Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen (ε_a) und Luftpermeabilität (k_a) in 15 cm und 30 cm Tiefe bei CIS_1 dar. Die entsprechenden Parameter sind in Tab. 5.7 zusammengefasst. In 15 cm Tiefe (Ap-Horizont) nimmt die Luftpermeabilität mit steigender Entwässerung der Poren zu und weist keine signifikante Richtungsabhängigkeit auf. Im Gegensatz zu 25 cm Tiefe bei $CIIS_2$ stellt die Luftpermeabilität in der Pflugsohle bei CIS_1 ein isotropes Verhalten dar. Obwohl das blockierte Porenvolumen in 90° kleiner ist als das in der vertikalen Richtung, wird ein isotroper Zustand erreicht, da die vertikale Luftpermeabilität eine größere Kontinuität aufweist.

Tab. 5.7: Parameter M, N und blockiertes Porenvolumen (BP) der 15 cm und 30 cm Tiefe am Standort CIS_1.

Standort	Tiefe [cm]	Richtung [-]	Log M [-]	N [-]	R^2	BP [% Vol.]
CIS_1	15 (Ap)	V	2,777	1,529	0,415	1,529
		D (45°)	2,979	2,171	0,555	4,245
		H	2,918	1,669	0,319	1,786
CIS_1	30 (App)	V	2,816	1,715	0,434	2,283
		D (45°)	2,689	1,769	0,571	3,018
		H	2,266	1,161	0,293	1,118

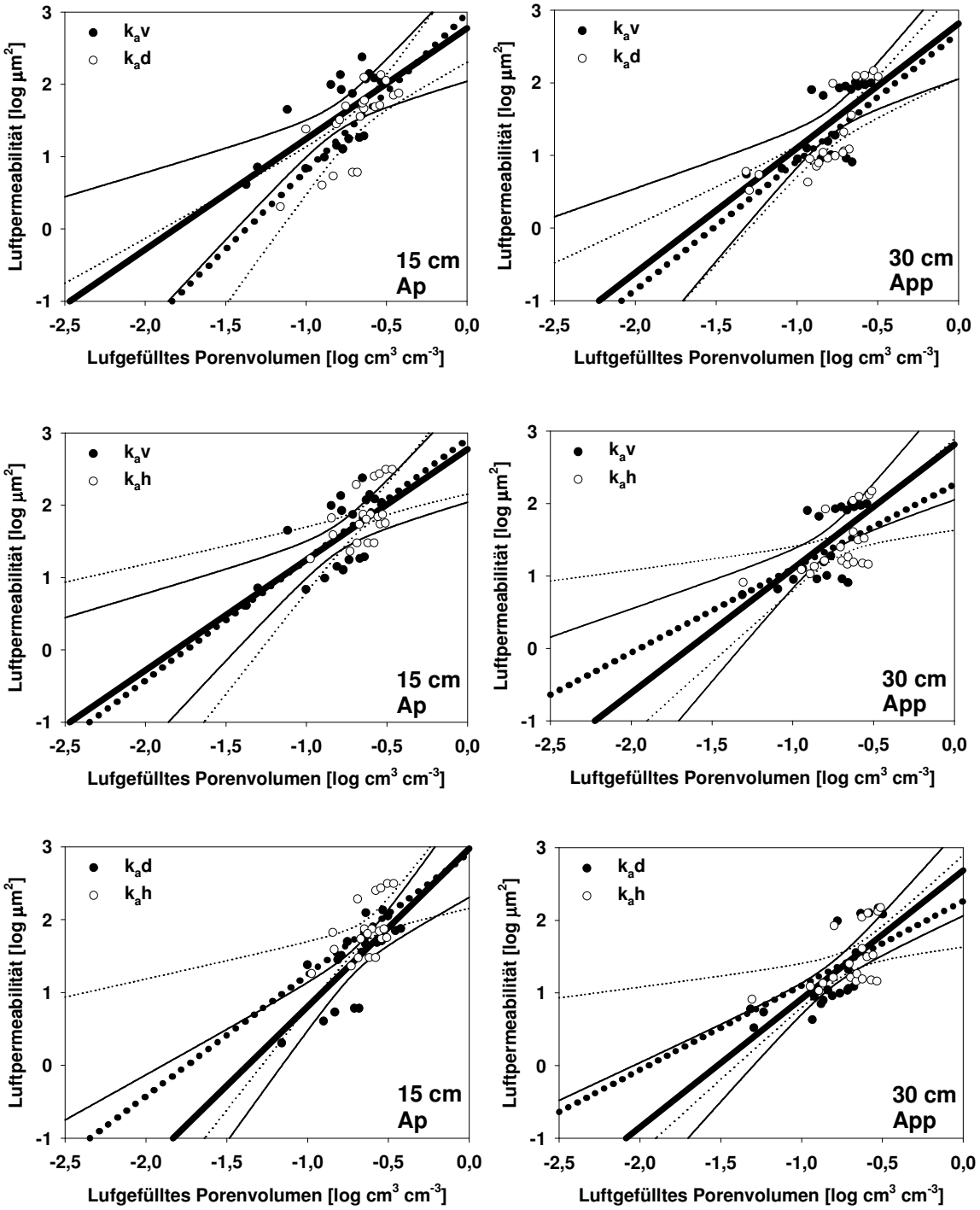


Abb. 5.29: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 15 cm (links) und 30 cm (rechts) Tiefe bei CIS_1. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilitäten ($\alpha = 0,05$).

In 40 cm Tiefe (SwAl-Horizont) ist die Luftpermeabilität in der horizontalen Richtung kleiner als in den vertikalen und diagonalen Richtungen; folglich verhält sich die Luftleitfähigkeit anisotrop (Abb. 2.3 im Anhang B). Das größere blockierte Porenvolumen und die relativ kleinere Kontinuität (N) in der horizontalen Richtung führt zu dieser Richtungsabhängigkeit. Für den SdBt-Horizont (70 cm Tiefe) dagegen ist keine signifikante Anisotropie der Luftpermeabilität zu erkennen,

obwohl Unterschiede in der Kontinuität und dem blockierten Porenvolumen vorhanden sind. In 90 cm Tiefe (SBv-Horizont, Abb. 2.4 im Anhang B) genauso wie im SBv-Horizont bei $CIIS_2$ weist die Luftpermeabilität eine Richtungsabhängigkeit auf.

Die Beziehung zwischen ε_a und k_a für den Pflughorizont und die Pflugsohle bei CIS_2 ist in Abb. 5.30 dargestellt. Die entsprechenden Parameter sind in Tab. 5.8 zu finden. Obwohl das luftgefüllte Porenvolumen für den Pflughorizont in der diagonalen Richtung ein größeres blockiertes Porenvolumen aufweist als in der horizontalen Richtung, weist es eine höhere k_a auf. Folglich verhält sich dieser Horizont ebenfalls anisotrop im Zusammenhang mit der Luftleitfähigkeit. Dies liegt daran, dass die Kontinuität (N) in der diagonalen Richtung größer ist als in der horizontalen Richtung. Anisotropie in der k_av und k_ah ist ebenfalls zu erkennen. Die k_a in der Pflugsohle weist auch eine Richtungsabhängigkeit auf, was durch das kleinere blockierte Porenvolumen in der diagonalen Richtung ausgedrückt wird.

Tab. 5.8: Parameter M, N und blockiertes Porenvolumen (BP) der 15 cm und 30 cm Tiefe CIS_2.

Standort	Tiefe [cm]	Richtung [-]	Log M [-]	N [-]	R^2	BP [% Vol.]
CIS_2	15 (Ap)	V	3,180	1,898	0,537	2,110
		D (45°)	3,369	2,295	0,559	3,405
		H	1,986	1,123	0,511	1,704
CIS_2	30 (App)	V	2,881	1,788	0,683	2,444
		D (45°)	2,202	0,542	0,108	0,009
		H	2,639	1,589	0,556	2,185

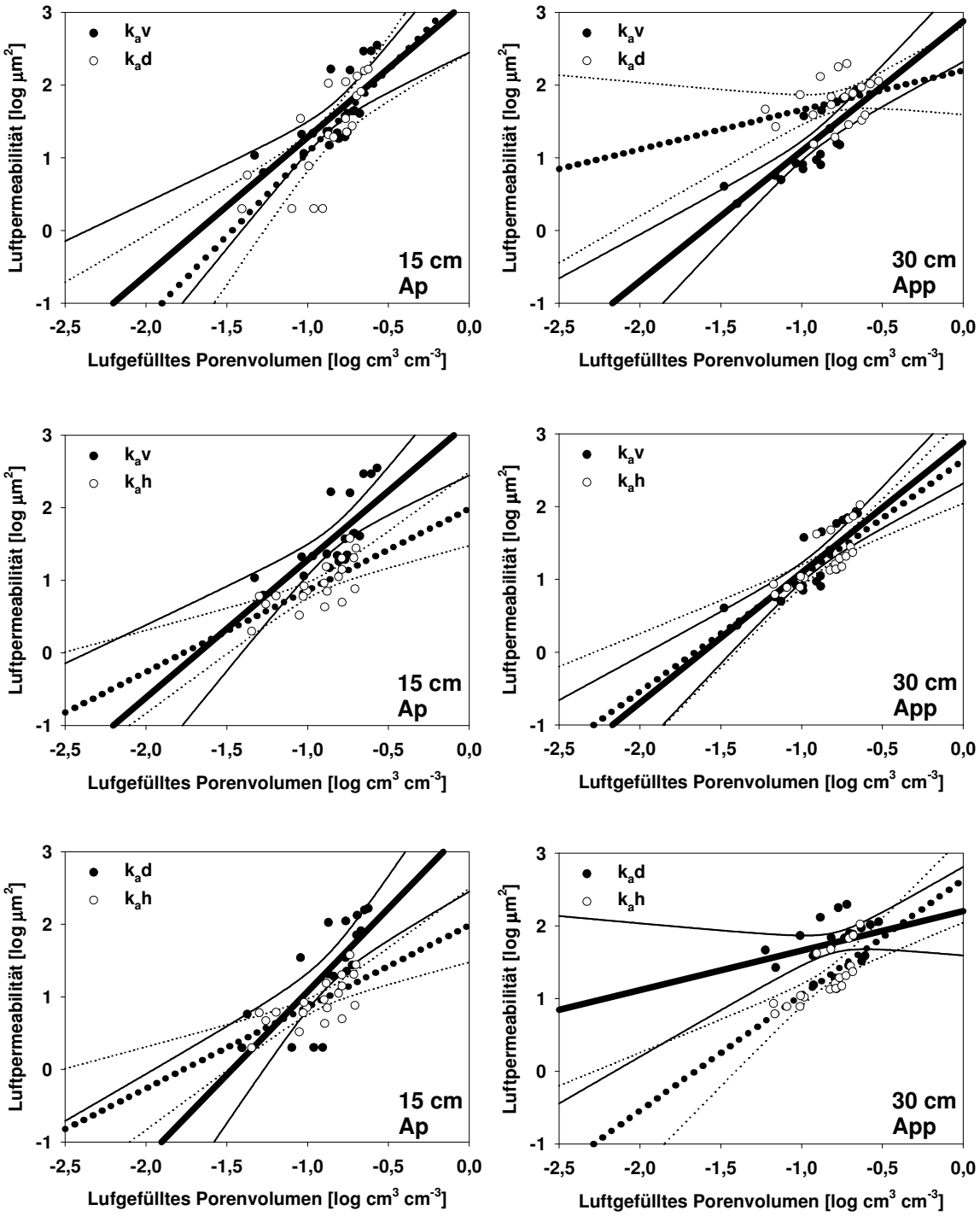


Abb. 5.30: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 15 cm (links) und 30 cm (rechts) Tiefe am Standort CIS_2. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilitäten ($\alpha = 0,05$).

In 40 cm Tiefe (Bt-Horizont) ist keine eindeutige Anisotropie der Luftpermeabilität zu erkennen (Abb. 2.5 im Anhang B).

Der Effekt der Berücksichtigung der Schrumpfung für die Beziehung zwischen k_a und ε_a wird nicht für alle Kurven dargestellt. Die Parameter M, N, das blockierte Porenvolumen und die Regressionskoeffizienten für alle Kurven unter Berücksichtigung der Schrumpfung sind in Tab. 2.1 und Tab. 2.2 (im Anhang B) zusammengestellt. Bei $CIIS_2$ zeigt sich, dass in fast allen Fällen die Berücksichtigung der Schrumpfung zur Verbesserung der Regressionskoeffizienten beigetragen hat. Es ist außerdem anzumerken, dass obwohl die Schrumpfung des Bodens ziemlich gering (Kap. 5.1.2.3) war, sich diese auf die Geometrie des Porensystems auswirkte, was anhand der Änderung von M, N und dem blockierten Porenvolumen zu sehen ist. Ähnliche Zusammenhänge lassen sich bei CIS_1 auch dokumentieren, obwohl nicht in allen Fällen eine Verbesserung der Regressionskoeffizienten erreicht werden konnte. Bis 40 cm Tiefe sinkt aber die Kontinuität (N) und das blockierte Porenvolumen aufgrund der Schrumpfung. In 70 cm und 90 cm Tiefe hat die Berücksichtigung der Schrumpfung zur Zunahme von N und Abnahme des blockierten Porenvolumens geführt.

5.1.4.2 Anisotropieraten der Luftpermeabilität

Nach dem konzeptuellen Modell von Mualem (1984) können die Anisotropieraten der Luftpermeabilität als Quotient zwischen k_ah und k_av definiert werden. Die k_a-Werte in den horizontalen und vertikalen Richtungen bestehen aus den angepassten Geraden der Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität. Um den Effekt der Schrumpfung auf das isotrope bzw. anisotrope Verhalten der Luftpermeabilität sehen zu können, sind die Anisotropieraten ohne (a) und mit (b) Berücksichtigung[1] der Schrumpfung zusammen dargestellt.

Abb. 5.31 zeigt die Anisotropieraten der Luftpermeabilität in Abhängigkeit vom luftgefüllten Porenvolumen bei $CIIS_2$.

[1] Die Berücksichtigung der Schrumpfung erfolgte sowohl bei der Bestimmung des luftgefüllten Porenvolumens als auch bei der Korrektur der tatsächlichen Höhe der Boden bei der Messung der Luftpermeabilität.

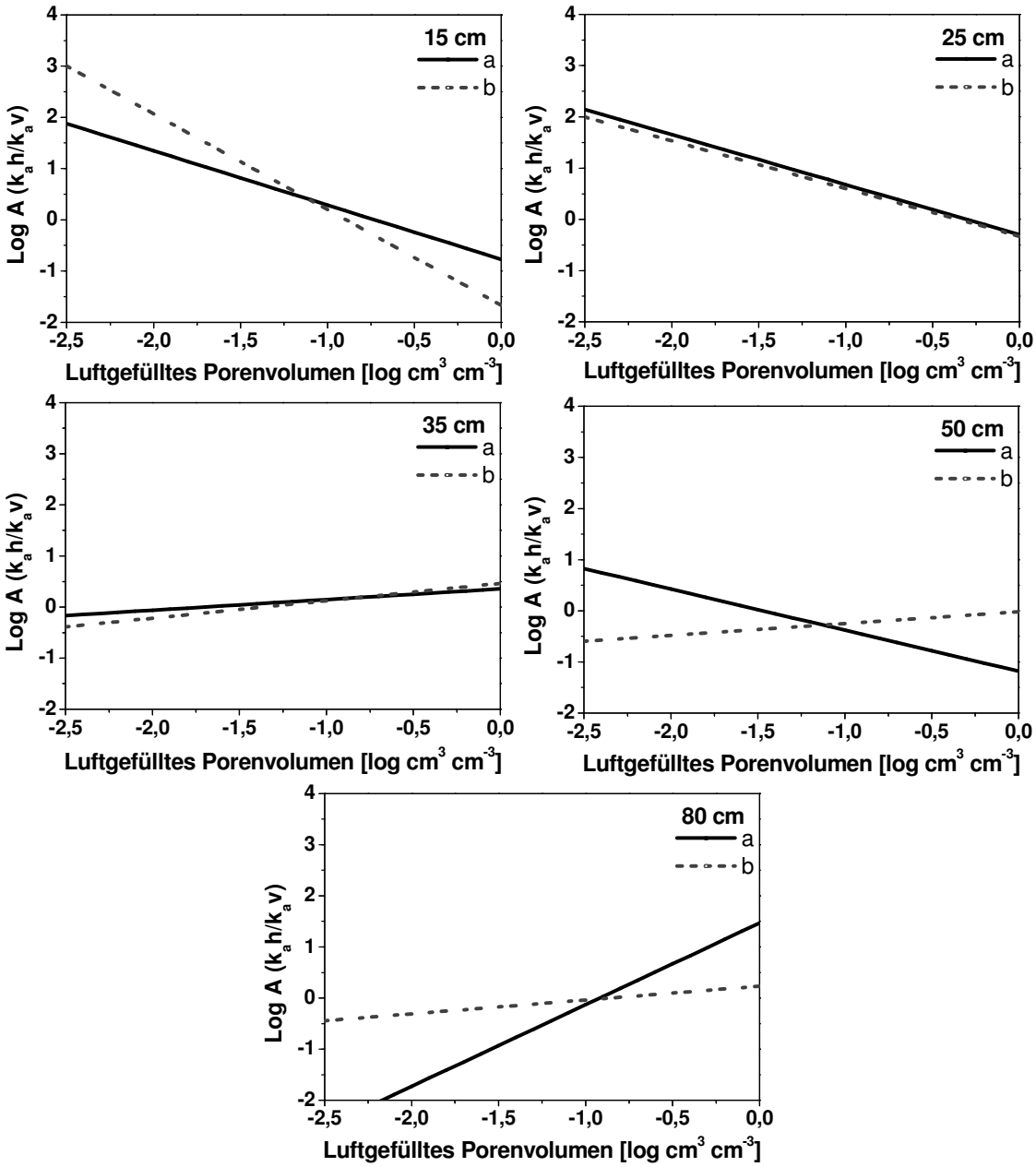


Abb. 5.31: Anisotropieraten der Luftpermeabilität in Abhängigkeit vom luftgefüllten Porenvolumen in allen Tiefen am Standort $CIIS_2$. (a): ohne Berücksichtigung, (b) mit Berücksichtigung der Schrumpfung. Log A = 0 zeigt ein isotropes Verhalten.

Da das luftgefüllte Porenvolumen von der Wasserspannung bestimmt wird, zeigt sich wieder einmal deutlich, dass die Anisotropie, in diesem Fall der Luftpermeabilität, vom Sättigungsgrad bzw. von der Wasserspannung abhängig ist. Von allen Bodentiefen weist die 25 cm Tiefe die größte Anisotropierate auf, was an dem kleineren blockierten Porenvolumen in der horizontalen Richtung liegt. In 15 cm und 25 cm Tiefe sinken die Anisotropieraten mit zunehmender Entwässerung ab. Die Berücksichtigung der Schrumpfung führte nur in 15 cm zu einer Zunahme der Steigung der Anisotropierate. Für den SwAl-Horizont (35 cm Tiefe) nimmt die Anisotropierate mit steigendem luftgefülltem Porenvolumen zu.

Außerdem sind die Verläufe beider Anisotropieraten (a und b) vergleichbar. In 50 cm Tiefe (SdBt-Horizont) dagegen hat die Schrumpfung des Bodens das anisotrope Verhalten der Luftpermeabilität geprägt. Ohne Berücksichtigung der Schrumpfung sinkt die Anisotropierate mit zunehmender Entwässerung. Achtet man auf die Änderung des Volumens, dann nimmt die Anisotropierate mit zunehmendem luftgefüllten Porenvolumen zu. Für den SBv-Horizont (80 cm Tiefe) ist die positive Steigung der Anisotropierate durch die Berücksichtigung der Schrumpfung flacher geworden.

Bei CIS_1 hängen die Anisotropieraten der Luftpermeabilität auch von der Wasserspannung ab (Abb. 5.32). Im Vergleich zu $CIIS_2$ weist die Luftpermeabilität im gesamten Bodenprofil bei CIS_1 kleinere Anisotropieraten auf. In 15 cm Tiefe ist die positive Steigung der Anisotropierate durch die Berücksichtigung der Schrumpfung flacher geworden. Die Werte der Anisotropierate zeigen, dass die k_av und k_ah vergleichbar sind. Im Gegensatz dazu nimmt die Anisotropierate der Luftpermeabilität in der Pflugsohle mit steigendem luftgefülltem Porenvolumen ab, und weist keine Änderung durch die Berücksichtigung der Änderung des Volumens auf. Für den SwAl-Horizont (40 cm Tiefe) steigt Log (k_ah/k_av) mit zunehmender Entwässerung der Poren an und tendiert zu einem isotropen Zustand. In 70 cm Tiefe (SdBt-Horizont), genauso wie für den SdBt-Horizont bei $CIIS_2$, ist der Effekt der Schrumpfung auf das richtungsabhängige Verhalten der Luftpermeabilität geprägter als die anderen Tiefen. Berücksichtigt man die Änderung des Volumens, dann ändern sich die Richtung der Steigung und der Betrag der Anisotropierate bis zu 1 Potenzunterschied. Für den SBv-Horizont (90 cm Tiefe) sinkt die Anisotropierate mit zunehmendem luftgefüllten Porenvolumen.

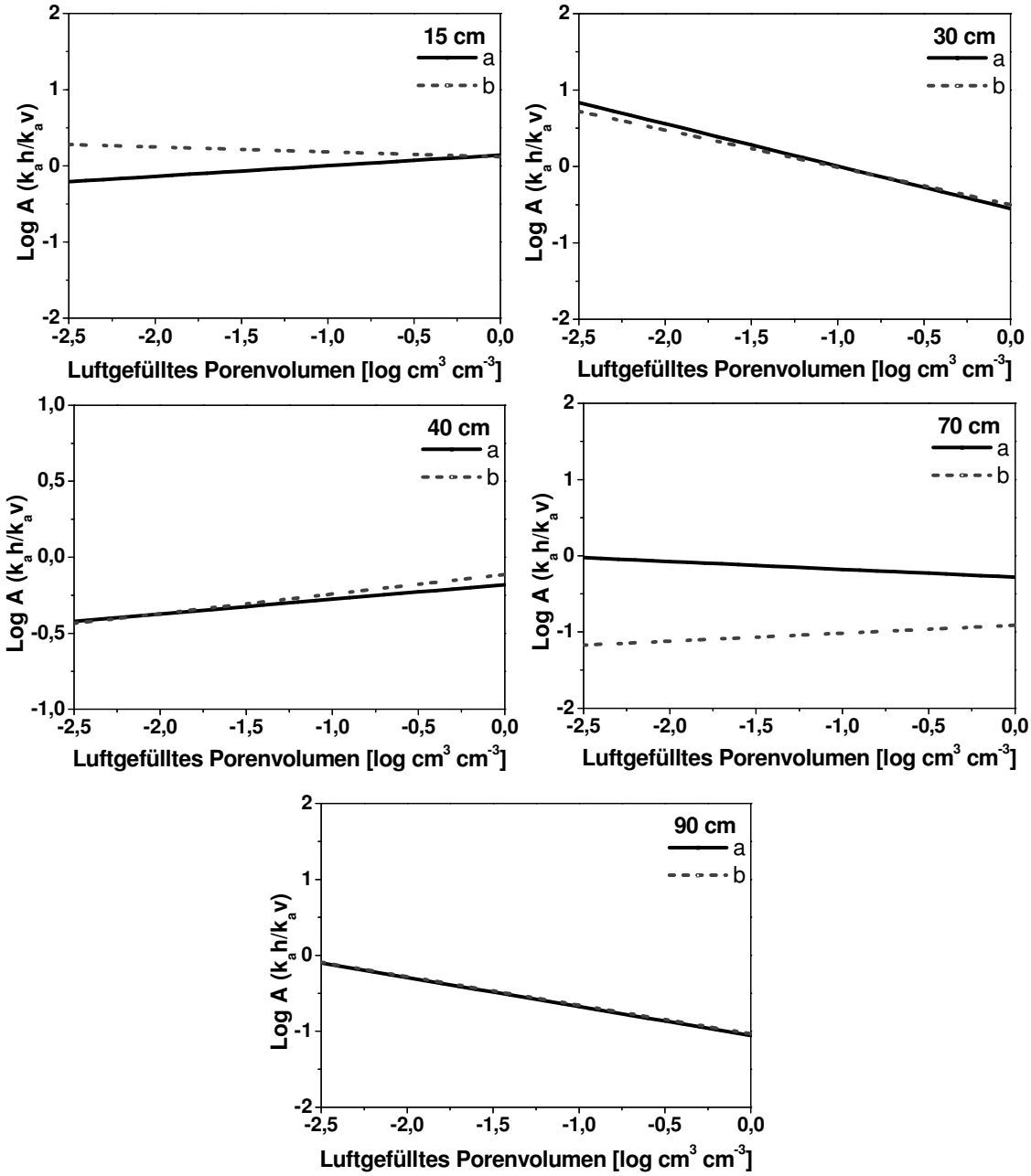


Abb. 5.32: Anisotropieraten der Luftpermeabilität in Abhängigkeit vom luftgefüllten Porenvolumen in allen Tiefen am Standort CIS_1. (a): ohne Berücksichtigung, (b) mit Berücksichtigung der Schrumpfung. Log A = 0 zeigt ein isotropes Verhalten.

5.1.5 Wasserpermeabilität und Luftpermeabilität

Die Wasser- und Luftpermeabilitäten, die an den gleichen Bodenproben gemessen wurden, sollen Aufschluss über die richtungsabhängige Zugigkeit der Poren geben. Proben in vertikalen und horizontalen entnommenen Richtungen aus verschiedenen Standorten aber gleichen Bodenhorizonten wurden verwendet (z.B. Bodenproben aus dem Ap-Horizont aus $CIIS_2$ und CIS_1). Die gesättigte Wasserpermeabilität (k_o) und die Luftpermeabilität (k_a) bei den verwendeten Wasserspannungen wurden korreliert. Die Abb. 5.33 zeigt die Beziehung

zwischen k_o und k_a für den Ap- und App-Horizont in vertikalen und horizontalen Entnahmerichtungen.

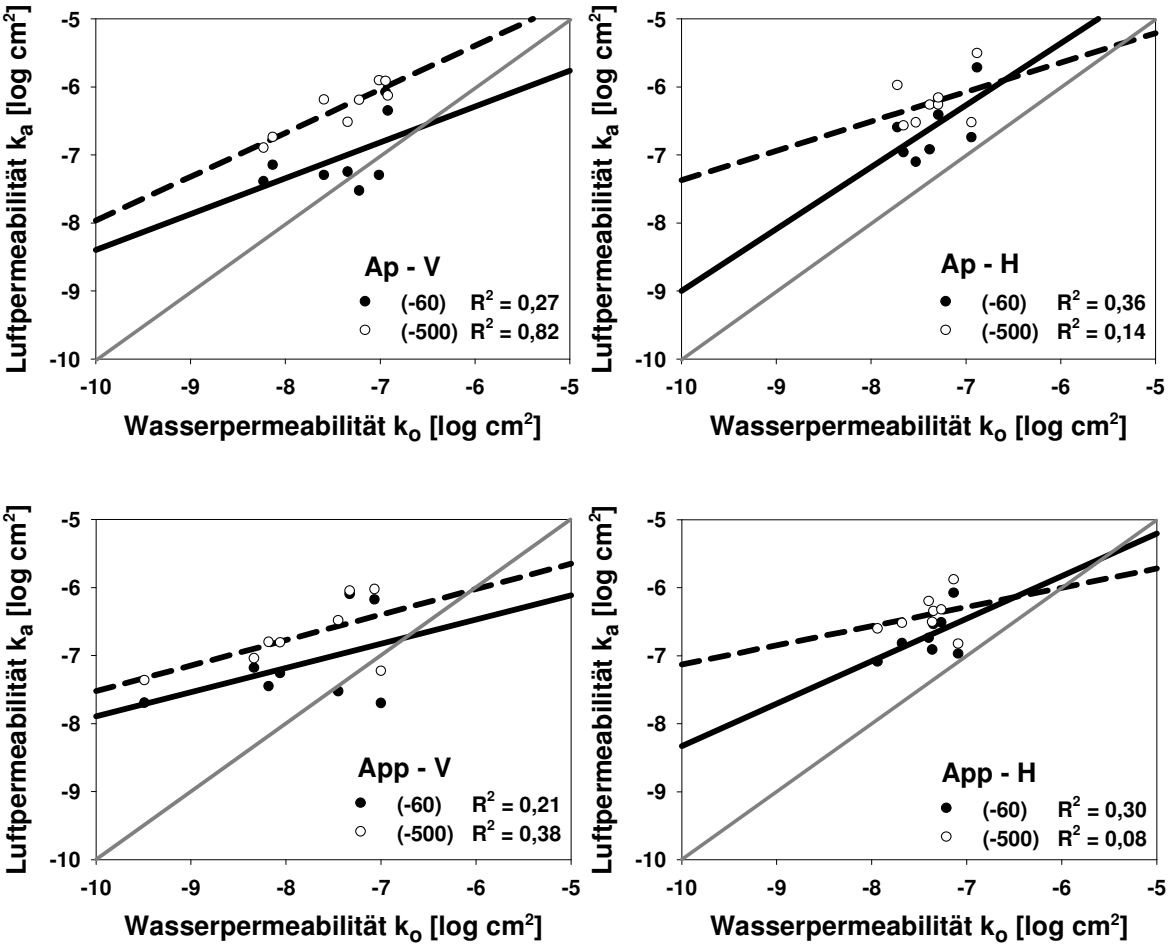


Abb. 5.33: Korrelation zwischen der Wasserpermeabilität (bei Sättigung) und der Luftpermeabilität (bei -60 und -500 hPa Entwässerung) im Ap- und App-Horizont in zwei Entnahmerichtungen (V, H). Die graue Linie zeigt eine Beziehung 1:1.

Im Allgemeinen ist zu erkennen, dass die mit Wasser und Luft gemessenen Werte im Bereich hoher Permeabilitäten ähnlicher sind als die Werte im Bereich kleiner Permeabilitäten. Das führt dazu, dass die angepassten Geraden in der vertikalen Richtung bei -60 hPa bis eine Wasserpermeabilität von ca. 10^{-7} cm² oberhalb der 1:1 Linie liegen. Mit abnehmender Wasserspannung (-500 hPa) wird die Unterschätzung der Wasserpermeabilität größer. Bei den horizontal entnommenen Proben (H) verlaufen die Geraden bei -60 und -500 hPa nicht parallel und treffen sich bei einer Wasserpermeabilität von ca. $10^{-7,5}$ cm². Ab diesem Punkt wird die Unterschätzung der Wasserpermeabilität kleiner. Für den Ap- und App-Horizont weisen die Korrelationen zwischen Permeabilitäten in der vertikalen Richtung höhere Regressionskoeffizienten bei kleinerer Wasserspannung bzw. größerem luftgefülltem Porenvolumen auf. Das Gegenteil wurde in den horizontalen

entnommenen Proben festgestellt, d.h. die Korrelationen wurden schwächer mit zunehmender Entwässerung der Poren.

Für den SwAl-Horizont (Abb. 5.34) ergeben sich kleinere Permeabilitäten (bei gleicher Wasserspannung) und dadurch sind die mit Wasser und Luft gemessenen Werte weiter auseinander von der 1:1-Linie im Vergleich mit den Ap- und App-Horizonten. Bei beiden gemessenen Richtungen ist die Korrelation bei einer Wasserspannung von -500 hPa höher als bei -60 hPa. Es ist aber anzumerken, dass keine Korrelation zwischen k_o und k_a bei -60 hPa in den horizontal entnommenen Bodenproben vorhanden ist.

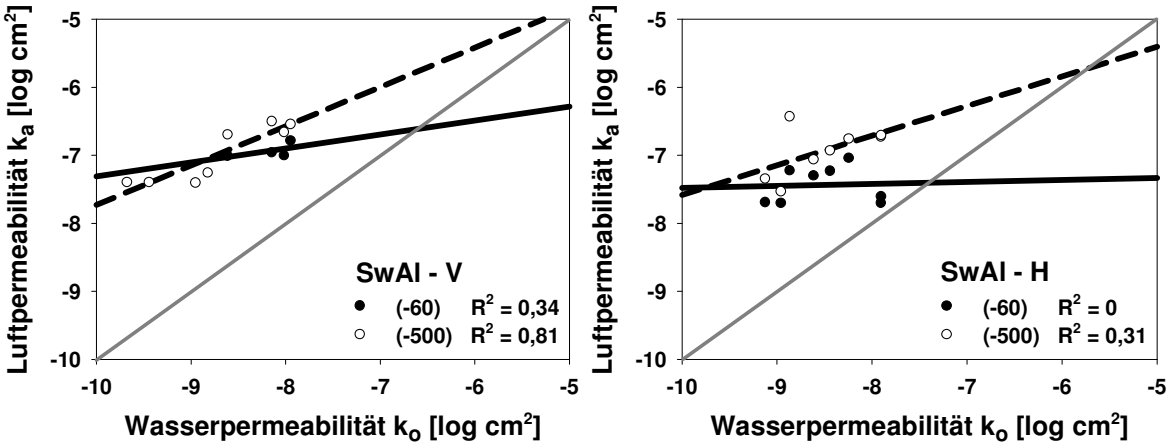


Abb. 5.34: Korrelation zwischen der Wasserpermeabilität (bei Sättigung) und der Luftpermeabilität (bei -60 und -500 hPa) im SwAl-Horizont. Die graue Linie zeigt eine Beziehung 1:1.

Im Vergleich zu dem Ap-, App-, und SwAl-Horizont zeigt sich für den SdBt- und SBv-Horizont (Abb. 5.35) ein ähnliches Verhalten, d.h. mit zunehmenden Permeabilitäten sind die mit Wasser und Luft gemessenen Werte ähnlicher. Die Korrelation zwischen k_o und k_a wird mit zunehmender Entwässerung der Poren schwächer.

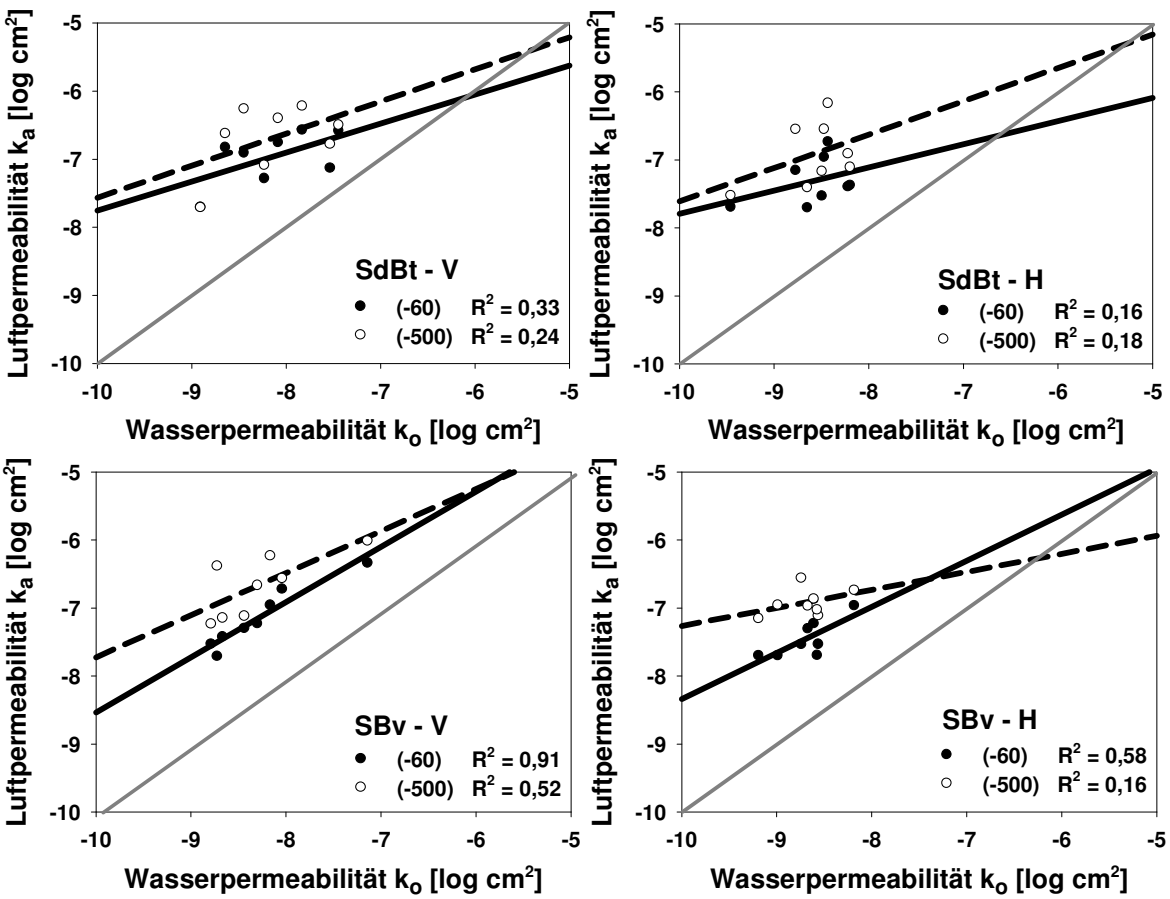


Abb. 5.35: Korrelation zwischen der Wasserpermeabilität (bei Sättigung) und der Luftpermeabilität (bei -60 und -500 hPa) in SdBt- und SBv-Horizont. Die graue Linie zeigt eine Beziehung 1:1.

Die Abb. 5.36 zeigt die Regressionskoeffizienten zwischen den gesättigten Wasserpermeabilitäten und Luftpermeabilitäten bei verschiedenen Saugspannungen ($-\Psi_m$) für den Ap- und App-Horizont, wobei die Zylinder vertikal (V) und horizontal (H) entnommen worden waren. Die Ergebnisse aus gleichen Bodenhorizonten sind für $CIIS_2$ und CIS_1 zusammen dargestellt. Der Effekt der Berücksichtigung der Schrumpfung des Bodens auf die Regressionskoeffizienten ist auch zu sehen. Im Ap-Horizont nimmt der Regressionskoeffizient für die vertikalen Proben bis 300 hPa Saugspannung zu. Diese Zunahme stellt für die 2 Saugspannungsstufen (von 60 bis 150 und von 150 bis 300 hPa) verschiedene Steigungen dar, d.h. die Kurve wird flacher mit zunehmender Entwässerung der Poren. Ab 300 hPa ergibt sich eine eindeutige Abnahme des R^2. Im Vergleich zu Ap-V weisen die horizontal entnommenen Bodenproben kleinere Regressionskoeffizienten auf. Die Korrelation zwischen k_o und k_a stellt eine abnehmende Tendenz mit der Entwässerung der Poren dar. Bei App-V ist zu erkennen, dass die Regressionskoeffizienten bis 150 hPa Saugspannung ansteigen. Danach nimmt die Korrelation mit zunehmender Entwässerung der

Poren ab. In den horizontal entnommenen Proben zeigt sich eine eindeutige Abnahme des Regressionskoeffizienten mit zunehmender Entwässerung der Poren. Die Berücksichtigung der vertikalen Schrumpfung hat keine eindeutige Änderung der Korrelation zwischen k_o und k_a für alle Bodenhorizonte und Richtungen gebracht.

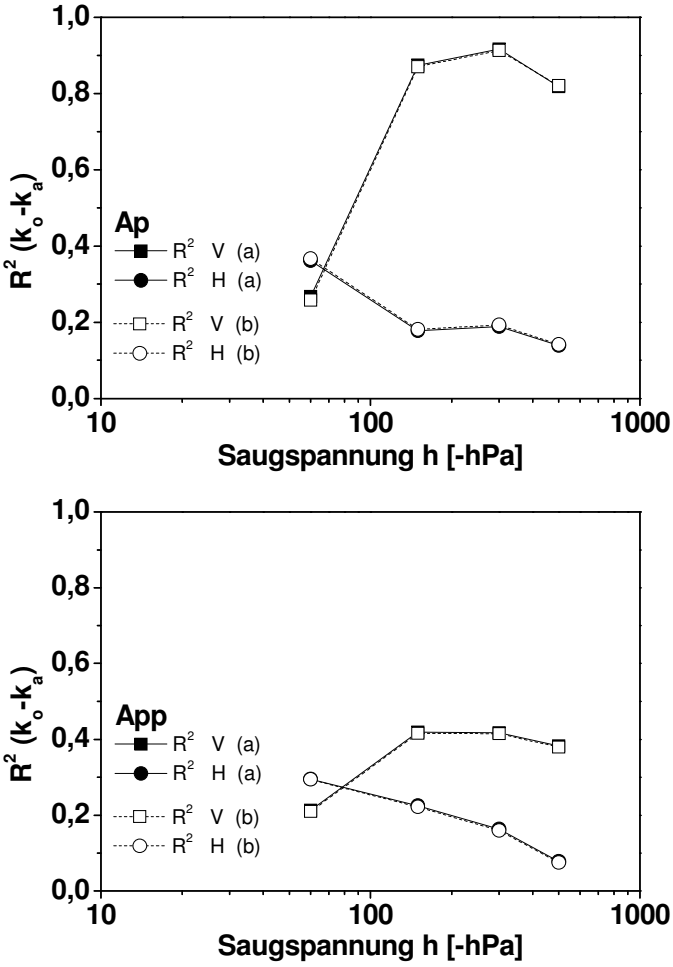


Abb. 5.36: Regressionskoeffizienten zwischen gesättigter Wasserpermeabilität und Luftpermeabilität für den Ap- und App-Horizont in Abhängigkeit von der Saugspannung (-Ψ_m) und Probenentnahmerichtung (V, H). Regressionskoeffizient ohne (a) und mit (b) Berücksichtigung der Schrumpfung des Bodens zur Ermittlung der Luftpermeabilität.

Der SwAl-Horizont zeigt in den 2 entnommenen Richtungen einen schwankenden Verlauf (Abb. 5.37), wobei die Korrelation zwischen k_o und k_a bis 150 hPa Saugspannung besser wird, aber anschließend stufenweise abnimmt. Die Berücksichtigung der Schrumpfung bei der Ermittlung der Luftpermeabilität hat nur zu einer geringen Änderung der Korrelation zwischen k_o und k_a geführt.

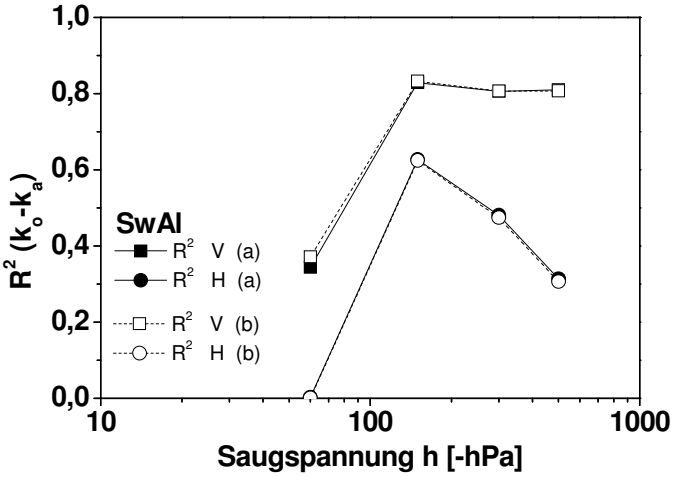


Abb. 5.37: Regressionskoeffizienten zwischen gesättigter Wasserpermeabilität und Luftpermeabilität für den SwAl-Horizont in Abhängigkeit von der Saugspannung (-Ψ_m) und Probenentnahmerichtung (V, H). Regressionskoeffizient ohne (a) und mit (b) Berücksichtigung der Schrumpfung des Bodens zur Ermittlung der Luftpermeabilität.

Die Korrelation zwischen k_o und k_a sinkt mit zunehmender Entwässerung der Poren, wenn man vertikale Proben im SdBt-Horizont entnimmt (Abb. 5.38). Dahingegen steigt die Korrelation der horizontal entnommenen Proben zunächst bis 300 hPa Saugspannung an, um danach wieder abzufallen. Der SBv-Horizont zeigt für die vertikal entnommenen Proben eine Abnahme der Korrelation mit zunehmender Entwässerung, wobei diese Abnahme ab -300 hPa Entwässerung stärker wird. Im Gegensatz dazu weisen die Regressionskoeffizienten für die horizontalen Bodenproben einen schwankenden Verlauf auf, aber es ist wiederum eine stärkere Abnahme der Korrelation ab 300 hPa Saugspannung zu erkennen.

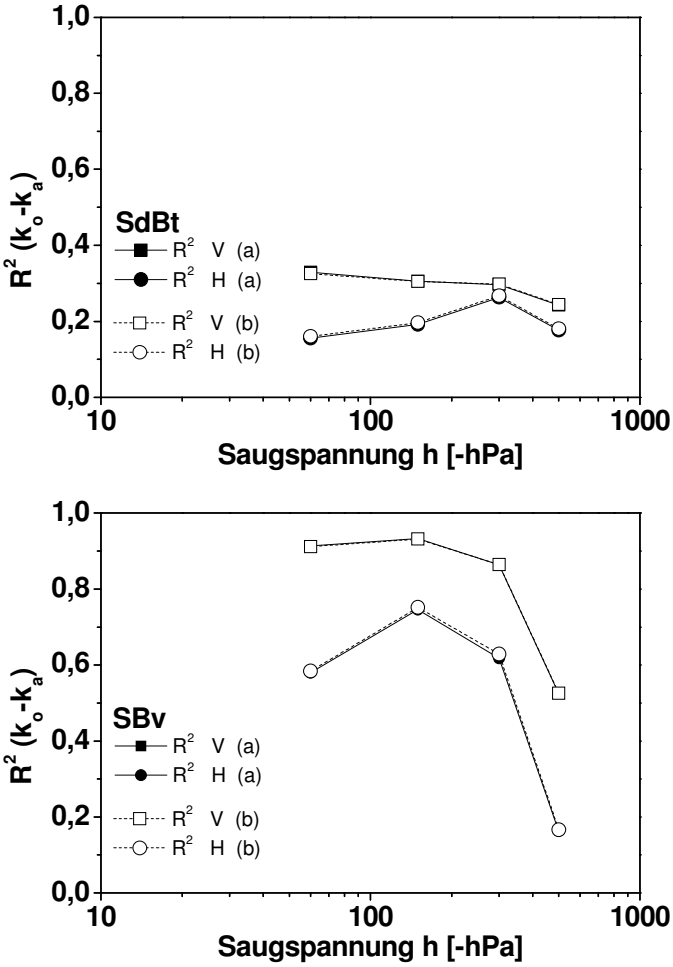


Abb. 5.38: Regressionskoeffizienten zwischen gesättigter Wasserpermeabilität und Luftpermeabilität für den SdBt-(links) und SBv-Horizont (rechts) in Abhängigkeit von der Saugspannung (-Ψ_m) und Probenentnahmerichtung (V, H). Regressionskoeffizient ohne (a) und mit (b) Berücksichtigung der Schrumpfung des Bodens zur Ermittlung der Luftpermeabilität.

5.1.6 Bestimmung von Scherparametern

In Scherversuchen werden die Parameter Winkel der inneren Reibung (φ) und Kohäsion (c) bestimmt, die ein Maß für die Stabilität des Bodens sind. Für diesen Versuch wurden Bodenproben aus verschiedenen Tiefen bei $CIIS_2$, CIS_1 und CIS_2 verwendet, die in vertikalen und horizontalen Richtungen entnommen wurden. Ein Schervorgang berücksichtigt den horizontalen Scherwiderstand des Bodens bei vertikal entnommenen Proben. Infolgedessen wird die vertikale Stabilität des Bodens durch die horizontal entnommenen Stechzylindern ausgedrückt.

5.1.6.1 Verlauf des Scherversuches und Bestimmung der maximalen Zugspannung

Exemplarische Verläufe des Scherverhaltens eines Bodens in Abhängigkeit von der Probenentnahmerichtung für 10 kPa Auflast sind in Abb. 5.39 dargestellt. Es

zeigt sich, dass der Scherwiderstand (τ) einen maximalen Wert σ_τ erreicht, welcher nach einer bestimmten Zeit in Abhängigkeit von der Eigenfestigkeit in die Gleitreibung übergeht. Der maximale Wert, der dem Wert der Haftreibung entspricht, ist für die horizontal entnommene Probe größer als der vertikale Scherwiderstand. Außerdem ist die Gleitreibung[1] in der vertikal entnommenen Probe kleiner als in der horizontal entnommenen Probe.

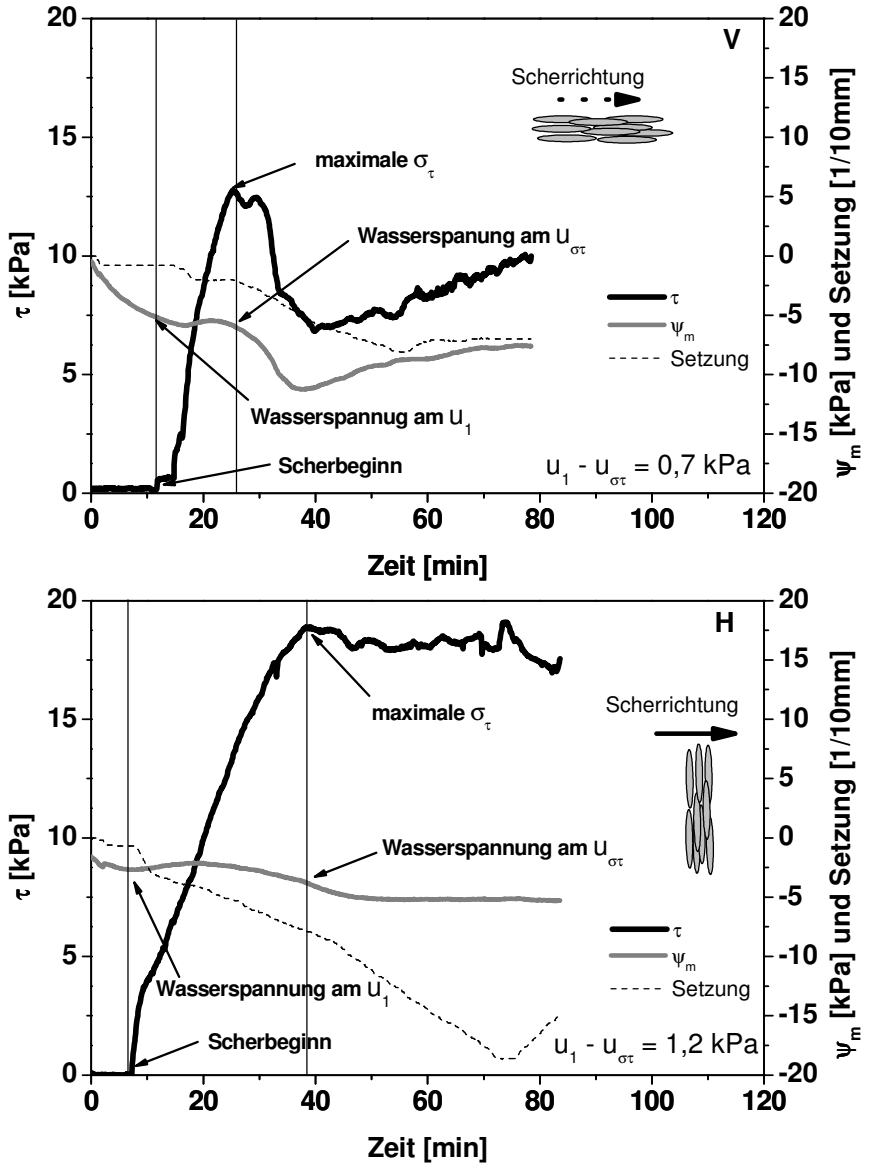


Abb. 5.39: Exemplarischer Verlauf eines Scherversuches für die vertikal (V) und horizontal (H) entnommenen Bodenproben aus einem App-Horizont. (Auflast σ 10 kPa, Vorentwässerung: -6 kPa, $u_1 - u_{\sigma\tau}$ = Differenz der Wasserspannung zu Beginn der Scherung und bei dem Erreichen der maximalen Haftreibung).

1 asymptotische Annährung des Scherwiderstandes an einen konstanten Endwert nach Überschreitung der Haftreibung.

Während des Schervorganges bleibt die Wasserspannung nicht konstant (Abb. 5.39), sondern zeigt eine Mobilisierung vom Wasser. Bei einer Auflast von 10 kPa ist keine Zunahme der Wasserspannung zu erkennen. Dahingegen nimmt zu Beginn des Schervorganges der Scherwiderstand (τ) sehr stark zu ebenso wie auch die Wasserspannung positiver wird ($u_1 - u_{\sigma\tau}$ = 0,7 kPa für V und 1,2 kPa für H). Nach dem Erreichen der Haftreibung nimmt die Wasserspannung wieder ab. Da die Proben vorher bereits komprimiert waren, erfolgt die Höhenabnahme erst mit Beginn des Schervorganges.

Abb. 5.40 stellt den Verlauf des Scherverhaltens in Abhängigkeit von der Probenentnahmerichtung bei einer konstanten Auflast von 250 kPa dar. Die Scherwiderstände in den vertikalen (τ V = 183 kPa) und horizontalen (τ H = 181 kPa) Richtungen sind vergleichbar, im Gegensatz zu dem festgestellten Unterschied bei einer Auflast von 10 kPa. Die Proben weisen gleich zu Beginn des Schervorganges eine eindeutige Zunahme der Wasserspannung (in V bis ca. 70 kPa und bei H von ca. 22 kPa) verbunden mit einer Höhenabnahme (in V bis ca. 1,5 mm und bei H von ca. 2,9 mm) auf. Dies kann mit der Zerstörung der Bodenstruktur erklärt werden, die zu einer stärkeren Mobilisierung von Wasser geführt hat, als in den Proben bei 10 kPa Auflast. Berücksichtigt man die Differenz der Wasserspannung zwischen dem Scherbeginn und der Haftreibung (u_1 - $u_{\sigma\tau}$), erkennt man, dass mit zunehmender Auflast der Unterschied größer wird.

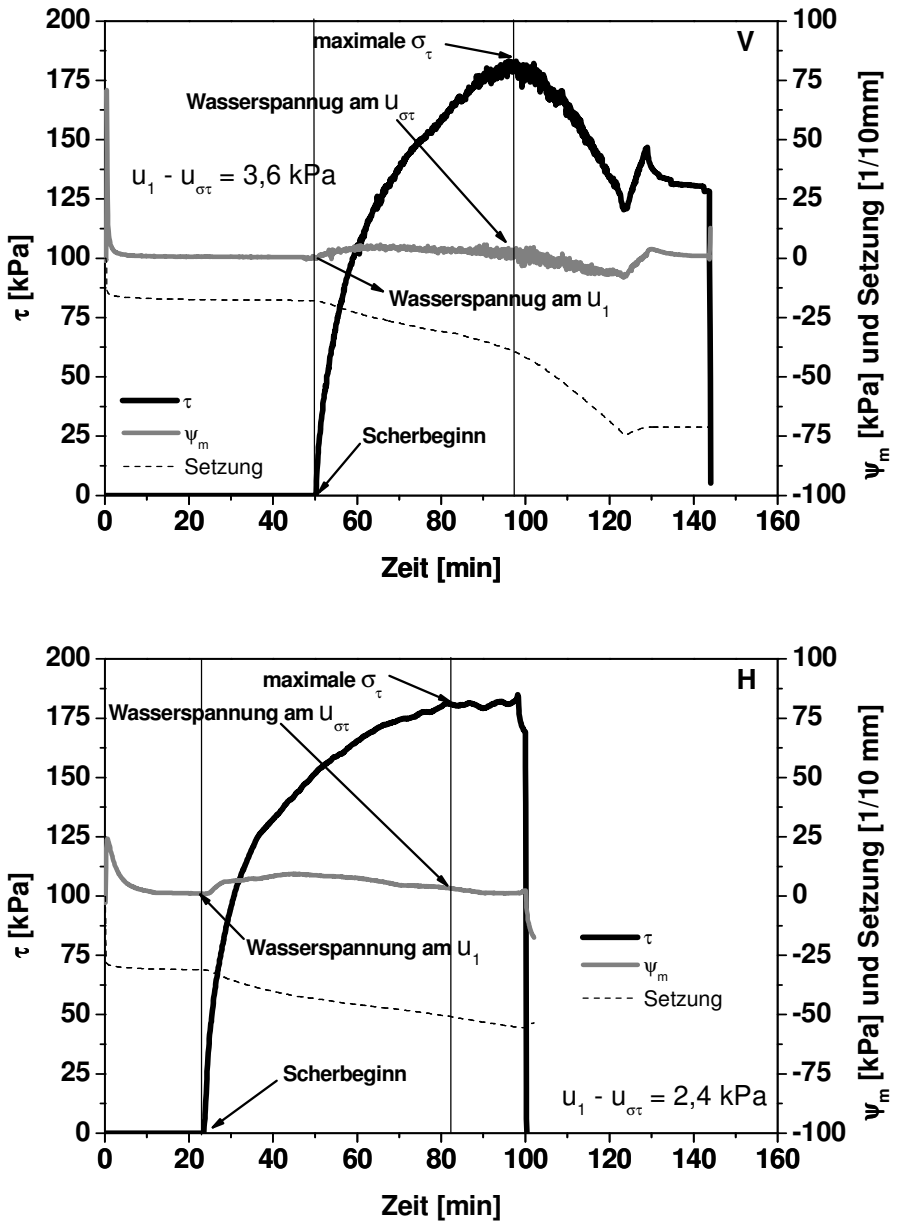


Abb. 5.40: Exemplarischer Verlauf eines Scherversuches für die vertikal (V) und horizontal (H) entnommenen Bodenproben aus einem App-Horizont. (Auflast σ 250 kPa, Vorentwässerung: -6 kPa, $u_1 - u_{\sigma\tau}$ = Differenz der Wasserspannung zu Beginn der Scherung und bei dem Erreichen der maximalen Haftreibung).

5.1.6.2 Bestimmung der Mohr-Coulomb'schen Bruchgeraden

Für die Bestimmung der Scherparameter: Winkel der inneren Reibung (φ) und Kohäsion (c) wurden die Bruchgeraden in Abhängigkeit von der Auflast (σ) in zwei Ästen unterteilt, da die Einzelwerte sich nicht durch eine Gerade beschreiben ließen. Baumgartl (1991) hatte gezeigt, dass man die unterschiedlichen Steigungen des Kurvenverlaufs, sowie die unterschiedlichen Werte für die Scherparameter erfassen kann und damit auch ein Maß für die Strukturstabilität

ableiten kann. Als Kriterium für die Unterteilung wurde die Richtungsänderung der beiden Teilbruchgeraden gewählt, wobei diese mehr oder weniger unter und über dem angenommenen Vorbelastungswert des Bodenhorizontes liegen. Diese Teilauflastbereiche befinden sich zwischen 10 – 50 oder 100 kPa und 100 – 400 kPa.

Abb. 5.41 zeigt eine exemplarische Aufteilung der Schergeraden in Abhängigkeit von der Auflast für einen App-Horizont bei CIS_1. Die Schergeraden für diese Tiefe wurden bei 50 kPa aufgeteilt, da damit eine bessere Beschreibung[1] von strukturbedingten Scherparametern erreicht werden kann. Es zeigt sich, dass die Schergeraden (vertikal und horizontal) ab 100 kPa (b) eine größere Kohäsion aber kleinere Winkel der inneren Reibung (in diesem Fall mit Ausnahme von dem vertikalen φ) aufweisen, als die entsprechende Kurve zwischen 10 und 50 kPa. Es ist aber anzumerken, dass der Unterschied zwischen den Kohäsionswerten in Abhängigkeit von der Auflast größer ist, als der festgestellte Wert bei dem Winkel der inneren Reibung. Dahingegen zeigt der Vergleich der Schergeraden der vertikal und horizontal entnommenen Proben einen großen Unterschied in der Kohäsion zwischen den Bodenpartikeln, wenn die Vorbelastungswerte nicht ganz überschritten werden (niedrigster Auflastbereich). Die Richtungsabhängigkeit der Kohäsion ist bei Auflasten größer als 100 kPa (größerer Einfluss der Textur) kleiner und daher ist der Effekt der Struktur kaum zu erkennen. Genauso wie bei der Kohäsion weist der Winkel der inneren Reibung eine strukturbedingte Richtungsabhängigkeit auf. In gleicher Weise wurden die Schergeraden aller untersuchten Böden ausgewertet und bilden die Grundlage für die weitere Ergebnisdarstellung in dem folgenden Kapitel.

[1] Entscheidend für die Unterteilung der Schergerade waren die Korrelationswerte (R^2) und Pv.

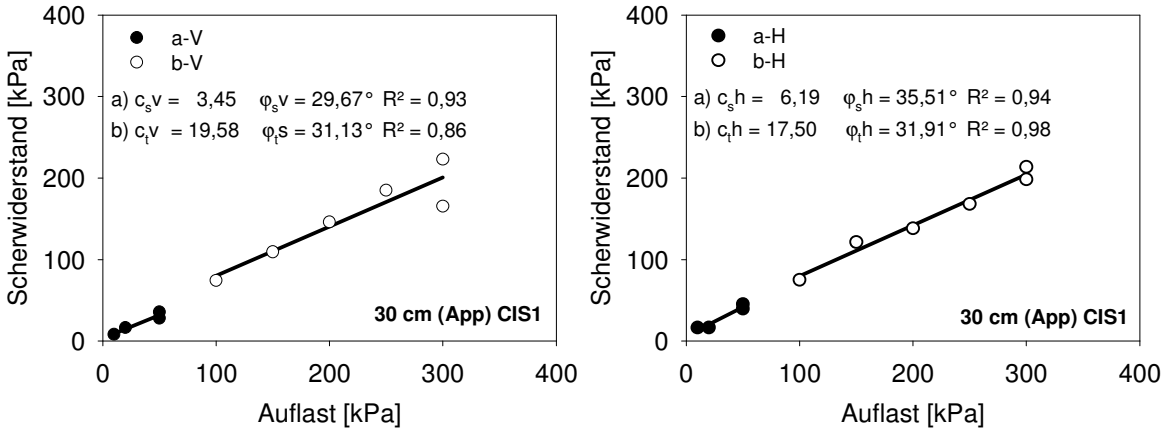


Abb. 5.41: Exemplarische Darstellung aufgeteilter Schergeraden zur Beschreibung von Scherparametern in Abhängigkeit von der Auflast (a: 0 – 50 kPa und b: 100 – 300 kPa) und Richtung (V, H). Die Parameter c (Kohäsion) und φ (Winkel der inneren Reibung) sind auch dargestellt.

5.1.6.3 Scherparameter in Abhängigkeit von der Auflast und Entnahmerichtung

Die Werte der Kohäsion in Abhängigkeit von Tiefe, Auflast und Richtung bei $CIIS_2$ sind in Abb. 5.42 zusammengestellt. Im Allgemeinen steigt die Kohäsion zwischen Bodenpartikeln mit zunehmender Auflast im Erstverdichtungsbereich (d.h. im Auflastbereich größer als die Vorbelastung des Bodens) und Tiefe. In 15 cm Tiefe (Ap-Horizont, Subpolyedergefüge) ist zu sehen, dass im ersten Auflastbereich die Kohäsion Richtungsabhängigkeit (c_sv > c_sh) aufweist. In der Pflugsohle (Plattengefüge) ist die Kohäsion in den horizontal entnommenen Proben im ersten Auflastbereich (c_sh) größer als die vertikale Kohäsion (c_sv) und fast gleich groß mit den entsprechenden Werten für die horizontal entnommenen Proben im Pflughorizont. Für diese Tiefe weist die Kohäsion auch im Auflastbereich ab 100 kPa (c_th > c_tv) eine Richtungsabhängigkeit auf. Für den SdBt-Horizont (50 cm Tiefe; Subpolyedergefüge) ergibt sich für beide Auflastbereiche eine richtungsabhängige Kohäsion. In 80 cm Tiefe (SBv-Horizont; Subpolyedergefüge) ist die Kohäsion im ersten Auflastbereich in den vertikal entnommenen Proben größer als die horizontalen. Das Gegenteil wurde ab 100 kPa Auflast für diese Tiefe festgestellt. Der Vergleich zwischen den Kohäsionswerten zwischen dem SdBt- und SBv-Horizont zeigt, dass der SdBt-Horizont die kleinste Kohäsion im Auflastbereich bis 100 kPa, aber die größte Kohäsion ab 100 kPa aufweist.

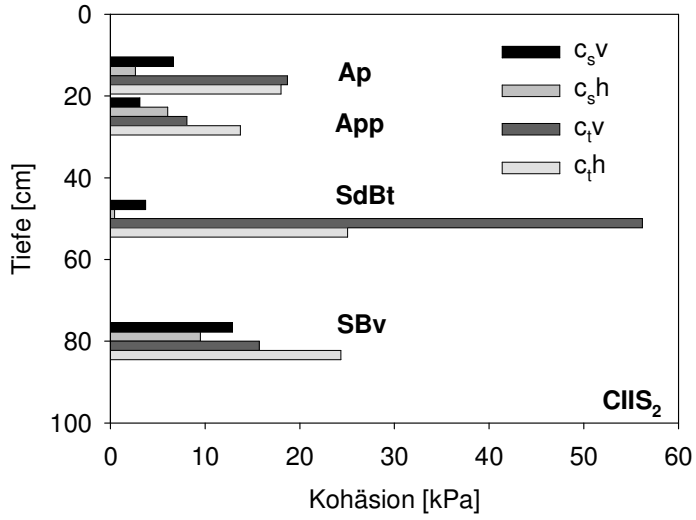


Abb. 5.42: Kohäsion (c) bei $CIIS_2$ in Abhängigkeit von der Auflast und Entnahmerichtung nach Vorentwässerung auf -60 hPa, c_sv und c_sh kennzeichnen: strukturbedingte Kohäsion der vertikal (v) und horizontal (h) entnommenen Proben; c_tv und c_th definieren: texturbedingte Kohäsion der vertikal und horizontal entnommenen Proben.

Die Winkel der inneren Reibung für die schon genannten Tiefen bei $CIIS_2$ sind in Abb. 5.43 dargestellt. Für die ersten zwei Tiefen steigen die Winkel der inneren Reibung mit zunehmender Auflast an. Dahingegen sinken sie für die übrigen Tiefen ab.

Im Ap-Horizont (15 cm Tiefe) ist keine eindeutige Richtungsabhängigkeit des Winkels der inneren Reibung nachzuweisen, wenn man den niedrigen Auflastbereich ($\varphi_sv \approx \varphi_sh$) betrachtet. Im Auflastbereich ab 100 kPa dagegen ist Anisotropie zu erkennen ($\varphi_sv < \varphi_sh$). In 25 cm Tiefe (App-Horizont) sind die Werte für den Winkel der inneren Reibung leicht größer als im Pflughorizont. Außerdem weisen sie im Gegensatz zu dem Pflughorizont eine größere Richtungsabhängigkeit für den niedrigsten Auflastbereich auf, aber bei dem größten Auflastbereich ist der genannte Winkel isotrop. In 50 cm Tiefe (mit Subpolyedergefüge) sind die Winkel der inneren Reibung, genauso wie bei der Kohäsion, für beide Auflastbereiche richtungsabhängig. Für den SBv-Horizont (80 cm Tiefe) dagegen wurde diese Anisotropie nur für den ersten Auflastbereich festgestellt.

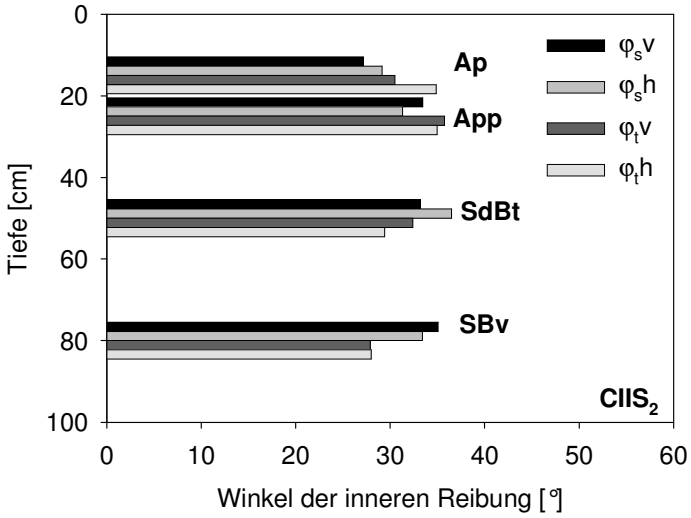


Abb. 5.43: Winkel der inneren Reibung (φ) bei $CIIS_2$ in Abhängigkeit von der Auflast und Entnahmerichtung nach Vorentwässerung auf -60 hPa, $\varphi_s v$ und $\varphi_s h$ kennzeichnen: strukturbedingter Winkel der inneren Reibung der vertikal (v) und horizontal (h) entnommenen Proben; $\varphi_t v$ und $\varphi_t h$ definieren: texturbedingter Winkel der inneren Reibung der vertikal (v) und horizontal (h) entnommenen Proben.

Abb. 5.44 zeigt die Werte für die Kohäsion bei CIS_1 und CIS_2. Für alle Tiefen beider Standorte zeigt sich, dass für den größten Auflastbereich bzw. im texturbedingten Bereich die Kohäsion die höchsten Werte aufweist. Die größten Unterschiede der Kohäsion bei CIS_1 ergeben sich, mit Ausnahme von der 40 cm (SwAl) und 70 cm (SdBt) Tiefe, im ersten Auflastbereich, da hier die Bodenstruktur noch nicht ganz zerstört wurde. Im Gegensatz hierzu weisen alle Bodentiefen bei CIS_2, unabhängig von der Auflast, eine gewisse Richtungsabhängigkeit auf. Es ist anzumerken, dass die strukturbedingte Kohäsion in den horizontal entnommenen Proben ($c_s h$) im Ap bei CIS_1 (Plattengefüge) leicht größer ist als bei den vertikal entnommenen Proben ($c_s v$), wobei diese Tendenz bei den Proben aus den Pflughorizonten im $CIIS_2$ und CIS_2 nicht festgestellt wurde. Der gleiche Umstand, wie im Ap bei CIS_1, wurde in den Pflugsohlen festgestellt ($c_s h > c_s v$). Für den SdBt-Horizont (pol – sub Gefüge) ergibt sich eine strukturbedingte Kohäsion, die größere Werte für die vertikal entnommenen Proben aufweist.

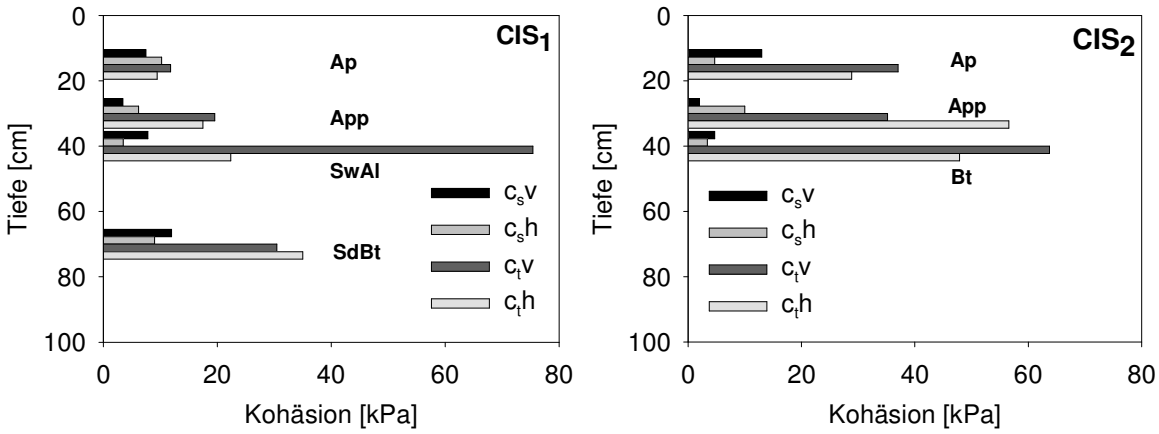


Abb. 5.44: Kohäsion (c) bei CIS_1 und CIS_2 in Abhängigkeit von der Auflast und Entnahmerichtung nach Vorentwässerung auf -60 hPa, c_sv und c_sh kennzeichnen: strukturbedingte Kohäsion der vertikal (v) und horizontal (h) entnommenen Proben; c_tv und c_th definieren: texturbedingte Kohäsion der vertikal und horizontal entnommenen Proben.

Die Werte für den Winkel der inneren Reibung (φ) liegen bei CIS_1 mit Ausnahme von den vertikal entnommenen Proben aus allen Tiefen und für die horizontale Probe aus dem Ap-Horizont bei den größten Auflastbereichen unter denjenigen der kleineren Auflaststufe (Abb. 5.45). Bei CIS_2 ergibt der niedrigste Auflastbereich größere Winkel der inneren Reibung. An beiden Standorten und in allen Tiefen ist eine Richtungsabhängigkeit zu erkennen.

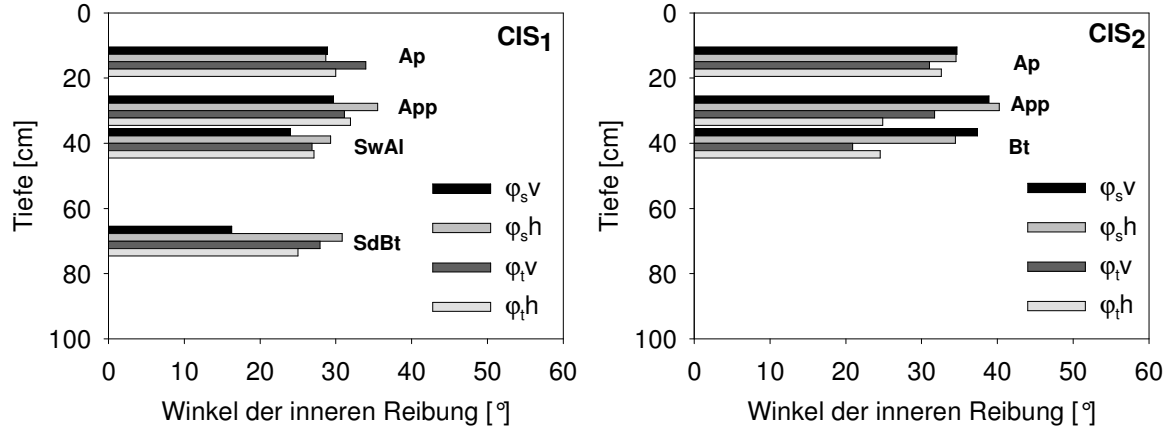


Abb. 5.45: Winkel der inneren Reibung (φ) bei CIS_1 und CIS_2 in Abhängigkeit von der Auflast und Entnahmerichtung nach Vorentwässerung auf -60 hPa, φ_sv und φ_sh kennzeichnen: strukturbedingter Winkel der inneren Reibung der vertikal (v) und horizontal (h) entnommenen Proben; φ_tv und φ_th definieren: texturbedingter Winkel der inneren Reibung der vertikal (v) und horizontal (h) entnommenen Proben.

5.1.6.4 Beziehung zwischen Scherwiderstand und Wasserspannung

Während des Scherversuches wird Wasser sowohl durch die Auflast als auch durch den Schervorgang selbst mobilisiert. Diese Wassermobilisierung ist eine Funktion der Auflast, und ruft eine Veränderung in dem Spannungszustand des Bodens (Neutralspannung) hervor (Abb. 5.39 und Abb. 5.40). Die Änderung des Scherwiderstandes mit der Wasserspannung zum Zeitpunkt des maximalen Scherwiderstandes bei gleicher Auflast in Abhängigkeit von der entnommenen Richtung ist in Abb. 5.46 dargestellt. Es wurden 2 Auflasten ausgewählt, wobei Beziehungen unter (50 kPa) und über der Vorbelastung (100 kPa) für den Ap-, App-, und SdBt-Horizont[1] beschrieben werden können. Die Beziehung zwischen Scherwiderstand und Wasserspannung wurde mit einer linearen Gerade angepasst. Bei einer Auflast von 50 kPa steigt der Scherwiderstand mit abnehmender Wasserspannung (wird negativer) aufgrund des steigenden Effektes der Meniskenkräften. Es ist aber anzumerken, dass die Geraden bei dem Ap- und SdBt-Horizont in Abhängigkeit von der entnommenen Richtung verschiedene Steigungen aufweisen.

Bei einer Auflast von 100 kPa treten schon positive Porenwasserdrücke auf, die durch eine Strukturzerstörung verursacht wurden, und die eine Mobilisierung vom Wasser darstellen (Abb. 5.46). Im Ap-Horizont nimmt der Scherwiderstand mit einer Auflast von 100 kPa für die horizontalen Proben mit steigender Wasserspannung (wird positiver) zu. Das Gegenteil wurde für die vertikalen Proben festgestellt. Für die Pflugsohle beider Entnahmerichtungen ergibt sich eine Beziehung zwischen Wasserspannung und Scherwiderstand mit einer Auflast von 100 kPa, die eine kleinere Steigung aufweist, als bei einer Auflast von 50 kPa. Der Scherwiderstand weist im SdBt-Horizont genauso wie im Ap- und App-Horizont bei der größeren Auflast aufgrund der Zunahme von Kontaktpunkten zwischen Partikeln einen höheren Wert auf. Es ist aber anzumerken, dass in den horizontalen Proben mit zunehmender Wasserspannung (wird positiver) der Scherwiderstand steigt.

[1] Für die Erstellung dieser Abbildung wurden die Proben aus gleichen Horizonten verschiedener Standorte benutzt.

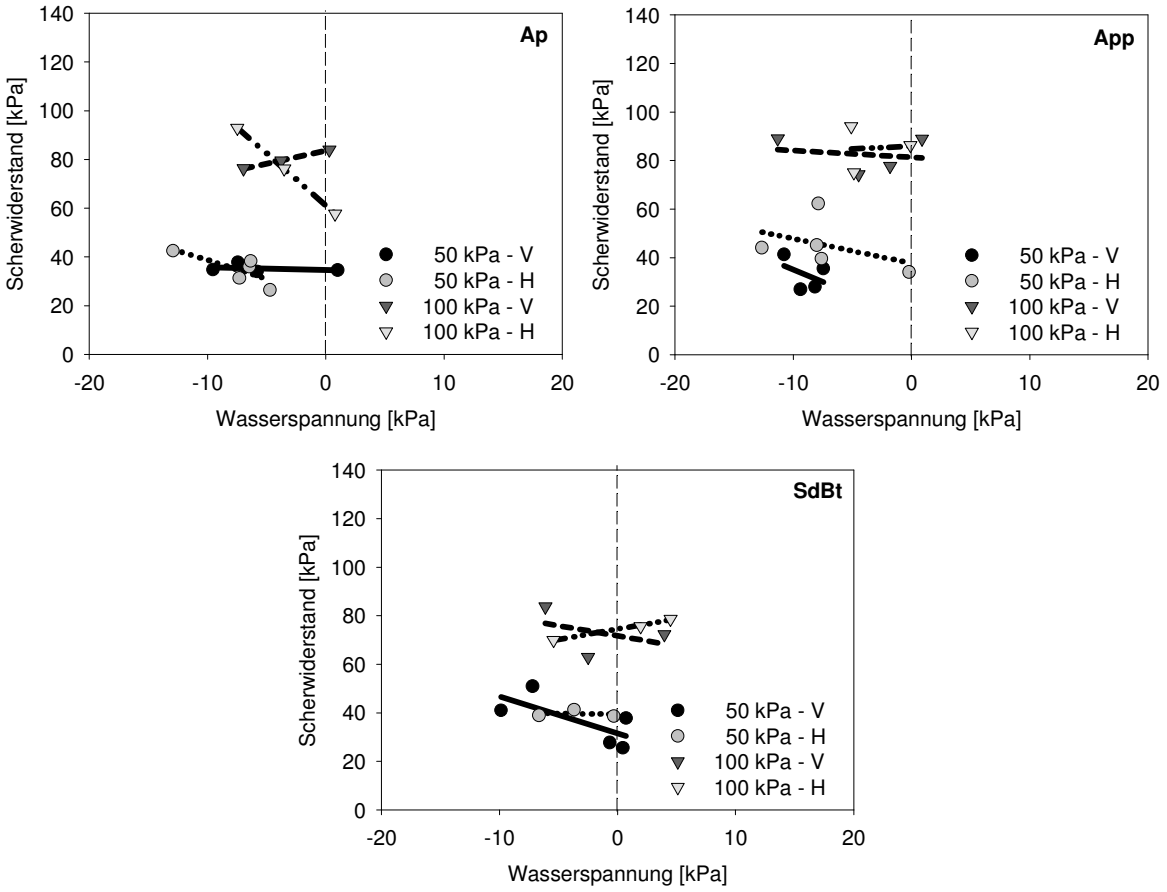


Abb. 5.46: Scherwiderstand in Abhängigkeit von der Wasserspannung und Entnahmerichtung bei einer Auflast von 50 kPa und 100 kPa.

Abb. 5.47 zeigt die Beziehung zwischen den Scherwiderständen der horizontal und vertikal entnommenen Proben für die beiden Auflasten: 50 kPa und 100 kPa. Die dargestellten Scherwiderstände wurden aus der Wasserspannungs-Scherwiderstandsbeziehung bei einer Wasserspannung von 0 kPa berechnet.

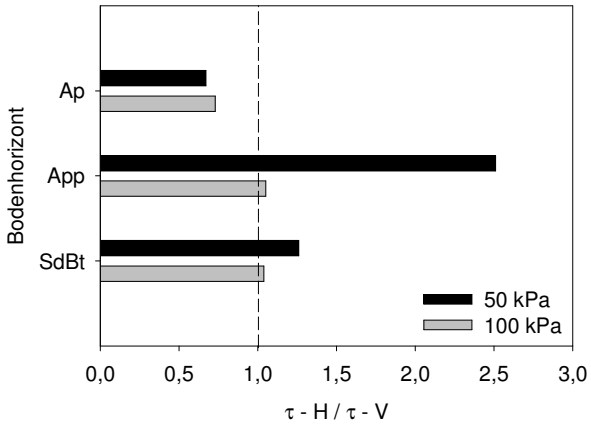


Abb. 5.47: Anisotropie des Scherwiderstandes in Abhängigkeit von der Auflast bei einer Wasserspannung von 0 kPa. τ – H und τ – V entsprechen dem Scherwiderstand der horizontal und vertikal entnommenen Proben.

Aus Abb. 5.47 ist zu erkennen, dass die Werte der genannten Beziehung mit zunehmender Tiefe ansteigen. Bei allen Tiefen ist anzumerken, dass durch die Strukturzerstörung die Scherwiderstände aus beiden Richtungen ähnlicher werden und damit das richtungsabhängige Verhalten zu 1 tendiert (d.h. es wird isotrop). In der Pflugsohle ist die strukturbedingte Anisotropie des Scherwiderstandes zweimal größer als bei einer Auflast von 100 kPa. Dieser Umstand zeigt deutlich, dass diese genannte Richtungsabhängigkeit des Scherwiderstandes Struktur- und Texturkomponenten mit beinhalten kann.

5.2 Feldmessungen

5.2.1 Verlauf der Wasserspannung im Gelände

Die Abb. 5.48 stellt den Verlauf der Wasserspannung, des Niederschlags und der mittleren Lufttemperatur aller Standorte der Catena II für die Zeiträume vom Mai bis Ende November 2002 und vom April bis Ende November 2003 dar. Die Tensiometermessungen wurden im Winter unterbrochen. Die Wasserspannungsverläufe für die anderen Standorte sind im Anhang C zu finden.

Es zeigt sich, dass bis Mitte Juni 2002 die Wasserspannung bis zu einer bestimmten Tiefe (75 cm bei $CIIS_1$ und $CIIS_2$ und 50 cm Tiefe bei $CIIS_3$) aufgrund der hohen Temperatur (dann höhere Evapotranspiration) stark abnimmt (wird negativer). Von Mitte Juni bis Ende Juli fielen ca. 230 mm Niederschläge (ca. 650 mm von Mai bis Ende November), wodurch die Wasserspannung wieder zunimmt. Es ist anzumerken, dass mit den Regenereignissen zwischen 19. und 22. Juli (ca. 90 mm) das gesamte Bodenprofil an allen Standorten aufgesättigt wird. An allen Standorten erreicht die Wasserspannung ihren niedrigsten Wert in 25 cm Tiefe am 05. Juni (die stärkste Austrocknung kam bei $CIIS_1$ vor). Für die 50 cm Tiefe erreicht die Wasserspannung bei $CIIS_1$ ca. -670 hPa, $CIIS_2$ ca. -390 hPa und bei $CIIS_3$ ca. -465 hPa. Ab August nimmt der Niederschlag ab und dadurch sinkt die Wasserspannung wieder. Diese zweite Austrocknung des Bodens ist nicht so stark wie die erste. Allerdings kam die niedrigste Wasserspannung ab August bei $CIIS_3$ vor. Ab Oktober wird die Witterung wieder feuchter, was sich auch in den Wasserspannungsverläufen widerspiegelt. Ende 2002 schwanken die Wasserspannungen zwischen -35 und 0 hPa (gesamte Bodenprofil).

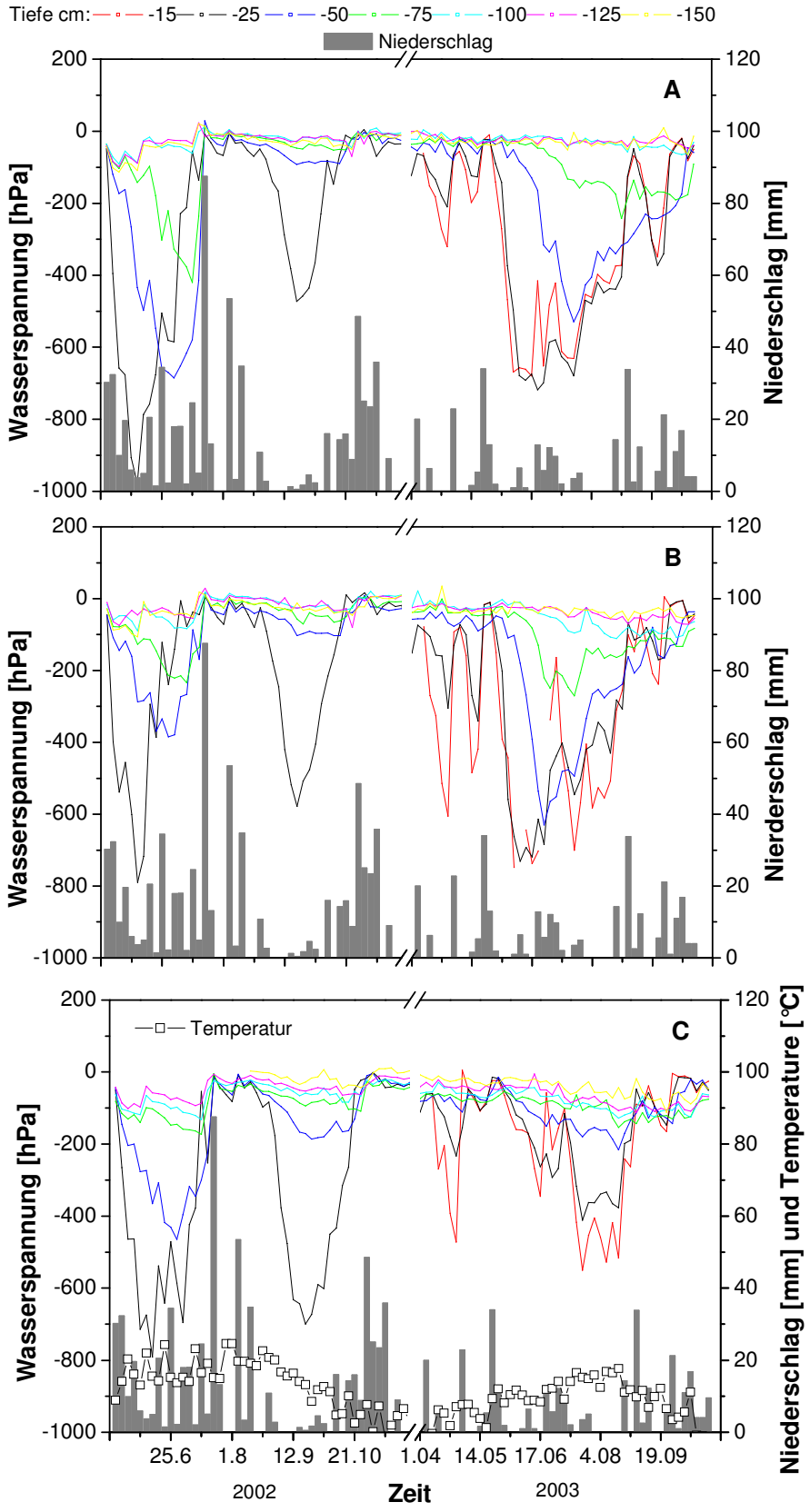


Abb. 5.48: Wasserspannungs-, Niederschlags- und mittlerer Lufttemperaturverlauf an Standorten bei der Catena II (A: $CIIS_1$, B: $CIIS_2$ und C: $CIIS_3$) in den beiden Jahren 2002 und 2003.

Das Jahr 2003 (insgesamt 300 mm Niederschlag während der Messungen) ist trockener als 2002. Diese Tatsache spiegelt sich in den niedrigsten

Wasserspannungen bei $CIIS_1$ und $CIIS_2$ wider. Außerdem sind die Tensiometer im Jahr 2003 besonders bei $CIIS_3$ sehr häufig leer gelaufen, was die sehr starke Austrocknung des Bodens zeigt. Genauso wie im Jahr 2002 wird die zeitliche Änderung des Niederschlages und der Temperatur durch die Wasserspannung des Bodens repräsentiert. Im Vergleich zum Jahr 2002 erreichen die Wasserspannungen in 2003 ihre niedrigsten Werte über einen längeren Zeitraum.

Aus den gemessenen Wasserspannungen lassen sich nun die hydraulischen Potentialgradienten für die verschiedenen Tiefen entlang der Catena bestimmen.

5.2.2 Hydraulische Potentialgradienten

Wie schon dargestellt wurde, lassen sich die Gradienten des hydraulischen Potentials entlang einer Catena durch die Überlagerung des Gravitations- und des Matrixpotentials bestimmen. Die Beträge und Winkel des negativen hydraulischen Gradienten aller Tiefen und Standorte bei Catena II sind exemplarisch in Abb. 5.49 dargestellt. Um die vektorielle Größe der Gradienten zu zeigen, wurden die Beträge in Abhängigkeit von ihrer Richtung dargestellt. Ein Winkel von 0° gibt die vertikale Richtung nach oben und ein Winkel von 180° die vertikale Richtung nach unten an. Die Richtung des negativen hydraulischen Gradienten ist angegeben, damit man einen besseren Eindruck über den Winkel der zugehörigen Flussrate bei isotropen Medien haben kann. Dies ermöglicht auch, wie im nächsten Kapitel zu sehen ist, einen Vergleich mit den Winkeln der Flussrate bei anisotropen Medien (siehe auch Kap. 3.2).

Im Allgemeinen zeigt sich, dass mit abnehmenden Gradienten die Winkel von der Vertikalen abweichen. Mit zunehmender Tiefe sinken die Beträge der Gradienten und weichen auch von der Vertikalen ab. Außerdem ist zu erkennen, dass die negativen hydraulischen Gradienten bis 50 cm Tiefe (25/50 Bodenschicht) im Vergleich zu den übrigen Tiefen gleich verteilt sind, wobei die Richtung der Gradienten von 50 cm bis 100 cm Tiefe am meisten nach oben orientiert sind (0°= kapillarer Aufstieg). Ab 100 cm Tiefe sind die negativen hydraulischen Gradienten kleiner als zwischen den übrigen Tiefen und vorrangig nach unten gerichtet (Versickerung).

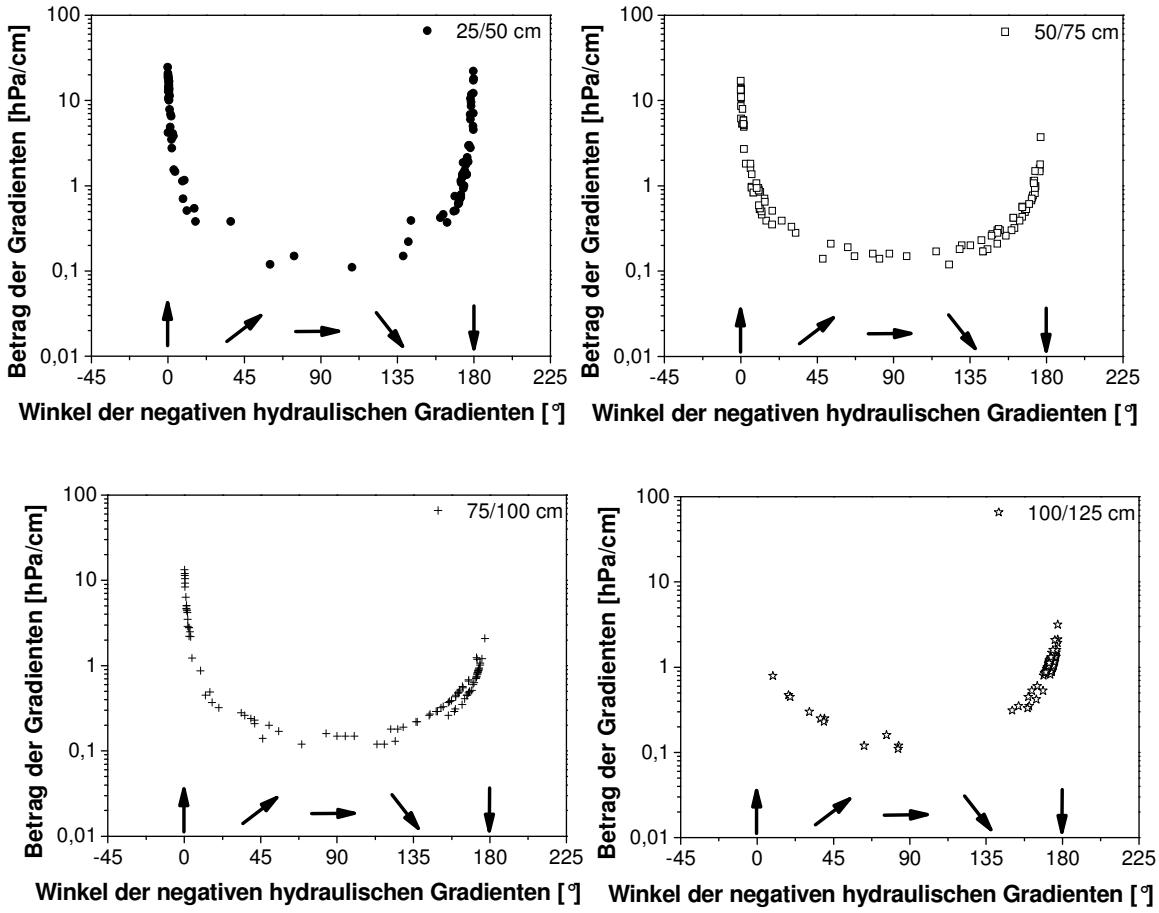


Abb. 5.49: Beträge und Winkel des negativen hydraulischen Gradienten aller Tiefen bei Catena II im Jahr 2002. Die Pfeile zeigen die Richtung der Gradienten an. Hangneigung 7°; oberflächenparalleler Gradient, hangabwärts 97°[1].

Sehr hohe Matrixpotentialgradienten werden durch die gravitativen Gradienten kaum beeinflusst und damit richten sich die Gradienten entweder nach oben (0°) oder nach unten (180°)(Abb. 5.50) aus. Bei Matrixpotentialgradienten von 1 hPa/cm sind die hydraulischen Gradienten in Richtung des Gefälles orientiert (97°). Bei geringen pF-Werten sind Gradientenbeträge kleiner als 1 hPa/cm zu erkennen (Abb. 5.51). Unter diesen feuchteren Bedingungen erreicht die hydraulische Leitfähigkeit ihren höchsten Wert, wodurch steigende Gradienten schneller auszugleichen sind. Trocknet der Boden aus, dann sinkt die hydraulische Leitfähigkeit. Gleichzeitig können die hydraulischen Gradienten nicht mehr rasch genug ausgeglichen werden und steigen mit weiter abnehmender Wasserleitfähigkeit. Verbunden mit den höchsten pF-Werten treten die höchsten hydraulischen Gradienten auch in der 25/50 cm Bodenschicht auf.

1 Der Winkel des oberflächenparallelen Gradienten zeigt die Richtung von Gradienten, die zur GOF hinorientiert sind.

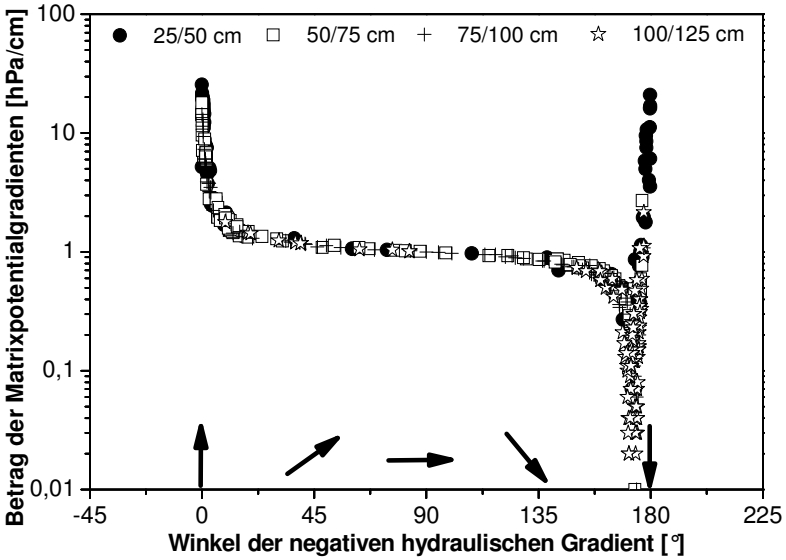


Abb. 5.50: Winkel der negativen hydraulischen Gradienten in Abhängigkeit von den Beträgen der Matrixpotentialgradienten aller Tiefen bei Catena II im Jahr 2002. Die Pfeile zeigen die Richtung der Gradienten. Hangneigung 7°; oberflächenparalleler Gradient, hangabwärts 97°.

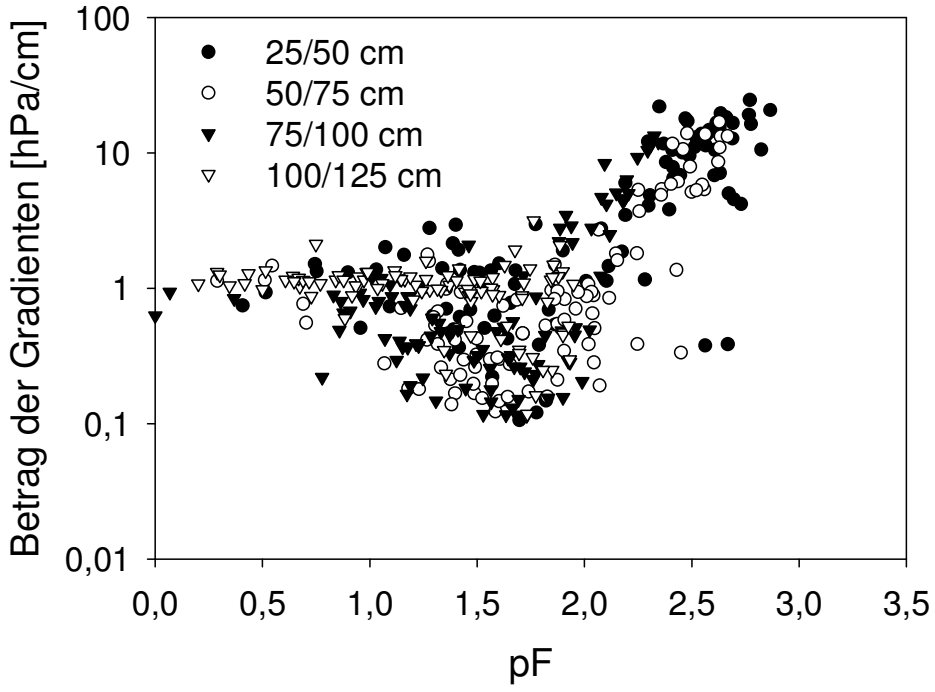


Abb. 5.51: Beträge der hydraulischen Gradienten in Abhängigkeit von der Wasserspannung im Jahr 2002 bei Catena II.

Die Häufigkeitsverteilung des Auftretens von Gradienten in Abhängigkeit von ihrer Richtung im Jahr 2002 bei Catena II ist in Abb. 5.52 dargestellt. Die Häufigkeitsverteilung des Winkels der negativen hydraulischen Gradienten ändert sich mit zunehmender Tiefe aufgrund der Abnahme des Gradientenbetrags (siehe auch Abb. 5.49). In 25 cm Tiefe überwiegen die vertikalen Gradienten (0° und 180°). In den 50/75 cm und 75/100 cm Bodenschichten sind die von den

Vertikalen abweichenden Gradienten häufiger zu beobachten als in den übrigen Tiefen. Im Gegenteil dazu treten ab 100 cm Tiefe häufiger nach unten gerichtete Gradienten auf.

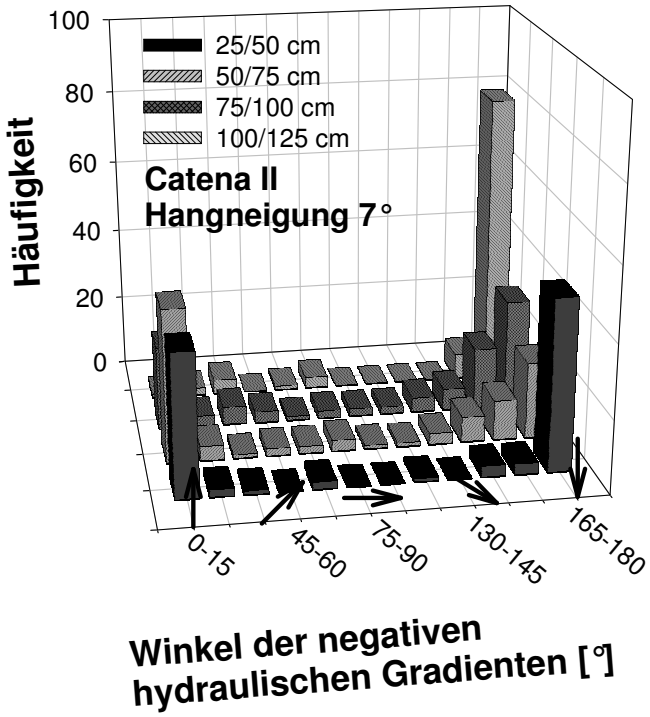


Abb. 5.52: Häufigkeitsverteilung der Gradientenwinkel der negativen hydraulischen Gradienten aller Tiefen bei Catena II im Jahr 2002. Hangneigung 7°, oberflächenparalleler Gradient, hangabwärts 97°.

Im Jahr 2002 und 2003 bietet sich ein unterschiedliches hydraulisches Verhalten bei Catena II (Abb. 5.53). Das Jahr 2003 war trockener als 2002 (Abb. 5.48) und dadurch treten in den ersten 75 cm Tiefe häufiger nach oben (0°-15°) gerichtete Gradienten auf. Im Jahr 2002 dagegen sind mehr von der Vertikalen abweichende Gradienten zu beobachten.

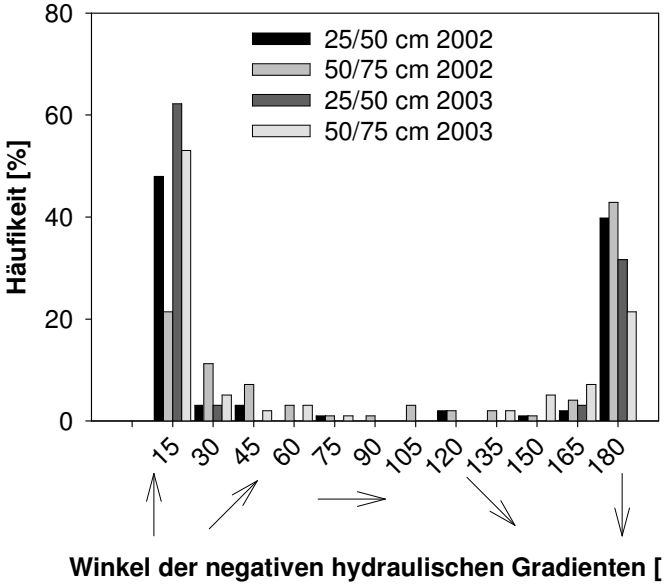


Abb. 5.53: Häufigkeitsverteilung der Gradientenwinkel des negativen hydraulischen Gradienten in den 25/50 und 50/75 cm Tiefe bei Catena II im Jahr 2002 und 2003.

Vergleicht man die Häufigkeitsverteilungen des Winkels der hydraulischen Gradienten aller Standorte im Jahr 2002 (Abb. 5.52, Abb. 5.54 und Abb. 5.55, die Wasserspannungsverläufe sind für Catena I, III und Waldcatena im Anhang C zu finden), dann erkennt man, dass in Ackerböden die Richtung der Gradienten bei Catena III etwas anders verlief, als man es bei Catena I und II beobachten kann. Bei Catena III treten häufiger von der Vertikale abweichende Gradienten auf als bei Catena I und II. Außerdem sind die negativen hydraulischen Gradienten in 25 cm Tiefe bei Catena III meistens nach oben gerichtet. In Gegensatz dazu sind die entsprechenden Gradienten bei Catena I und II nach unten gerichtet. Bei Catena III überwiegen bis 100 cm Tiefe die nach oben gerichteten Gradienten. Bei allen Catenen sind die negativen hydraulischen Gradienten ab 100 cm Tiefe überwiegend nach unten ausgerichtet. Im Wald treten in den ersten 25 cm Tiefe häufiger nach unten gerichtete Gradienten (165° bis 180°) auf, was im Ackerboden nicht so stark ausgeprägt ist. Das gilt auch für Winkel der negativen hydraulischen Gradienten zwischen 75 cm und 100 cm Tiefe. Die unterschiedlichen Häufigkeitsverteilungen des Winkels der hydraulischen Gradienten zwischen Acker- und Waldböden liegen an dem Verlauf der Wasserspannung. In Waldböden, in Gegensatz zu Ackerböden, nimmt die Wasserspannung mit zunehmender Tiefe ab, (Abb. 3.3 im Anhang C).

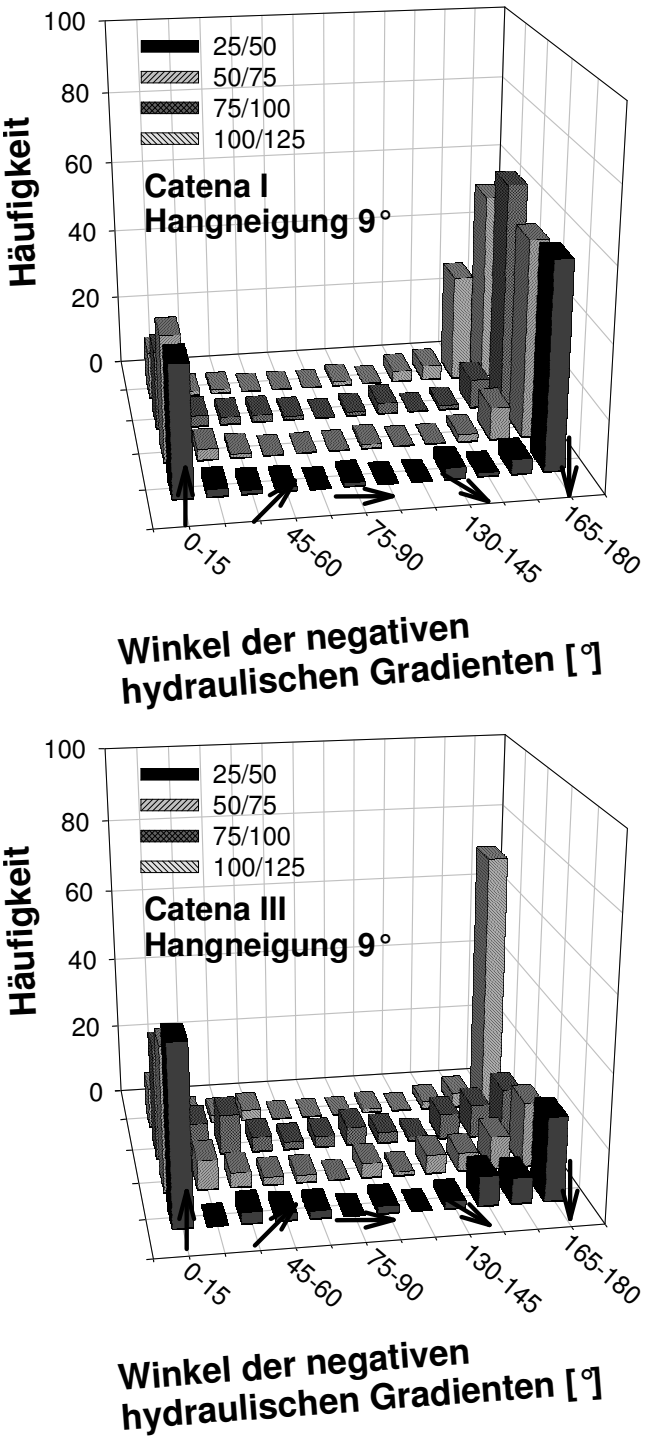


Abb. 5.54: Häufigkeitsverteilung der Gradientenwinkel der negativen hydraulischen Gradienten aller Tiefen bei Catena I und Catena III im Jahr 2002.

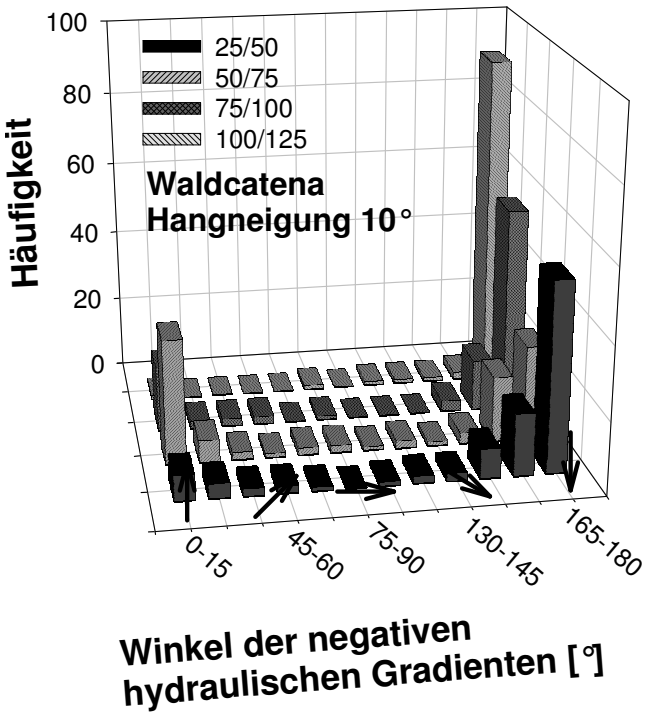


Abb. 5.55: Häufigkeitsverteilung der Gradientenwinkel der negativen hydraulischen Gradienten aller Tiefen bei Waldcatena im Jahr 2002.

Die Beträge und Winkel der hydraulischen Gradienten aller Catenen in der 25/50 cm Bodenschicht im Jahr 2002 und 2003 sind in Abb. 5.56 zu sehen. Wie schon dargestellt wurde, war das Jahr 2002 feuchter als 2003, und deswegen treten häufiger parallel zur Geländeoberfläche gerichtete Gradienten (Hangneigung + 90°) auf. Im Jahr 2002 treten oberflächenparallele Gradienten in der Waldcatena mit leicht größeren Beträgen als in den übrigen Catenen auf. Dieser Umstand ist im Jahr 2003 nicht mehr zu erkennen.

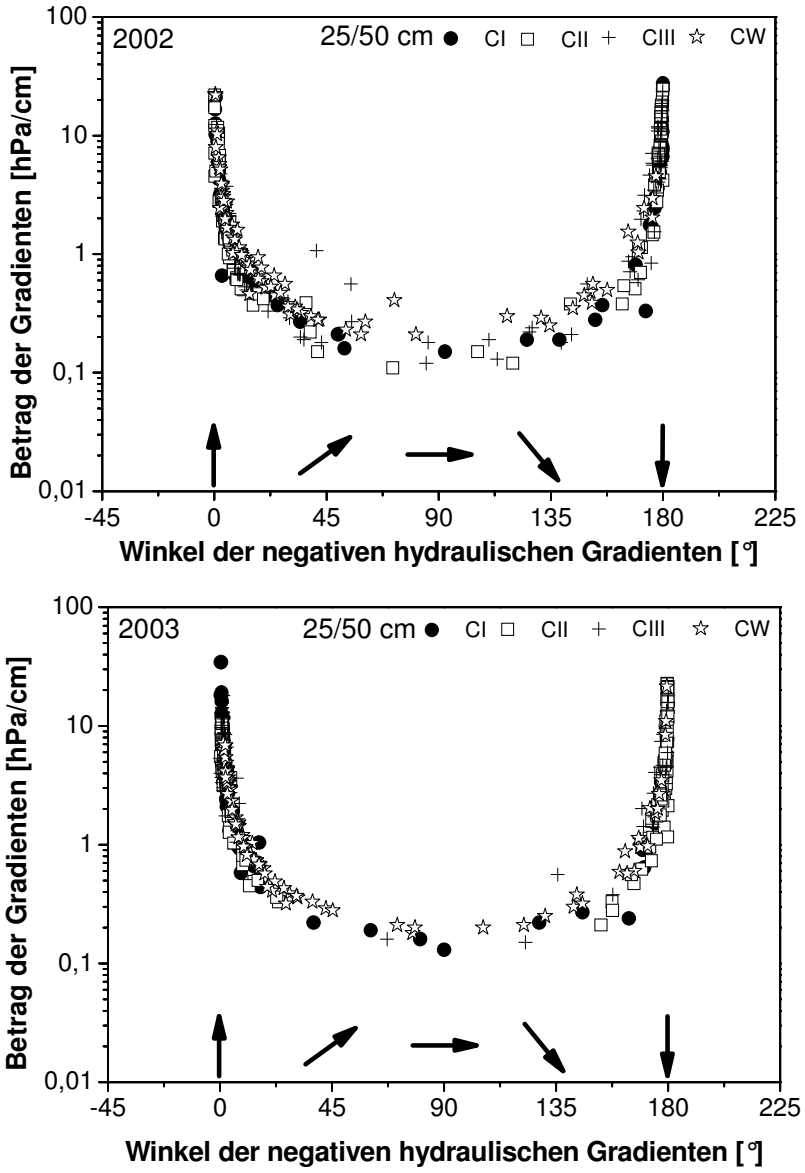


Abb. 5.56: Beträge und Winkel der negativen hydraulischen Gradienten in 25 cm Tiefe aller Catenen im Jahr 2002 und 2003. CI: Catena I (9°), CII: Catena II (7°), CIII: Catena III (9°) und CW: Waldcatena (10°).

5.2.3 Vektoren der Flussraten

Aus den Wasserspannungsverläufen (Abb. 5.57) wurden die negativen hydraulischen Gradienten sowie die Flussraten exemplarisch für den Monat Mai 2003 berechnet.

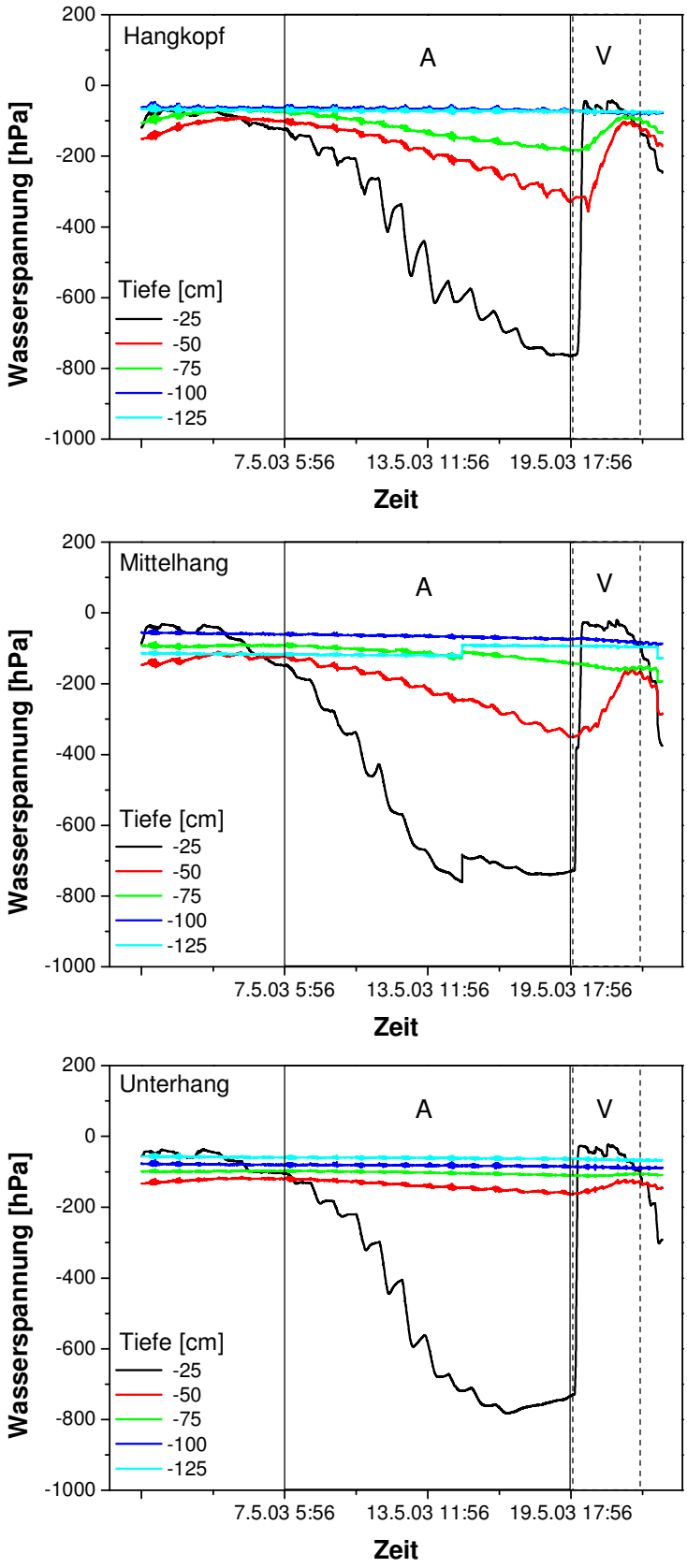


Abb. 5.57: Wasserspannungsverläufe aus Tensiometerstationen bei Catena II im Mai 2003. A: Austrocknung des Bodens, V: Versickerung vom Wasser.

Für alle Standorte zeigt sich eine eindeutige Austrocknung des Bodens (A), die im Hangkopf bis in 75 cm Tiefe, im Mittelhang und Hangfuß bis in 50 cm Tiefe zu

erkennen sind. Nach einem Regenereignis von ca. 20 mm nimmt die Wasserspannung in 25 cm Tiefe stark zu. Diese schnelle Bewegung des Wassers (Wasserversickerung (V)) kommt zeitlich verschoben in 50 cm Tiefe im Hangkopf und Mittelhang vor, wohingegen es im Unterhang kaum zu erkennen ist. Es ist anzumerken, dass im Laufe des Tages die Wasserspannung des Bodens schwankt. Diese tägliche Änderung der Wasserspannung erreicht bei ursprünglich ungesättigten Bedingungen einen maximalen Wert von ca. 200 hPa (12.05) und nimmt mit zunehmender Tiefe ab. Um den Effekt der Anisotropie auf die Wasserbewegung verdeutlichen zu können, werden im folgenden die negativen hydraulischen Gradienten[1] zusammen mit dem Wasserfluss unter Berücksichtigung der Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit in Abb. 5.58 dargestellt. Die Flussraten wurden berechnet, wie es in Kap. 3.3 beschrieben ist. Die Häufigkeitsverteilungen des Winkels der negativen hydraulischen Gradienten und der Flussrate sind unterschiedlich, was die Ablenkung des Wasserflusses in Richtung der höchsten hydraulischen Leitfähigkeit erkennen lässt. Für beide Bodenschichten sind die Maxima der Häufigkeitsverteilung für die Winkel des negativen hydraulischen Gradienten um die vertikale Richtung (0° - 15°) angeordnet. Für die Flussraten dagegen ergeben sich am häufigsten Gradienten in Winkeln zwischen 45° und 60° zur Vertikalen.

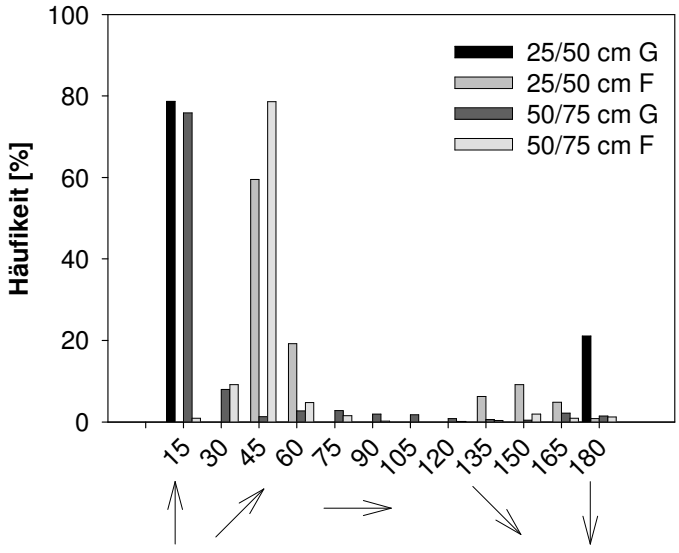


Abb. 5.58: Häufigkeitsverteilung der negativen hydraulischen Gradienten (G) und der Flussraten (F) von 25 cm bis 75 cm Tiefe im Mai 2003.

[1] Der negative hydraulische Gradient zeigt in isotropen Medien die Richtung des Wasserflusses.

Für die Bestimmung des negativen hydraulischen Gradienten und der Flussrate wurden nun die Wasserspannungsverläufe aufgeteilt (Abb. 5.57), damit man die Unterschiede in der Wasserbewegung am Hang während der Austrocknung des Bodens (A) und der Wasserversickerung (V) erkennen kann. Diese Flussrate konnte nicht für den gesamten Wasserspannungsbereich berechnet werden, weil die Gl. 3.6 nicht erfüllt war.

Während der Austrocknung des Bodens treten häufiger seitlich nach oben gerichtete Wasserflüsse (zwischen 30° und 60°) auf, als dies bei der Wasserversickerung hinsichtlich der nach unten gerichteten lateralen Flüsse geschieht (zwischen 135° und 180°) (Abb. 5.59). Diese Wasserbewegung im Boden erfolgt aber abgelenkt von der Vertikalen, wobei das Ausmaß von dem Betrag der Flussrate abhängt (Abb. 5.60).

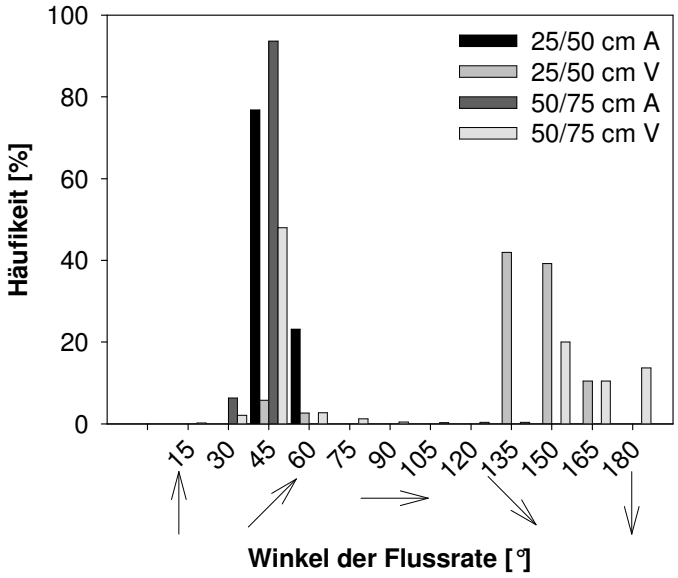


Abb. 5.59: Häufigkeitsverteilung der Winkel der Flussrate bei Catena II im Mai 2003. A: Austrocknung des Bodens, V: Wasserversickerung.

Die Beträge der Flussrate im Mai 2003 sind in Abb. 5.60 dargestellt. Für die 25 cm Tiefe ergibt sich während der Austrocknung des Bodens (A) eine in ca. 45° gerichtete Flussrate. Die Kurve ist aber aufgeteilt, was die unterschiedlichen hydraulischen Eigenschaften des Bodens ausdrückt. Die größten Beträge während der Austrocknung entsprechen den Flussraten zwischen dem Standort 2 und 3 ($CIIS_2$), wobei am Standort $CIIS_2$ die hydraulische Leitfähigkeit größer ist als am Standort 1 ($CIIS_1$) (Tab. 5.4). Diese Unterschiede sind während der Versickerung des Wassers auch vorhanden; sie sind aber kleiner geworden. Außerdem ist der Winkel der Flussrate zwischen $CIIS_2$ und $CIIS_3$ kleiner als

zwischen $CIIS_1$ und $CIIS_2$. Während der Austrocknung in 50 cm Tiefe sind die Flussraten zwischen 30° und 45° zur Vertikalen gerichtet. Bei der Wasserversickerung ist paralleler Fluss zu erkennen. Genauso wie in 25 cm Tiefe sind die Kurven während der Austrocknung und der Wasserversickerung aufgeteilt, was die unterschiedlichen hydraulischen Eigenschaften zwischen den Standorten dokumentiert (Tab. 5.4).

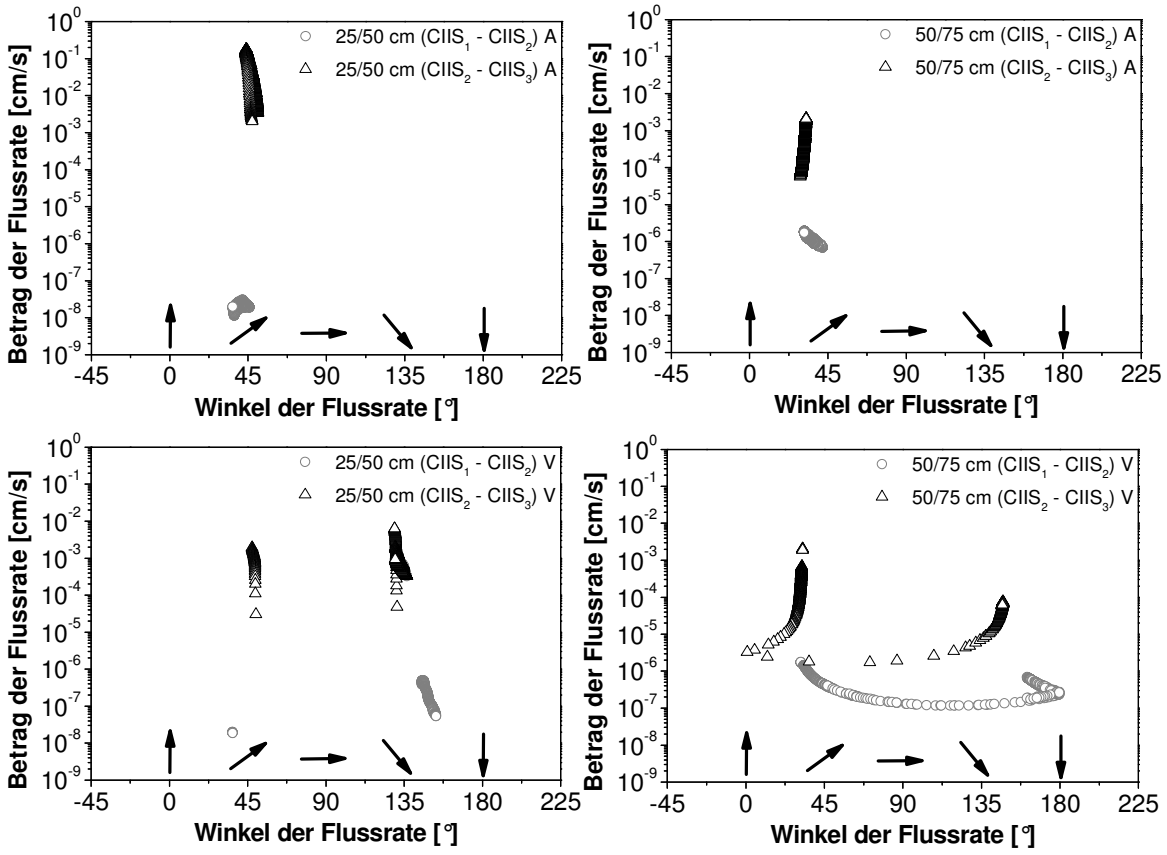


Abb. 5.60: Beträge und Winkel der Flussraten in Mai 2002 in 25/50 cm und 50/75 cm Tiefe an den Standorten der Catena II. A: Austrocknung des Bodens; V: Versickerung vom Wasser.

Bei Catena I ist auch eine Ablenkung der Flussrate in Richtung des Gefälles wie bei Catena II zu erkennen (Abb. 5.61).

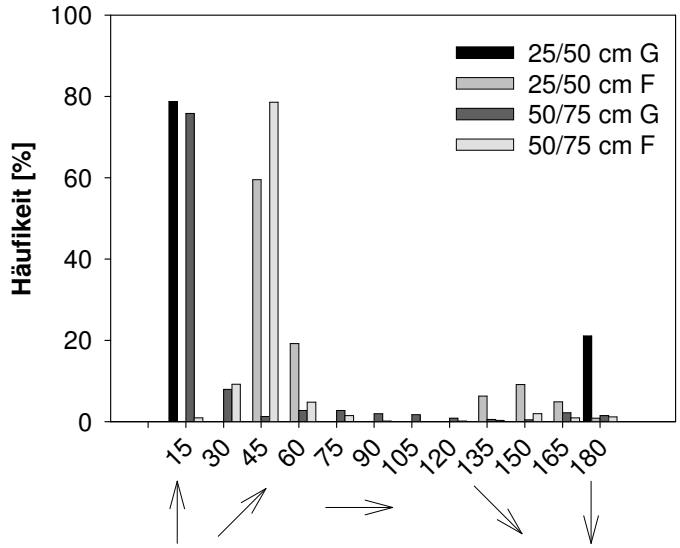


Abb. 5.61: Häufigkeitsverteilung der negativen hydraulischen Gradienten (G) und der Flussraten (F) von 25 cm bis 75 Tiefe cm bei Catena I im Jahr 2003.

Es ist anzumerken, dass in 25 cm Tiefe die Flussrate meist parallel zur Geländeoberfläche (ca. 99°) gerichtet ist, was den Effekt der Anisotropie der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit für den Wassertransport widerspiegelt. In 50 cm Tiefe weichen die Flussraten häufiger von der Vertikalen ab als die Gradienten.

Die Beträge der Flussrate in Abhängigkeit ihrer Richtung bei Catena I in den Jahren 2002 und 2003 sind in Abb. 5.62 dargestellt. Für 25 cm Tiefe zeigt sich, dass in nahezu gesättigtem Zustand (Flussrate bis ca. 1E-5 cm/s) die Flussrate meist nach unten gerichtet ist, aber es ist auch paralleler Fluss zu erkennen. In trockenem Zustand sind die Flussraten in Richtung des Gefälles ausgerichtet. In 50 cm Tiefe dagegen sind die Flussraten meist entweder nach oben (ca. 30°) oder nach unten (ca. 150°) orientiert und es ist kaum paralleler Fluss zu erkennen. Im Jahr 2003 erreichen die Flussraten etwas kleinere Beträge als in 2002, denn das Jahr 2003 war trockener.

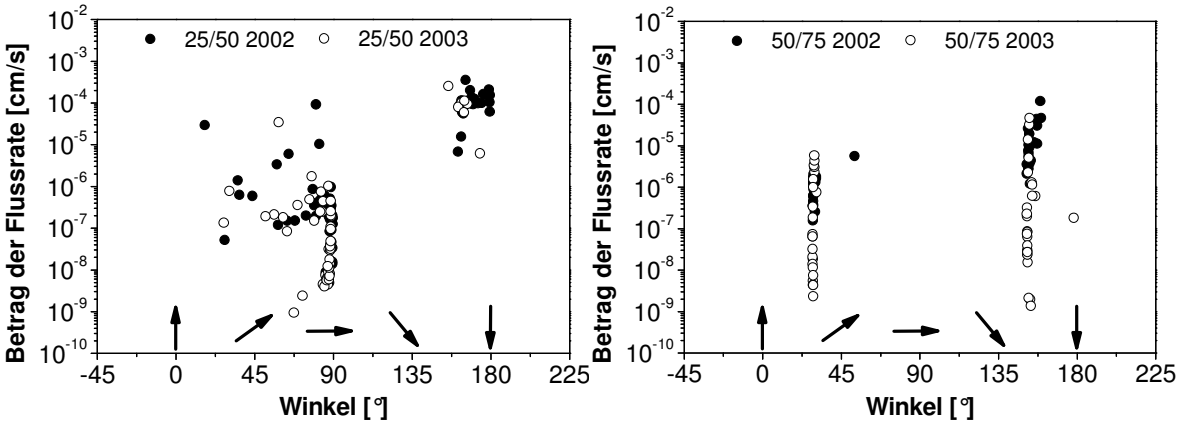


Abb. 5.62: Beträge und Winkel der Flussraten von 25 cm bis 75 cm Tiefe bei Catena II in der beiden Jahren 2002 und 2003.

5.3 Modellierung des Wassertransportes

5.3.1 Wassertransport am Hang unter Berücksichtigung der Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit

Um den Effekt der Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit auf den Wassertransport beschreiben zu können, wurde die Wasserbewegung am Hang mit dem Modell Hydrus 2D (Šimůnek, 2003) modelliert. Die Randbedingungen der Modellierung sind schon im Kap. 4.5.2.3 dargestellt. Die hydraulischen Eigenschaften bei $CIIS_1$ und $CIIS_3$ wurden in der Simulation verwendet. Die van Genuchten Parameter aus den pF-WG Kurven der entsprechenden Tiefen aller Standorte sind in Tab. 5.3 und im Anhang A (Tab. 1.3) zusammengestellt. Die Anisotropie der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit wurde in den Pflughorizonten und Pflugsohlen berücksichtigt (Tab. 5.4).

Für die Beschreibung der Auswirkung der Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit auf die Wasserbewegung am Hang wurden 2 Termine so ausgewählt, dass 2 Sättigungsgrade des Bodens vorhanden sind. Am Tag 260 der Modellierung (17 Juni 2002) erreichte die Wasserspannung einen ihrer niedrigsten Werte und 65 Tage später (22 Juli 2002) wurde ein nahezu gesättigter Zustand erreicht (Abb. 5.63).

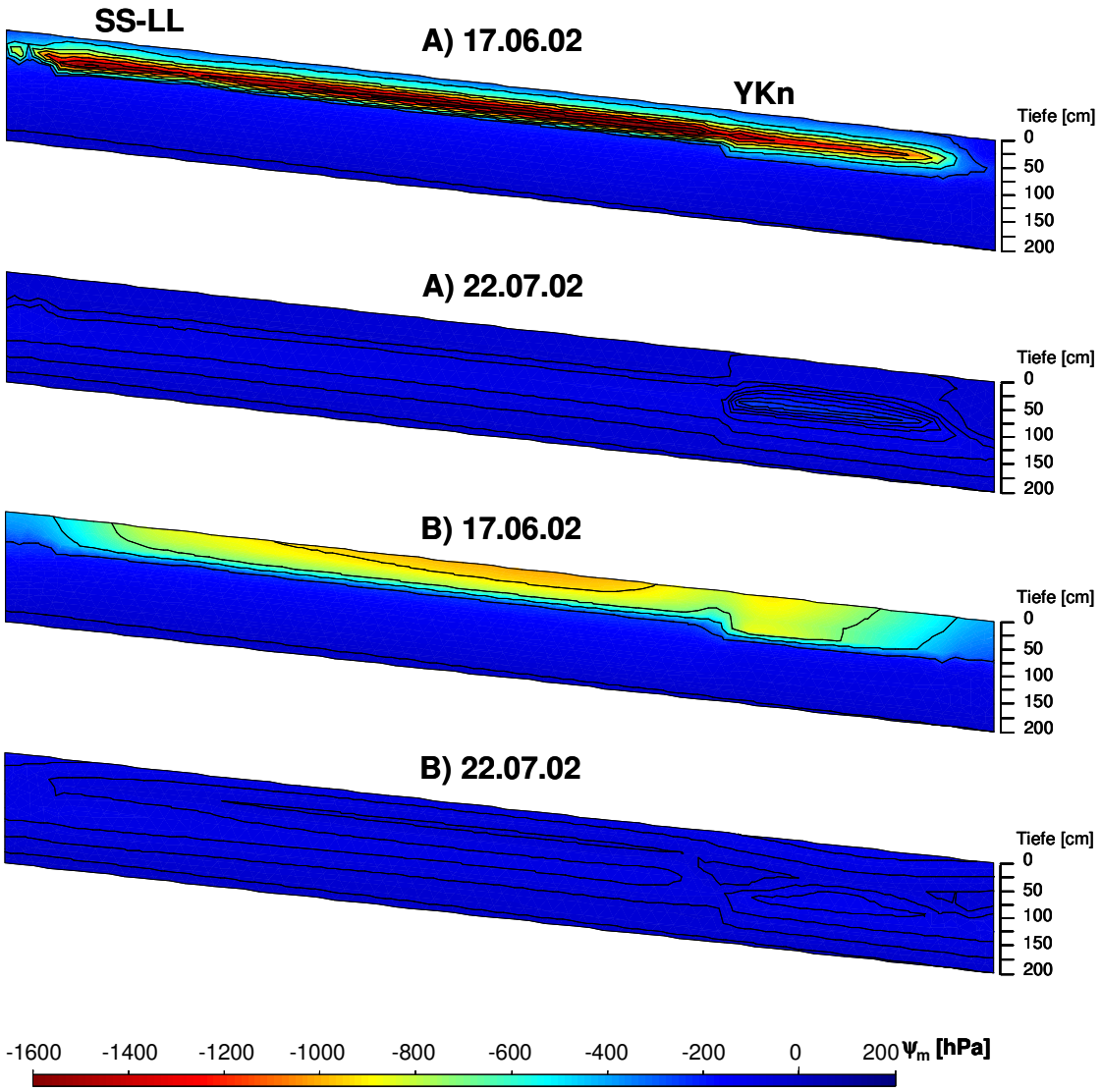


Abb. 5.63: Verlauf der Wasserspannung bei der Catena II. Isolinien der Wasserspannung am 17.06.02 je 200 hPa und am 22.07.02 je 25 hPa. A) unter Annahme der Isotropie und B) bei Anisotropie der k_f.

Im Allgemeinen zeigt sich, dass die Isolinien der Wasserspannung bzw. des Matrixpotentials meist oberflächenparallel angeordnet sind. Die unterschiedlichen hydraulischen Eigenschaften des Bodens lassen sich aus dem Verlauf der Wasserspannung erkennen, wobei die Isolinien des Matrixpotentials bei der pseudovergleyten Parabraunerde (SS-LL) etwas anders verlaufen als im Kolluvisol (YKn). Bei der pseudovergleyten Parabraunerde ist eine stärkere Austrocknung des Bodens im App-Horizont (ca. 25 cm Tiefe) zu sehen als beim Kolluvisol, was an der größeren Bodenverdichtung des App-Horizonts in der Parabraunerde liegt. Diese Austrocknung reicht aber im Kolluvisol etwas tiefer (ca. 75 cm Tiefe) als bei der Parabraunerde (Abb. 5.63).

Der Effekt der Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit auf die Wasserbewegung beeinflusst auch den Verlauf der Wasserspannung. In diesem Sinne ist die Wasserspannung bei der Berücksichtigung der Anisotropie größer (positiver) als bei isotropen Bedingungen.

Im ungesättigten Zustand zeigt sich ein eindeutiger Kapillaraufstieg bei der pseudovergleyten Parabraunerde, während diese beim Kolluvisol nicht zu erkennen ist (Abb. 5.64). Die höhere ungesättigte Leitfähigkeit im SwAl- (35-50 cm Tiefe) und SdBt-Horizont (50-80 cm Tiefe) ermöglicht einen nach oben gerichtetem Wasserfluss aus dem Grundwasser. Die gleichen Tiefen im Kolluvisol weisen größere gesättigte hydraulische Leitfähigkeiten auf als bei der Parabraunerde, die aber im ungesättigten Zustand kleiner ist. Grund dafür ist die leicht tiefere Austrocknung des Bodens im Kolluvisol. Dieser Unterschied der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten lässt sich auch aus den unterschiedlichen Größen der Vektoren des Wasserflusses ablesen.

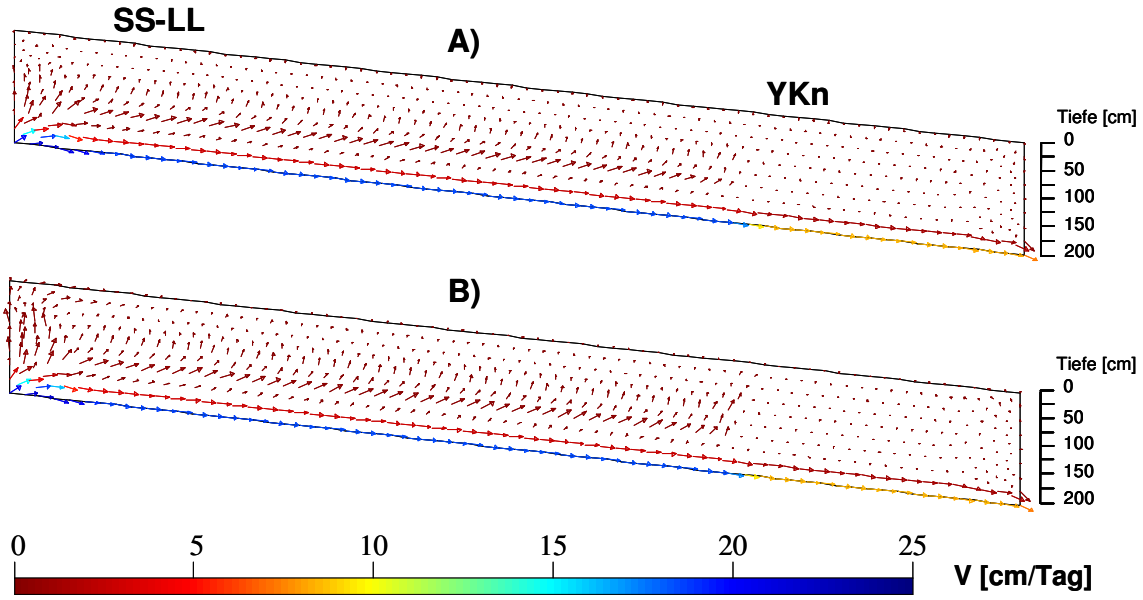


Abb. 5.64: Vektoren des Wasserflusses bei Catena II am 17 Juni 2002. A) unter Annahme der Isotropie und B) bei Anisotropie der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit.

Die Vektoren des Wasserflusses unter Berücksichtigung der Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit sind leicht größer als unter isotropen Bedingungen (Abb. 5.64). Das zeigt, dass die Austrocknung des Bodens ohne Berücksichtigung dieser Richtungsabhängigkeit stärker wäre als es in Wirklichkeit war. Dies wurde auch in Abb. 5.63 dargestellt.

Im nahezu gesättigten Zustand (Abb. 5.65) wurde festgestellt, dass die Vektoren des Wasserflusses in den ersten 30 cm Tiefe bei Isotropie der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit hauptsächlich nach unten gerichtet sind. Es ist eine leichte Ablenkung dieser Vektoren zu sehen, was an den kleineren gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten in der Pflugsohle (Abb. 5.9) liegt. Unter der Pflugsohle sind die Vektoren des Wasserflusses vertikal nach unten orientiert. Erst bei 150 cm Tiefe ist aufgrund des Auftretens des Grundwasserspiegels bei 200 cm eine Ablenkung der Vektoren des Wasserflusses in Richtung des Gefälles zu erkennen. In 150 cm Tiefe ist der Boden wassergesättigt, sodass die Vektoren des Wasserflusses durch die Gravitation leicht in Richtung des Gefälles orientiert sind. Wie bei dem Verlauf der Isolinien des Matrixpotentials spiegeln sich die unterschiedlichen Eigenschaften des Bodens entlang der Catena in den Vektoren des Wasserflusses wider.

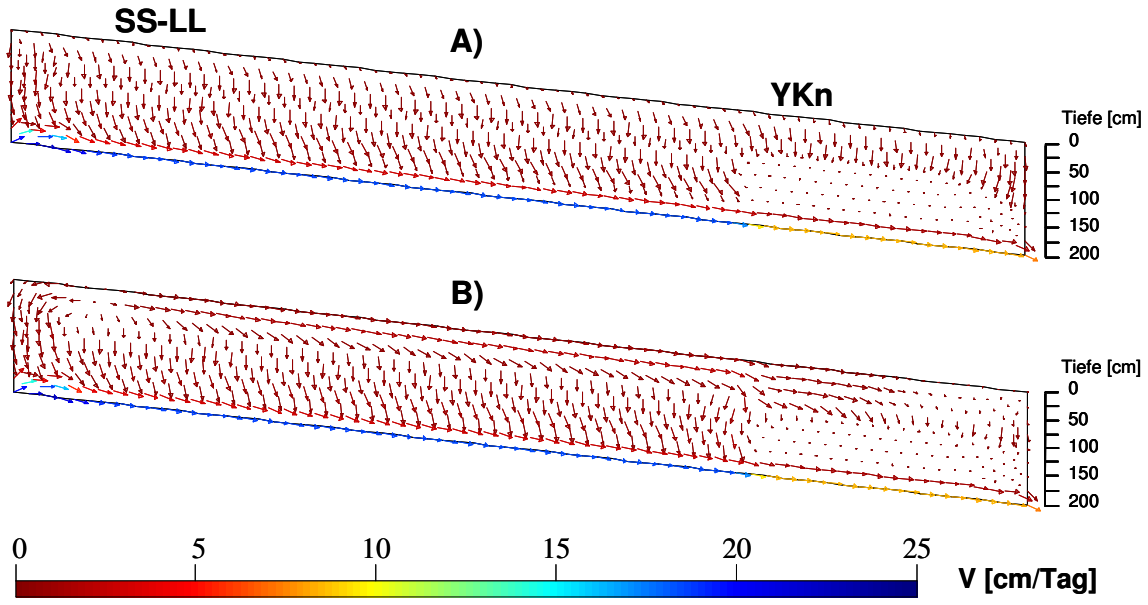


Abb. 5.65: Vektoren des Wasserflusses bei Catena II am 22 Juli 2002. A) unter Annahme der Isotropie und B) bei Anisotropie der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit.

Wird die Anisotropie berücksichtigt (Abb. 5.65), dann werden die Vektoren des Wasserflusses in die Richtung der größten hydraulischen Leitfähigkeit abgelenkt und paralleler Fluss findet statt. Der Effekt der Anisotropie für die Wasserbewegung ist folglich sowohl in der pseudovergleyten Parabraunerde als auch im Kolluvisol zu erkennen. Die Flussdichte ist aber im Kolluvisol etwas größer als in der pseudovergleyten Parabraunerde.

5.3.2 Effekt der van Genuchten Parameter auf den Wassertransport

Es wurde festgestellt, dass die Bodenproben während der Messung der pF-WG Kurve eine gewisse Schrumpfung aufweisen (siehe Kap. 5.1.2.3.1). Das führt zu einer Veränderung der Bodenstruktur und dadurch ebenfalls der van Genuchten Parameter, was Auswirkung auf die Wasserbewegung hat. Es wurde auch gezeigt, dass die Simulation der ku-Funktion mit dem Parameter α und n aus der pF-WG Kurve weit entfernt ist von der gemessenen ku-Kurve (siehe Kap. 5.1.3.2.1), was auch die Ergebnisse der Modellierung des Wassertransportes modifiziert. Um diesen Zusammenhang darzustellen, wurde der zweidimensionale Wassertransport in einer vertikalen Säule modelliert. Hierbei wurden die bereits genannten Parameter verwendet, abgeleitet aus:

1. der pF-WG Kurve (pF-O)
2. der pF-WG Kurve mit Berücksichtigung der Schrumpfung (pF-M)
3. der ku-Funktion (ku-F) (Tab. 5.9).

Die Modellierung erfolgt für $CIIS_2$, wobei die an diesem Standort gemessenen Wasserspannungen benutzt wurden (Abb. 5.48), um die Güte des Models ermitteln zu können. Die nunmehr modellierten Wasserspannungsverläufe sind in Abb. 5.66 dargestellt.

Tab. 5.9: Verwendete van Genuchten Parameter in der Modellierung des zweidimensionalen Wassertransportes in einer vertikalen Säule.

Tiefe [cm]	Parameter	pF-O	pF-M	ku-F
15	α	0,0996	0,0382	0,0024
	n	1,1732	1,1959	1,0343
25	α	0,0556	0,0391	0,0172
	n	1,1844	1,1910	1,7246
35	α	0,0434	0,0244	0,0024
	n	1,2657	1,2978	1,6701
50	α	0,0711	0,0149	0,0176
	n	1,0675	1,2156	1,5759

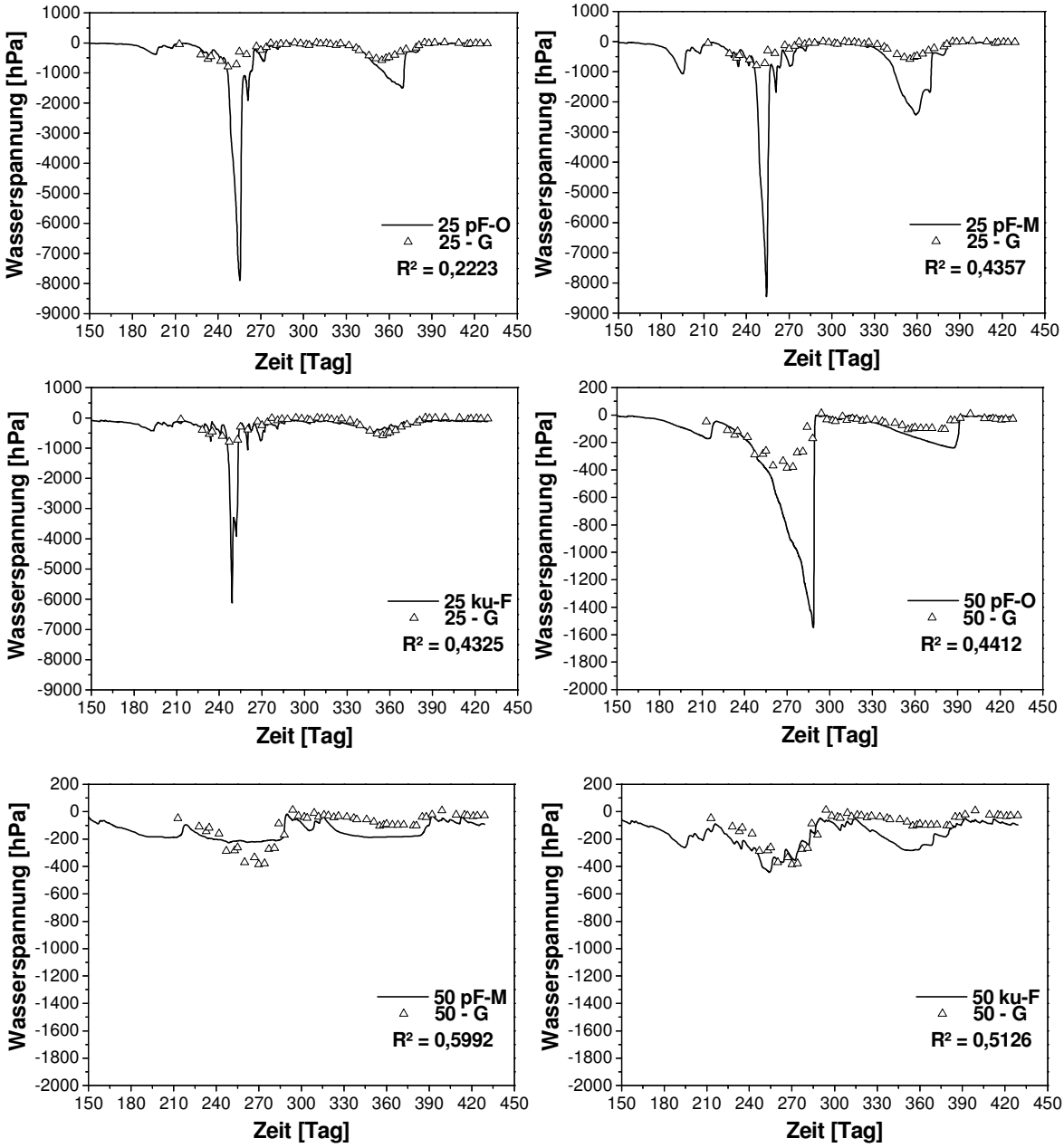


Abb. 5.66: Verlauf der modellierten und gemessenen (G) Wasserspannung in 25 und 50 cm Tiefe bei $CIIS_2$. pF-O: van Genuchten Parameter aus der pF-WG Kurve ohne Berücksichtigung der Schrumpfung; pF-M: van Genuchten Parameter mit Berücksichtigung der Schrumpfung und ku-F: van Genuchten Parameter aus der ku-Funktion.

Es zeigt sich deutlich, dass sowohl die Berücksichtigung der Schrumpfung als auch die Verwendung des α und n Parameters aus der ku-Funktion zu einer Verbesserung der Korrelation zwischen modellierten und gemessenen Wasserspannungen bis in 50 cm Tiefe geführt haben. Aufgrund der Veränderung der van Genuchten Parameter nehmen die ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten bei „pF-M“ und „ku-F“ zu und deshalb sind sie höher als bei „pF-O“ in dem gesamten Wasserspannungsbereich. Infolgedessen erreichten die Wasserspannungen bei „pF-M“ und „ku-F“, insbesondere in der Tiefe 50 cm (Tag

255), höhere Werte (positivere) als bei „pF-O“. Die Vektoren des Wasserflusses am 255. Tag zeigen eine Unterschätzung des Wassertransportes, wenn die „normalen“ Messungen und Parametrisierung der pF-WG Kurven durchgeführt werden (Abb. 5.67). Durch die Berücksichtigung der Schrumpfung wird der Boden im ungesättigten Zustand leitfähiger und damit ist der Kapillaraufstieg größer, was zu einer nicht so starken Austrocknung des Bodens geführt hat (Abb. 5.66). Das gleiche wurde festgestellt, wenn man die gemessene ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit berücksichtigt.

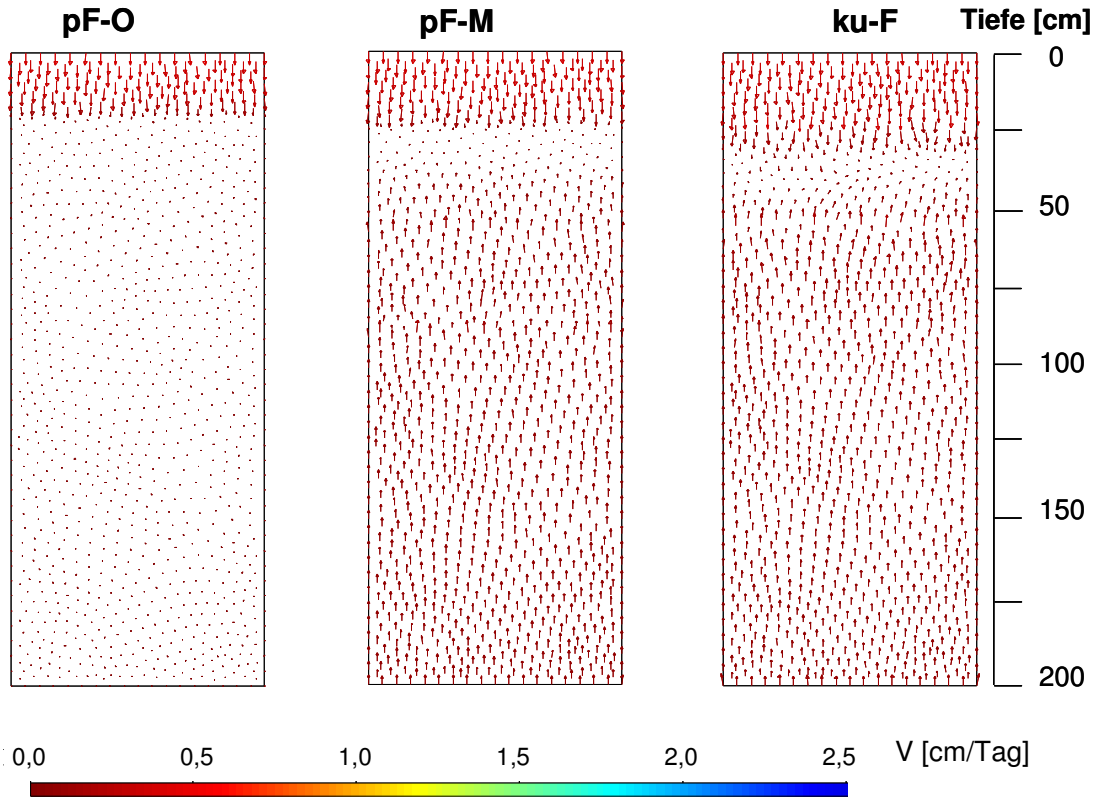


Abb. 5.67: Vektoren des Wasserflusses am 255. Tag bei $CIIS_2$. pF-O: van Genuchten Parameter aus der pF-WG Kurve ohne Berücksichtigung der Schrumpfung (Links); pF-M: van Genuchten Parameter mit Berücksichtigung der Schrumpfung (Mitte) und ku-F: van Genuchten Parameter aus der ku-Funktion (Rechts).Pseudovergleyte Parabraunerde bei $CIIS_2$.

6 DISKUSSION

6.1 Bedeutung und Funktion poröser Medien

6.1.1 Porenvolumen und Porengrößenverteilung

Die Eigenschaften der Substratablagerung (Korngrößenverteilung in Tab. 5.1 und Tab. 5.2) aller Standorte sowie der Effekt der Bodennutzung (Pflugsohle) spiegeln sich in der Lagerungsdichte und Porengroßenverteilung wider (Tab. 1.1 und Tab. 1.2 im Anhang A).

Die Veränderung der Struktur durch Bodenlockerung und –verdichtung ist von zahlreichen Autoren in der Literatur dokumentiert (Ehlers, 1973; Ball, 1981; Ellies et al., 1996; Ahuja et al., 1998; Hartge und Horn, 1999). Diese Veränderung der Bodenstruktur weist einen jahreszeitlichen Verlauf auf (Ehlers, 1973; Mapa et al., 1986; Horn, 2004) und hängt von der Bodenstabilität und –nutzung ab (Hartge und Horn, 1999). Vor allem, wie in der vorliegenden Arbeit dargestellt ist, nehmen die Grobporen bzw. die strukturbedingten Poren ab und dadurch sinkt die nutzbare Feldkapazität sowie die Luftkapazität, d.h. durch die Einregelung von Bodenpartikeln bzw. Sackung wird der Boden stabiler, aber die Bedingungen für das Pflanzenwachstum werden ungünstiger (Hartge und Horn, 1999) (siehe auch Abb. 6.6).

Die angepassten pF-WG Kurven zeigen einen sigmoiden Verlauf und drücken so auch die Änderung der Korngrößenverteilung und Bodenstruktur aus. Es ist anzumerken, dass alle Bodenhorizonte einen volumetrischen Restwassergehalt (θ_R) von 0% aufweisen. Die physikalische Bedeutung dieses Parameters ist nicht ganz klar und umstritten, und für viele Böden, sogar bei hohen Tongehalten liefert auch die Annahme $\theta_R = 0$ gute Anpassungen für gemessene pF-WG Kurven (Vereecken, 1988; Wösten et al., 1990), was in der vorliegenden Arbeit auch zu sehen ist. Mit steigender Lagerungsdichte nimmt der Lufteintrittspunkt ($1/\alpha$) zu (Gupta und Larsson, 1979), d.h. es muss mehr Wasser vom Boden entzogen bzw. eine niedrigere Wasserspannung angelegt werden, um eine kontinuierliche Gasphase erreichen zu können. Diese Tatsache wurde z.B. in der Pflugsohle festgestellt und ruft ungünstigere Bedingungen für die Pflanzen hervor. Weist die pF-WG Kurve einen steileren Verlauf auf, dann nimmt der Parameter n zu (van Genuchten, 1980), was eine größere Menge an Grobporen widerspiegelt (Tab. 1.1 im Anhang und Tab. 5.3).

Um das Ziel dieser Untersuchung erreichen zu können, war die Entnahme von möglichst ungestörten und erschütterungsfreien Bodenproben notwendig. Während die Leitfähigkeit des Porensystems ein isotropes und/oder anisotropes Verhalten darstellen kann, sollen das Porenvolumen und seine Verteilung als skalare Größe isotrop sein. Da die Probeentnahme in vertikalen, diagonalen und horizontalen Richtungen an verschiedenen Stellen eines Bodenhorizontes erfolgt, kann dieses erwartete isotrope Verhalten durch eine unrichtige Probeentnahme[1] und aufgrund der Variabilität des Bodens gestört werden. Die hydraulischen Eigenschaften des Bodens weisen eine gewisse zeitliche (Mapa et al., 1986; Horn, 2004) und räumliche Variabilität auf (Greminger et al., 1985; Logsdon und Jayes, 1996). Diese Heterogenität steigt mit der Anwesenheit von Makroporen und wirkt sich auf das hydraulische Verhalten des Bodens aus (Logsdon und Jayes, 1996). Aus diesen Gründen soll die Isotropie der Porosität bewiesen werden.

Die Bestätigung einer richtigen Probeentnahme bzw. der Isotropie des Porenvolumens kann nun durch die Berücksichtigung der effektiven Porosität (ε_o) gemacht werden, da sie der Menge an Poren entspricht, durch die das Wasser im gesättigten Zustand hauptsachlich geleitet wird (Brooks and Corey, 1964). Corey (1977) schlug vor, dass die effektive Porosität die Differenz zwischen gesamtem Porenvolumen (PV) und dem volumetrischen Wassergehalt bei Feldkapazität (-330 hPa) ist, d.h. das Wasser, das durch die weiten und engen Grobporen geleitet wird. Sollen die Porenklassen und die ε_o gegen die k_f korreliert werden, weist normalerweise die ε_o – k_f Beziehung die beste Korrelation auf (Corey, 1977, Ahuja, 1984; Peth, 2004). Dieser Umstand wird in Abb. 6.1 dargestellt. Mit zunehmendem Anteil an weiten Grobporen steigt die gesättigte Wasserleitfähigkeit. Diese Beziehung ist bei den engen Grobporen nicht zu erkennen (auch bei Mittel- und Feinporen), aber wenn die weiten und engen Grobporen zusammen als effektive Porosität berücksichtigt sind, wird der Korrelationskoeffizient im Vergleich mit der linearen Regression bei den weiten Grobporen besser. Aus diesen Gründen soll die Bestätigung der Richtungsabhängigkeit der Porosität am besten anhand der effektiven Porosität gemacht werden.

[1] Bodenhorizonte bzw. –Schichten sind manchmal nicht so mächtig (z.B. Pflugsohle) deswegen kann Bodenmaterial aus anderem Horizont insbesondere in Winkel von 45° genommen werden.

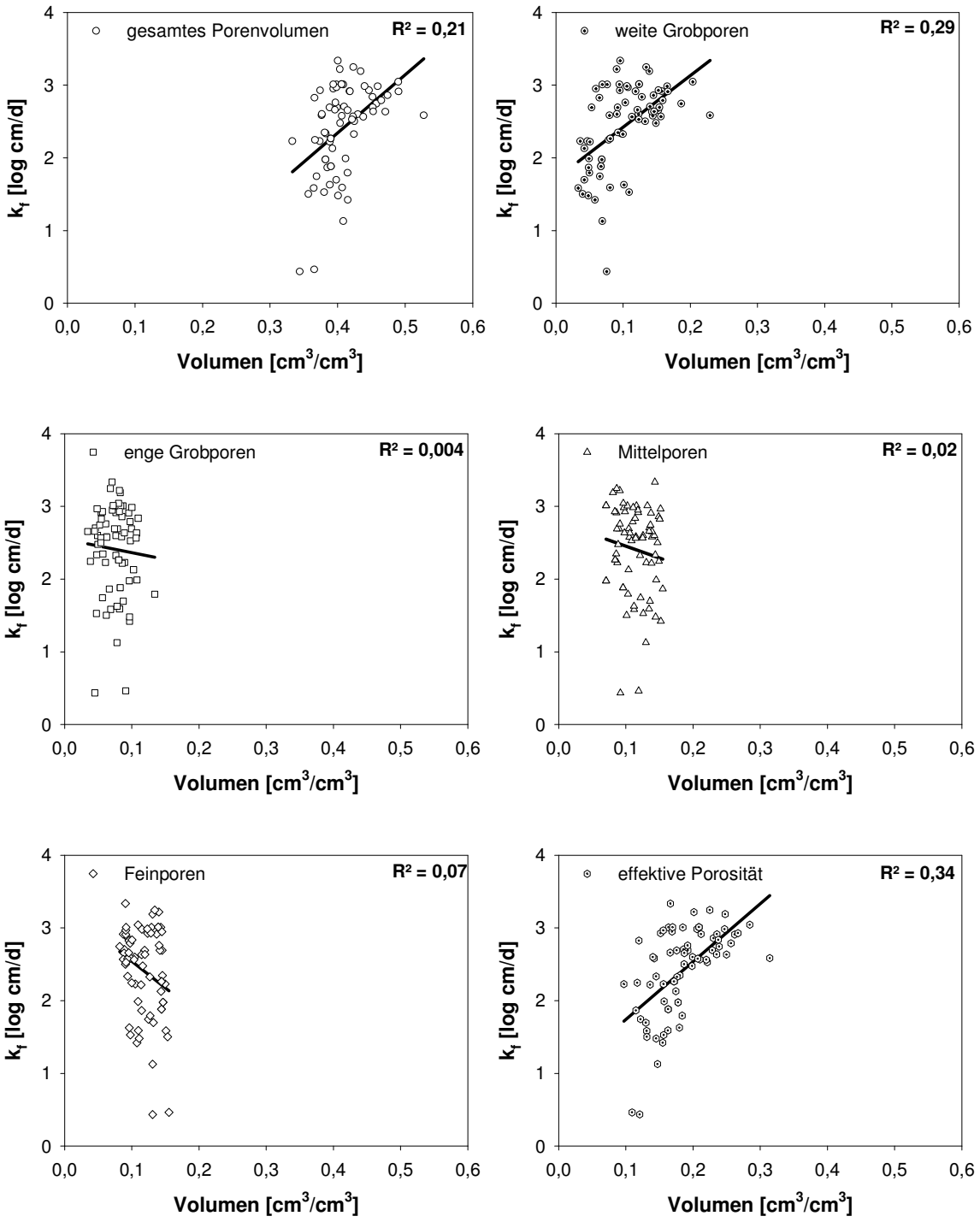


Abb. 6.1: Korrelation zwischen Anteilen von Porenklassen und der gesättigten Wasserleitfähigkeit (Proben aus verschiedenen Richtungen der ersten 30 cm Tiefe $CIIS_2$, CIS_1 und CIS_2).

Die Abb. 6.2 stellt die effektive Porosität in Abhängigkeit von den entnommenen Richtungen bei $CIIS_2$, CIS_1 und CIS_2 dar. In der Regel weist die effektive Porosität ein isotropes Verhalten auf. Es gibt Ausnahmen wie z.B. in 80 cm Tiefe in $CIIS_2$, wobei die ε_o H > ε_o V > ε_o D, oder in 40 cm Tiefe in CIS_2, wobei die ε_o H > ε_o D > ε_o V. Nun soll bestätigt werden, ob diese durch die Variabilität des Bodens oder die Probenentnahmetechnik verursachte Anisotropie der effektiven Porosität die

Richtungsabhängigkeit der hydraulischen Leitfähigkeit beeinflusst hat.

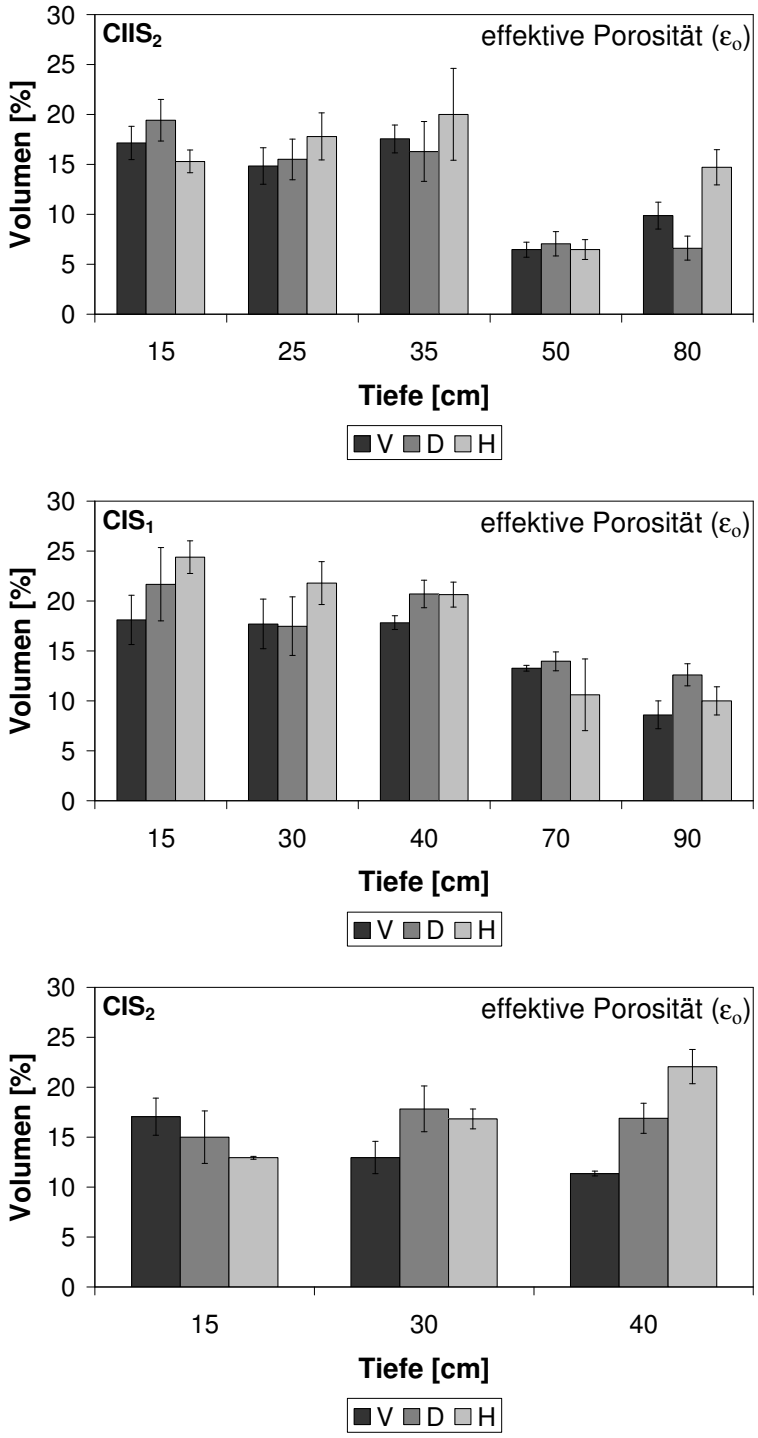


Abb. 6.2: Effektive Porosität (ε_o) in Abhängigkeit von den entnommenen Richtungen bei $CIIS_2$, CIS_1 und CIS_2. Fehlerbalken entsprechen dem Standardfehler.

6.1.2 Diskussion zur Schrumpfung des Bodens

Es wurde auch festgestellt, dass die Schrumpfung des Bodens eine gewisse Anisotropie aufwies (siehe Kap. 5.1.2.3), d.h. die Volumenabnahme kann durch eine richtungsabhängige Bewegung von Bodenteilchen ein anisotropes Verhalten

aufweisen. Über Schrumpfung wurde mit zahlreichen Ansätzen gearbeitet (Mapa et al., 1986; Gräsle, 1999; Baumgartl und Köck, 2004; Boivin et al., 2004; Peng und Horn, 2005), aber Anisotropie und/oder Isotropie sind nicht so häufig berücksichtigt worden (Bronswijk, 1990; Bronswijk, 1991; Peng et al., 2005). Peng et al. (2005) stellten Anisotropie bzw. Heterogenität in der Schrumpfung eines Bt-Horizonts (pseudovergleyte Parabraunerde aus gleichem Untersuchungsgebiet) fest, die vom Sättigungsgrad abhängt. Diese Ergebnisse sind mit den dargestellten Ergebnissen (Abb. 5.3, Abb. 5.5 und Abb. 5.6) nicht ganz zu vergleichen, da sich die verwendeten Methoden unterscheiden. In der vorliegenden Arbeit wurde nur die vertikale Abnahme des Bodenvolumens aus den vertikal, diagonal und horizontal entnommenen Proben berücksichtigt, d.h. die horizontale Schrumpfung entspricht der vertikalen Volumenabnahme in den horizontal entnommenen Proben. Im Gegenteil dazu haben Peng et al. (2005) die vertikale und horizontale Volumenabnahme während der Austrocknung des Bodens (im Trockenschrank) erfasst. Damit kann das isotrope oder anisotrope Verhalten durch einen von Bronswijk (1990) definierten geometrischen Faktor[1] beschrieben werden. In der Arbeit von Peng et al. (2005) wird die waagerechte Schrumpfung nur durch Meniskenkräfte geschaffen und die Gravitation spielt kaum eine Rolle. Im Gegenteil dazu wird die Schrumpfung des Bodens unabhängig von der entnommenen Richtung aufgrund der verwendeten Methode durch Menisken- und Schwerkräfte (Gravitation) hervorgerufen.

Aufgrund der hohen Lagerungsdichte und der verwendeten Wasserspannungsstufe ist diese richtungsabhängige Bewegung von Bodenpartikeln gering. Die Kraft, die die Bodenpartikel zusammenzieht, ist die relativ hohe Oberflächenspannung des Wassers (Hartge und Horn, 1999; Hillel, 1998). Die Druckdifferenz, welche die Durchbiegung des Meniskus in der Kapillare erzeugt, wirkt allseitig und verschiebt die Kapillarwände gegeneinander (Hartge und Horn, 1999). Aus diesem Grund ist der kontrahierende Effekt der Wasserdruckabnahme isotrop. Infolgedessen kann eine richtungsabhängige Schrumpfung aufgrund der anisotropen Spannungssituation im Boden (normal $\sigma_1 > \sigma_3$; überkonsolidiert $\sigma_3 > \sigma_1$) vorkommen. In diesem Sinne stellten Hartge und

[1] Die Beziehung „Volumen- und Höhenabnahme“ kann durch einen geometrischen Faktor (r_s) beschrieben werden, wobei $r_s = 1$ eine vertikale Volumenabnahme ohne Rissbildung, $r_s \rightarrow \infty$ Rissbildung ohne vertikale Volumenabnahme, $1 < r_s < 3$ überwiegende vertikale Volumenabnahme, $r_s > 3$ überwiegende Rissbildung und $r_s = 3$ isotrope Schrumpfung bedeuten (Bronswijk, 1990).

Horn (1999) dar, dass der Zusammenhang zwischen vertikaler und horizontaler Spannung von dem im Boden mobilisierbaren Scherwiderstand abhängt, denn seine Reibungskomponente beeinflusst die Art der Spannungsverteilung. Infolgedessen könnte man erwarten, dass die Richtung des geringsten Scherwiderstandes die größte Schrumpfung aufweisen kann. Nähert man sich den Scherparametern Kohäsion und Winkel der inneren Reibung mit der gemessenen Schrumpfung, unabhängig von den entnommenen Richtungen (Abb. 6.3), erkennt man, dass die Beziehung zwischen Kohäsion und maximaler Schrumpfung die beste Korrelation aufweist. Die geringere Korrelation für die Winkel der inneren Reibung kann daran liegen, dass die gemessenen Scherparameter und die Schrumpfung an verschiedenen Bodenproben bestimmt wurden und nur den Mittelwerten eines Horizontes entsprechen. In diesem Sinne können mehr Widerholungen je Horizont zu einer Verbesserung dieser Korrelationen beitragen und eine deutlichere Erklärung liefern.

Je größer die Kohäsion zwischen Bodenteilchen ist, desto kleiner ist die Schrumpfung des Bodens. Obwohl die Ergebnisse dem Mittelwert eines Horizontes entsprechen, wird gezeigt, dass mit zunehmender Stabilität die Volumenabnahme durch Menisken- und Schwerkräfte kleiner wird.

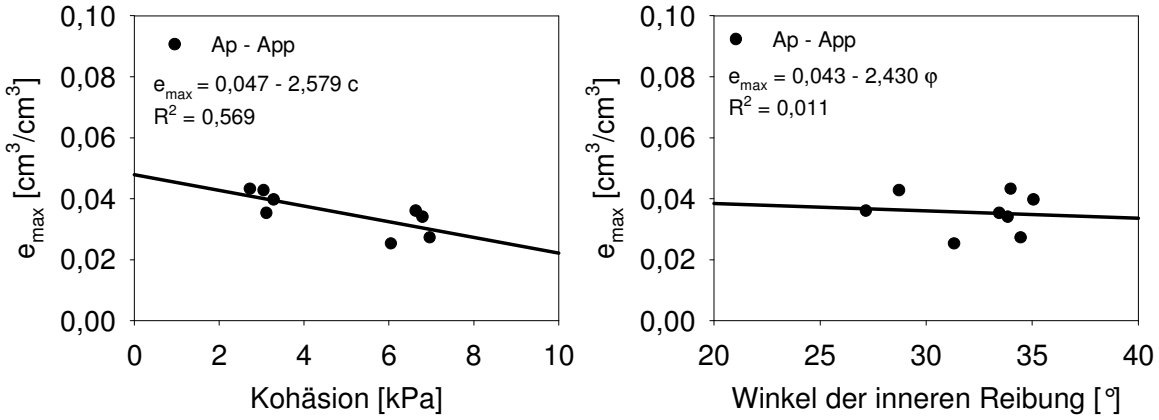
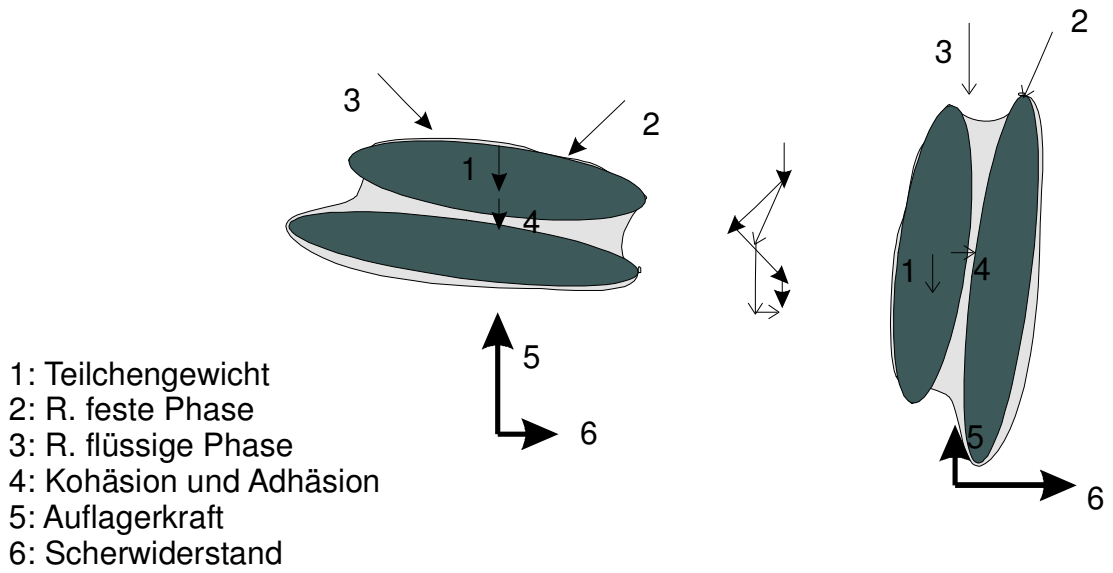


Abb. 6.3: Beziehung zwischen Scherparameter Kohäsion (c) und Winkel der inneren Reibung (φ) und maximaler Schrumpfung (e_{max}).

Die Stabilität eines Bodens ist das Resultat des Zusammenwirkens verschiedener Kräfte (Abb. 6.4). In diesem Sinne wird der Boden mit zunehmender Entwässerung solange schrumpfen, bis ein neues Gleichgewicht der Kräfte erreicht wird. Die waagerechte Schrumpfung (vertikale Volumenabnahme in der horizontal entnommenen Probe) wird von der vertikalen Kohäsion beeinflusst, da

der waagerechte Scherwiderstand zwischen den horizontalen orientierten Platten in einer Pflugsohle durch die senkrechten entnommenen Proben zu erfassen ist. Da der Scherwiderstand entlang der vertikal einregelten Platten kleiner ist als durch die horizontal orientierten, ist die Schrumpfung des Bodens mit vertikal orientierten Platten größer (Abb. 6.5). Es scheint so zu sein, dass die vertikal orientierten Bodenaggregate kurz lateral (Meniskenkräfte) aber stärker nach unten (Schwerkräfte und Meniskenkräfte) verschoben werden und dadurch ein tieferes Gleichgewicht erreicht wird im Vergleich mit den vertikal entnommenen Proben. Der Boden in der Pflugsohle ist so verdichtet, dass keine weitere vertikale Einregelung von den plattigen Bodenaggregaten möglich ist. Die umgekehrte Tendenz wurde in einem SdBt-Horizont festgestellt, wobei eine Bodenstruktur vorhanden ist, die scheinbar eine größere vertikale Achse aufwies (Abb. 6.5).



1: Teilchengewicht
2: R. feste Phase
3: R. flüssige Phase
4: Kohäsion und Adhäsion
5: Auflagerkraft
6: Scherwiderstand

Abb. 6.4: Resultierende aus den vier Kräften (1 - 4) und Gegenkräften (5 - 6), die das Bodenteilchen in Bezug auf seine Nachbarschaft in der Lage halten. Die Größe der Pfeile zeigt schematisch den Betrag der Kräfte (modifiziert nach Hartge und Horn, 1999).

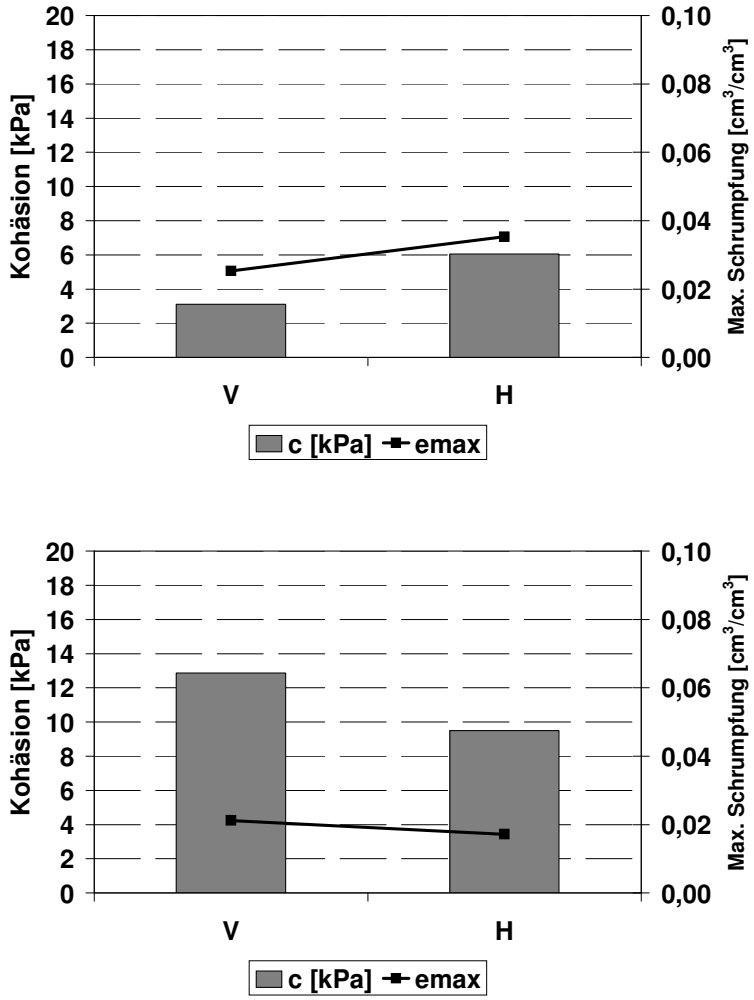


Abb. 6.5: Beziehung zwischen Kohäsion und maximale Schrumpfung einer Pflugsohle und eines SdBt-Horizontes.

Obwohl die Lagerungsdichte des Bodens hoch ist, zeigten die dargestellten Ergebnisse, dass der untersuchte Boden kein starrer Körper ist, der durch die Änderung der Wasserspannung (Abb. 5.48) gequollen und geschrumpft wird. Die strukturbedingten Poren werden durch die Volumenabnahme getroffen (Abb. 5.7 und Abb. 5.8), und die Wasserbewegung beeinflusst (Mapa et al., 1986; Horn und Smucker, 2005). Aus diesen Gründen ist es zu erwarten, dass im Laufe eines Jahres die hydraulischen Eigenschaften von Böden gleichen Typen aber unterschiedliche Bearbeitungsweise (z.B. konventionell wie Catena II und konservierende wie Catena I) ein anderes Verhalten aufweisen können. Bei der konventionellen Bodenbearbeitung wird der Boden gelockert, dadurch sinkt die Lagerungsdichte, steigt die Menge an Grobporen sowie die hydraulische Leitfähigkeit. Wird der Boden gewässert (z.B. durch Niederschläge), dann findet erst eine Einregelung von Bodenpartikel statt, welche zusammen mit der von der Austrocknung des Bodens verursachten Schrumpfung die Geometrie des

Porensystems verändert. Mit zunehmenden „Befeuchtung und Entfeuchtung Zyklen“ wird der Effekt der Schrumpfung auf die hydraulischen Eigenschaften kleiner und hauptsächlich die hydraulische Leitfähigkeit getroffen (Mapa et al., 1986). Da bei konservierenden bearbeiteten Böden häufig keine bzw. minimale Auflockerung des Bodens erfolgt, soll die zeitliche Veränderung der Bodenstruktur nicht so intensiv sein im Vergleich zu konventionellen Betrieben (Ausnahmen können in tonreichen Böden vorkommen).

Die Anisotropie der in Stechzylindern gemessenen Schrumpfung ist auf die Feldbedingungen nicht ganz zu übertragen bzw. repräsentiert nicht das Schrumpfungsverhalten des Bodens im Feld (insbesondere mit zunehmender Tiefe). Das liegt nicht nur an dem Einfluss der Gravitation auf die festgestellte Anisotropie der Schrumpfung sondern auch an der unberücksichtigen Auflast, die in Böden vorkommt und mit zunehmender Tiefe einen größeren Effekt auf die Anisotropie der Schrumpfung hat. In diesem Sinne stellte Bronswijk (1990 und 1991) fest, dass unbelastete Bodenproben zu einer Zunahme des geometrischen Faktors ($r_s > 3$, dann richtungsabhängig) führen, und dass die Schrumpfung durch die Belastung des Bodens ein isotropes Verhalten aufweist.

6.2 Analyse der Porenfunktionen

6.2.1 Wasserleitfähigkeit

Die dargestellten Ergebnisse zeigten, dass die Korngrößenverteilung und die durch Entwicklung und Nutzung des Bodens beeinflusste Struktur das Porensystem in seinem Volumen, Verteilung sowie in seiner Funktion bestimmen, was auch von Richter (2005) in gleichen Bodentypen und von mehreren Autoren in verschiedenen Böden (Ehlers, 1973, Ball, 1981; Ellies et al., 1996) festgestellt wurde. In diesem Sinne spiegelt sich die Menge an Grobporen bzw. die effektive Porosität (ε_o) in der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit wider (Tab. 1.1, Tab. 1.2 im Anhang A, Abb. 5.9 und Abb. 5.10).

In Pflugsohlen ist zu erkennen, dass der von der Bodenverdichtung verursachte Verlust von Grobporen nicht nur eine Abnahme der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit hervorgerufen hat (Abb. 5.9 und Abb. 5.10), sondern auch eine Ablenkung des hydraulischen Leitfähigkeitstensors geschaffen hat (Tab. 5.4). Diese Ergebnisse wurden auch von Tigges (2000) in einer pseudovergleyten Parabraunerde festgestellt. Die Einregelung von Partikeln bzw. die Sackung, die

die Bodenverdichtung in einer Pflugsohle hervorruft, schafft eine Plattenstruktur, die die Kontinuität des Porensystems bestimmt (Abb. 6.6). Infolgedessen wird die hydraulische Leitfähigkeit beeinflusst (Hillel, 1998; Hartge und Horn, 1999; Horn und Smucker, 2005) und Anisotropie findet statt ($k_fh > k_fv$) (Tigges, 2000; Dörner und Horn, 2005). Diese anthropogene Anisotropie ist im gesättigten sowie im ungesättigten Zustand zu erkennen und trifft auch die konvektive Bewegung von Luft[1] im Boden (z.B. Abb. 5.15. und Abb. 5.26). Schaut man die festgestellte und unerwartete Richtungsabhängigkeit der effektiven Porosität an (Abb. 6.2), so erkennt man, dass die Anisotropie der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (Abb. 5.9 und Abb. 5.10) hauptsächlich an der Kontinuität des Porensystems liegt, und kaum von der durch Variabilität des Bodens verursachten Richtungsabhängigkeit beeinflusst wird. Die Kontinuität des Porensystems einer Pflugsohle wird durch die waagerechte räumliche Einregelung von Bodenaggregaten beeinflusst, was sich aus der gemessenen strukturbedingten Kohäsion beweisen lässt (Abb. 6.6). In diesem Sinne ist die horizontal gemessene Kohäsion[2] höher als die vertikale Kohäsion ($c_sh > c_sv$), d.h. aufgrund der plattigen Bodenaggregate muss eine stärkere Scherkraft ausgeübt werden, um die Platten in der senkrechten Richtung zerbrechen zu können. Das Porensystem ist in der horizontalen Richtung kontinuierlicher und dadurch die Kohäsion zwischen den Platten kleiner.

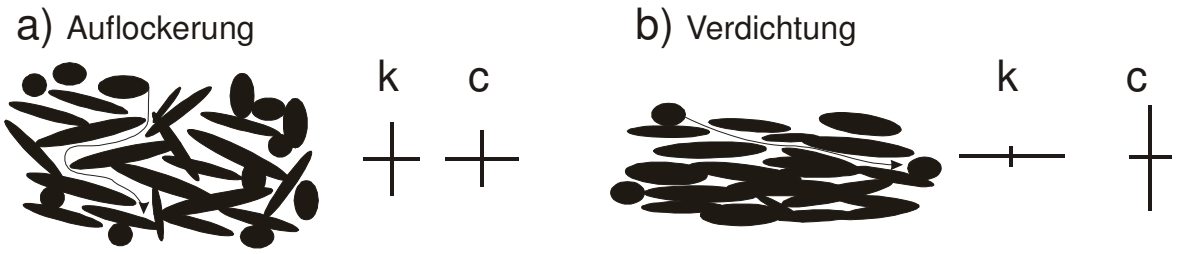


Abb. 6.6: Schematische Darstellung der Effekte der Bodenverdichtung auf das Porensystem im Boden, k: Kontinuität, c: Kohäsion.

Mit der Entwässerung der Poren erreicht die hydraulische Leitfähigkeit erstens einen isotropen Zustand, welcher ab ca. 100 hPa Saugspannung (pF 2) wieder anisotrop ist (Abb. 5.15). Diese Richtungsabhängigkeit nimmt mit zunehmendem pF zu, und dadurch wird der Wasserfluss in Richtung des Gefälles abgelenkt (Abb.

1 Eine ausführliche Diskussion zur Luftpermeabilität ist in Kap. 6.2.3 zu finden.

2 Eine ausführliche Diskussion zum Scherparameter ist in Kap. 6.3 zu finden.

5.20). Das kann daran liegen, dass durch das Schaffen eines Plattengefüges die Kontinuität der leitenden Poren sogar in texturbedingten Bereich beeinflusst wird, was zu einer Anisotropie führt. Im Gegensatz dazu stellte Tigges (2000) kaum signifikante Unterschiede der hydraulischen Leitfähigkeiten der verschiedenen Richtungen fest und erwähnt noch, dass die Fehlende Signifikanz, insbesondere in einer Pflugsohle, vorkommen kann, da dieser Horizont geringmächtig ist. Infolgedessen und auch aufgrund des Durchmessers der Stechzylinder ist eine richtige Probenentnahme in einer Pflugsohle problematisch.

Durch die Bodenauflockerung wird häufig ein Subpolyedergefüge in Pflughorizonten geschaffen (Tab. 5.1 und Tab. 5.2). Das führt dazu, dass die Winkel der maximalen gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit höher sind als 40° und dadurch ist die Wasserbewegung mehr in Richtung zur Vertikalen orientiert (siehe auch Abb. 6.6). Dieser vertikale Wassertransport im Pflughorizont kann durch die Entstehung von Rissen bzw. vertikale kontinuierliche Makroporen und Bioporen verstärkt werden (Bouma and Dekker, 1981), da das vertikale Sekundärporensystem für die horizontale gesättigte hydraulische Leitfähigkeit unwichtig ist (Hartge, 1984). Wenn eine Pflugsohle vorhanden ist, wird diese gesättigte vertikal ausgerichtete Wasserbewegung im Pflughorizontbereich eingeschränkt bzw. wird durch die Pflugsohle gesperrt. Das hat zur Folge, dass der Boden in und auf der Pflugsohle einen gesättigten Zustand erreicht, was im hängigem Gelände, durch die Unterschiede in k_f und durch die Überlagerung des Matrix- und Gravitationspotential, häufiger zur Hangneigung gerichteten Gradienten hervorrufen kann (Abb. 5.52). Wird die Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit beachtet, dann lenken die Wasserflüsse in Richtung der höchsten Leitfähigkeit ab, und dadurch treten noch häufiger von der Vertikalen abweichende Wasserflüsse auf (Abb. 5.58). Dieser Umstand wurde auch von Tigges (2000) in vergleichbaren Bodentypen festgestellt, wobei sich das Sickerwasser aufgrund der geringeren hydraulischen Leitfähigkeit der Pflugsohle oberhalb dieser anstaut und daraufhin lateral abfließt. Im ungesättigten Bereich wird mit zunehmendem Einfluss von texturbedingten Poren ein isotroper Zustand erreicht (Abb. 5.15).

Eine Ausnahme in der zur vertikal orientierten Wasserbewegung ist in der 15 cm Tiefe bei dem konservierend bewirtschaftetem CIS_1 zu erkennen (Abb. 5.10). Durch die festgestellte größere Kohäsion in der horizontalen Richtung (Abb. 5.44), kann bewiesen werden, dass eine durch Bodenverdichtung verursachte

Plattenstruktur vorhanden ist und damit ist die waagerechte hydraulische Leitfähigkeit tendenziell (nicht statistisch gesichert) größer (Abb. 6.6 b). Diese Tendenz ist bei der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (Abb. 5.19) sowie bei der Luftpermeabilität (Abb. 5.29) kaum zu erkennen. Es ist nicht auszuschließen, dass langfristig eine stärkere Anisotropie der Leitfähigkeit in der horizontalen Richtung vorkommen werden kann, die aber durch vertikal orientierten Bioporen (Regenwurmgänge und Wurzelgänge) verkleinert werden könnte. In diesem Sinne schlugen Pagliai et al. (1984) und Drees et al. (1994) vor, dass die Bearbeitungsweise eine wichtige Rolle in den Eigenschaften der Bodenstruktur in Beziehung zu den Makroporen und ihrer strukturierten Einregelung spielt.

Der Winkel der maximalen hydraulischen Leitfähigkeit ist in tonreichen Bodenhorizonten (SdBt-Horizont) in der Regel höher als die übrigen Tiefen (Tab. 5.4), da die hydraulische Leitfähigkeit in der vertikalen Richtung größer ist als in der horizontalen. Richter (2005) stellte für einen repräsentativen SdBt-Horizont im gleichen Versuchsgebiet ein Polyeder- Subpolyedergefüge fest. Diese Bodengefüge bestehen normalerweise aus Aggregaten mit stumpfen bis scharfen Kanten und etwa gleichen Achsenlängen (AG Boden, 1994). Im strukturbedingten Bereich ist $c_s v > c_s h$ (Abb. 5.42 und Abb. 5.44), was eine größere vertikale Achse beweisen dürfte. Wie bei der Pflugsohle trägt eine längere Achse zu einer größeren Kontinuität bei und folglich ist die hydraulische Leitfähigkeit höher. Ähnliche Ergebnisse wurden von Dabney und Selim (1987) in einem Bt-Horizont (Btx1) eines Fragipans festgestellt. Sie zeigten, dass die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit in der vertikalen Richtung größer ist als in der horizontalen. Die Begründung dafür ist die Anwesenheit von vertikal orientierten Neoferrans, Cutans und Blöcken mit langen „blasenförmigen“ Porenvolumen, die die horizontale Leitfähigkeit verkleinern. Mit der Entwässerung der Poren ist die Richtungsabhängigkeit der hydraulischen Leitfähigkeit nicht mehr zu erkennen, was der stärkere Effekt der texturbedingten Poren auf die Kontinuität der leitenden Poren beweisen lässt (Abb. 5.16). Dieser Umstand wurde auch in der Arbeit von Tigges (2000) diskutiert.

Weist der Boden mehr als 90% von Sand (reiner Sand, SBv bei $CIIS_1$, Tab. 5.1) auf, dann wird der Winkel der gesättigten maximalen hydraulischen Leitfähigkeit in Richtung des Gefälles abgelenkt (Tab. 5.4). Tigges (2000) stellte das gleiche in einem vergleichbaren Standort fest, und erwähnt, dass damit eine Schichtung für

den sandigen Horizont nachgewiesen sein dürfte, die ihrer Entstehung nach auf glazifluviale Ablagerung beim Abschmelzen des Gletschereises zurückzuführen ist. Für andere sandigen Horizonte (z.B. SBv bei $CIIS_2$ und M2 bei $CIIS_3$; Tab. 5.1), die ein höheren Schluff- und Tongehalt aufweisen als im SBv-Horizont bei $CIIS_1$, ist diese genannte Ablenkung der gesättigten maximalen hydraulischen Leitfähigkeit in Richtung der Hangneigung nicht mehr zu erkennen (Tab. 5.4). Für den M2-Horizont ist die vertikale hydraulische Leitfähigkeit sogar im ungesättigten Bereich höher als die horizontale, und nur ab pF ~ 2,3 wird ein isotroper Zustand erreicht, aber anschließend überwiegt die horizontale Leitfähigkeit. Dieser Umstand dürfte einen Struktureffekt nachweisen, da wie Richter (2005) für ähnliche Standorte darstellte, solche Bodenhorizonte auf ein Subpolyedergefüge hinweisen, welches eine längere vertikale Achse haben könnte, was durch die größere Kohäsion in der vertikalen entnommenen Bodenproben ($c_sv > c_sh$) bewiesen werden kann (für den SBv-Horizont im Abb. 5.42). Dadurch kann eine Anisotropie in der vertikalen Richtung vorkommen.

In Bodenhorizonten, die ein horizontal oder vertikal orientiertes Bodengefüge aufweisen, wäre zu erwarten, dass in beiden Fällen die k_fd zwischen den k_fv und k_fh liegt (Abb. 5.9 und Abb. 5.10). Das wurde nicht in allen Fällen festgestellt, und außerdem ist es aufgrund der großen Variabilität der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit nicht statistisch gesichert. Inkonsistenzen in diesem Sinne könnten durch Luftinklusionen in Poren und Probenentnahmentechnik vorkommen. Ein völlig gesättigter Zustand wird in Bodenproben in der Regel nicht erreicht (Hillel, 1998), was z.B. durch die Differenz zwischen GPV und volumetrischem WG bei Sättigung zu erkennen ist. Daraus folgt, dass Luft im Porensystem eingeschlossen ist, welche durch die Wasserbewegung in den gröbsten Poren hineingedrückt ist (Horn und Hartge, 1999). Dadurch wird die Kontinuität des Porensystems beeinflusst, was zu den genannten Unterschieden führen könnte. Die Probenentnahmetechnik ist in diesem Sinne nicht zu vernachlässigen, da dadurch systematische Effekte kaum zu verhindern sind (Hartge, 1984; Tigges, 2000). In der vorliegenden Arbeit wurde Richtungsabhängigkeit von Scherparametern festgestellt (siehe Kap. 5.1.6), d.h. Böden verhalten sich mechanisch anisotrop. Hinzu kommt noch, dass die Scherkräfte beim Eintreiben eines Stechzylinders in vertikaler, diagonaler und horizontaler Richtung im Boden unterschiedlich bewirken. Beim senkrechten Eintreiben wirken zwischen Stechzylinder und Probe die gleichen Scherkräfte. In Gegenteil dazu können diese Scherkräfte beim

Eintreiben in horizontalen und diagonalen Richtungen durch die schräge Wirkung der Schwerkraft unterschiedlich sein. Aus diesen Gründen kommen richtungsabhängige Störungen bei der Probenentnahme vor, die, wie Hartge (1984) darstellte, kaum zu berücksichtigen und zu unterscheiden sind.

6.2.2 Anpassung der ku-Funktion

Aus den angepassten ku-Funktionen lässt sich erkennen (siehe Kap. 5.1.3.2.1), dass:

a) die aus der pF-WG Kurve abgeleiteten α und n Parameter die ku-Funktion unterschätzen,

b) die Parameter α und n Anisotropie aufweisen.

Der erste Punkt bewies, dass in den untersuchten strukturierten Böden die Funktion des Porensystems im ungesättigten Zustand aus der pF-WG Kurve und der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit nicht abzuleiten ist. Die pF-WG Kurve beschreibt die Porendichteverteilung aber lässt die Kontinuität und Tortuosität der leitenden Poren nicht erkennen. Dadurch wird die ku-Funktion in der Regel unterschätzt (mit einem Porenkontinuitätsfaktor l = 0,5), was auch in der gegenwärtigen Arbeit zu sehen ist. Solche Unterschiede wurden auch von Gräsle (1999) sogar in sandigen Materialen festgestellt, welche zu einer Überschätzung der Leistungsfähigkeit einer Kapillarsperre führen kann.

Der zweite Punkt verdeutlicht die Untauglichkeit der van Genuchten – Mualem Anpassung zur Schätzung der Leitfähigkeit im ungesättigten Bereich, da das Model von van Genuchten (1980) nur für isotrope Medien geeignet ist, und die richtungsabhängige Kontinuität und Tortuosität des Porensystems nicht schätzen kann. In diesem Sinne erwähnt Durner (1994), dass die Zuverlässigkeit von Modellen zur Vorhersage der hydraulischen Leitfähigkeit von folgenden Problemen eingeschränkt sind: die Annahme einer isotropen Einregelung von Poren unabhängig von seiner Größe; die Gültigkeit des Hagen-Poiseuille Gesetzes für den Fluss in Grobporen; die Anwesenheit von Luftinklusionen im Boden und das Problem der Hysteresis. Die Untauglichkeit des van Genuchten – Mualem Modells zeigt, dass die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit, insbesondere zur Modellierung des Wassertransportes, gemessen werden muss.

Nun kommt auch die Frage, ob das ausgewählte uni-modale Model von van

Genuchten der Verlauf der gemessenen pF-WG Kurven gut wiedergeben konnte. In diesem Sinne schlug Durner (1994) vor, dass die Anwesenheit von einem sekundär strukturbedingten Porensystem den Verlauf der ku-Funktion im nahezu gesättigten Bereich stark beeinflussen kann, was ein uni-modales Model nicht gut ausdrücken kann. In diesem Fall liefern multi-modale Retentionsfunktionen eine bessere Beschreibung der Porendichteverteilung, insbesondere im Makroporenbereich. Eine weitere Verbesserung der dargestellten Unterschätzung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit ist durch die Verwendung eines multi-modal Models nicht auszuschließen.

Es wäre wünschenswert gewesen, wenn mehr parallele Proben für die Ermittlung der ku-Funktion vorhanden gewesen wären, vor allem für die Erklärung der Anisotropie in ungesättigten Bereich. Das wäre aber vor allem zu zeitaufwendig und außerdem kostspielig gewesen, so haben auch mehrere Autoren darauf verzichtet (Gupta and Larson, 1979; van Genuchten, 1980; Kool et al., 1987; Wu et al., 1990; Durner, 1994). Aus diesen Gründen wird auch normalerweise versucht, die pF-WG Kurve und darüber ebenso die ku-Funktion aus einfacheren gemessenen Parametern vorherzusagen (z.B. Korngrößenverteilung, organischer Subtanz und Lagerungsdichte bei Gupta und Larson, 1979; Porengröße, Korngrößenverteilung und Aggregatgröße bei Wu et al., 1990). Diese Arbeitsweise, wie in der gegenwärtigen Arbeit zu sehen ist, kann vor allem zu einer Unterschätzung des parallelen Flusses in hängigem Gelände führen, da durch solche Modelle die Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit nicht berücksichtigt werden kann.

6.2.3 Luftpermeabilität

Die Luftpermeabilität wurde anstelle der Luftleitfähigkeit berücksichtigt, da Permeabilitätsmessungen eine Beschreibung der Geometrie des Porensystems ermöglichen (Ball, 1981; Groenevelt et al., 1984; Corey, 1986; Ball et al., 1988; Blackwell et al., 1990; Hillel et al., 1998).

Zusammenfassend wurde in der vorliegenden Arbeit festgestellt, dass die Luftpermeabilität in Abhängigkeit vom Sättigungsgrad Anisotropie aufweisen kann. Diese Anisotropie wird durch das blockierte Porenvolumen und die Kontinuität des Porensystems ausgedrückt und von der Schrumpfung beeinflusst. Außerdem weist es eine anthropogene und pedogenetische Entstehung auf.

Die Luftpermeabilitätsmessung erfolgte ab -60 hPa, d.h. man setzt voraus, dass eine kontinuierliche Gasphase im Boden schon vorhanden ist (siehe Kap. 5.1.4.1). Schaut man den Lufteintrittspunkt ($1/\alpha$) an (Tab. A.1 im Anhang), so erkennt man, dass seine Werte größer (positiver) sind als -60 hPa, was auch die genannte kontinuierliche Gasphase beweist. Ball et al. (1988) trafen die Annahme, dass Böden mit Luftpermeabilitätswerten kleiner als 1 μm^2 als „undurchlässig" betrachtet werden können. Diese getroffene Annahme ist in den untersuchten Böden ebenso verwendbar, da fast alle Permeabilitätswerte ab -60 hPa Entwässerung größer sind als 1 μm^2 (Ausnahme, $k_a d$ in 50 cm Tiefe bei $CIIS_2$ im Anhang). Das blockierte Porenvolumen weist in fast allen Fällen Anisotropie auf (z.B. Tab. 5.6, Tab. 5.7 und Tab. 5.8). Dieser Umstand deutet darauf hin, dass in Abhängigkeit von der Entnahmerichtung ein unterschiedliches leitendes Porenvolumen an der konvektiven Bewegung von Luft teilnimmt. Wird die Luft durch die Poren im Boden geleitet, dann ist ihre Anisotropie von der Porenkontinuität bzw. von der Tortuosität abhängig, wobei auch der Sättigungsgrad eine Rolle spielt. Folglich hängt die Anisotropie der Luftpermeabilität auch von der Wasserspannung ab (Abb. 5.31 und Abb. 5.32), was auch für die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit festgestellt wurde (siehe Kap. 5.1.3.2.4).

Praktische Untersuchungen zur Anisotropie der Luftpermeabilität sind kaum zu finden. Ball (1981) beschrieb die Richtungsabhängigkeit der Luftpermeabilität in vertikaler und horizontaler Richtung zwischen 25 cm und 30 cm Tiefe bei 2 verschiedenen Bewirtschaftungen („Direct Drilled" und „Plough") und stellte fest, dass aufgrund einer fehlenden Struktur keine Anisotropie der Luftpermeabilität vorhanden ist. Da die Proben kurz nach der Aussaat entnommen worden waren, ist eine Isotropie der Luftpermeabilität sehr wahrscheinlich.

Die räumliche Einregelung von Bodenaggregaten und –partikeln beeinflussen das anisotrope Verhalten der Luftpermeabilität, ebenso wie bei der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (siehe Kap. 6.2.1). Als Beispiel dient die Pflugsohle und der SdBt-Horizont bei $CIIS_2$. Aufgrund des durch Verdichtung entstandenen Plattengefüges ist die $k_a h > k_a v$ (Abb. 5.26). Die Einregelung von Platten ruft ein kleineres blockiertes Porenvolumen hervor, wodurch eine größere Permeabilität in der horizontalen Richtung auftritt. Diese Unterschiede werden mit zunehmender Entwässerung aufgrund der größeren Kontinuität (N) des luftgefüllten

Porenvolumens geringer und nähern sich denjenigen in der vertikalen Richtung an. Die festgestellte vertikale Einregelung von Aggregaten im SdBt-Horizont (Abb. 5.42), die scheinbar durch Quellung und Schrumpfung geschaffen ist, bewirkt ein kleineres luftgefülltes Porenvolumen in der vertikalen Richtung und dadurch eine größere Luftpermeabilität (Abb. 5.27). Die Unterschiede zwischen $k_a v$ und $k_a h$ sind nicht statistisch gesichert, genauso wie dies bei der ungesättigten Wasserleitfähigkeit der Fall ist. Die Tendenz zeigt aber, dass mit zunehmender Austrocknung die Luftpermeabilität ein isotropes Verhalten erreicht (Abb. 5.31), was an der größeren Kontinuität der luftgefüllten Poren in der horizontalen Richtung liegt.

Die Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen (ε_a) und Luftpermeabilität (k_a) lässt sich aus den Parametern Log M und N beschreiben und hieraus das blockierte Porenvolumen berechnen (Ball et al., 1988). Dieser Umstand zeigt, dass z.B. in der Pflugsohle bei horizontal entnommenen Proben aufgrund der Plattenstruktur eine kontinuierliche Gasphase bereits bei einer höheren Wassersättigung erreicht wird als bei den vertikalen Proben, d.h. das Porensystem ist entlang der Platten kontinuierlicher als durch die Platten hindurch. Aus diesem Grund ist die Zunahme von leitenden kontinuierlichen Poren mit steigender Austrocknung des Bodens in Richtung des größeren blockierten Porenvolumens größer als in der anderen Richtung, die schon eine kontinuierliche Gasphase aufwies.

Genauso wie bei der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit wurde auch bei den Luftpermeabilitätsmessungen gezeigt, dass ihre Anisotropie vom Sättigungsgrad abhängt (siehe Kap. 5.1.4.2). Diese Richtungsabhängigkeit beruht in ersten Linie auf dem blockierten Porenvolumen und wird anschließend durch den Parameter N bzw. von der Steigung der Beziehung zwischen ε_a und k_a definiert. Es wurde auch festgestellt, dass durch die Schrumpfung des Bodens die strukturbedingten Poren beeinflusst werden, was die Bewegung von Luft und ihr anisotropes Verhalten betrifft. Über der Auswirkung der Schrumpfung auf die konvektive Bewegung der Luft im Boden wird zwar wiederholt hingewiesen (z.B. Ball, 1981; Iversen et al., 2001) aber sein Effekt bleibt unberücksichtigt. In der vorliegenden Arbeit wurde festgestellt, dass sogar eine geringe Schrumpfung die Geometrie des Porensystems beeinflussen kann, was nicht nur die Abnahme des Porendurchmessers oder den Porenverschluss, sondern auch die Öffnung von

kontinuierlichen Poren durch horizontale Schrumpfung hervorrufen kann.

6.2.4 Beziehung zwischen Wasserpermeabilität und Luftpermeabilität

Aus den dargestellten Ergebnissen lässt sich erkennen, dass die an gleichen Bodenproben gemessenen Luft- und Wasserpermeabilitäten keine 1:1 Beziehung darstellen, d.h. die Luftpermeabilität ist in der Regel größer als die Wasserpermeabilität. Dies wurde bereits von mehreren Autoren festgestellt (Corey, 1957; Hartge, 1967; Blackwell et al., 1990; Iversen et al., 2001; Dörner und Horn, 2005). Im Gegensatz zum laminaren Fliessgesetz wird die Luftströmung durch die Rohrwände einer Kapillare nicht gehemmt (Abb. 6.7), und dadurch tragen die Luftmoleküle zur Luftbewegung bei (Hillel, 1998). Dieses Phänomen wird auch „Klinkenberg Effekt“ genannt (Bear, 1972), wobei mit zunehmendem Tongehalt der Effekt größer wird (Corey, 1957; Bear, 1972; Hillel, 1998). Allerdings besteht besonders bei kleinerem Porendurchmesser und größerer spezifischer Oberfläche des Tones (z.B. im SdBt-Horizont) eine Abweichung, da hier das Wasser an den Rohrwänden stärker abgebremst wird.

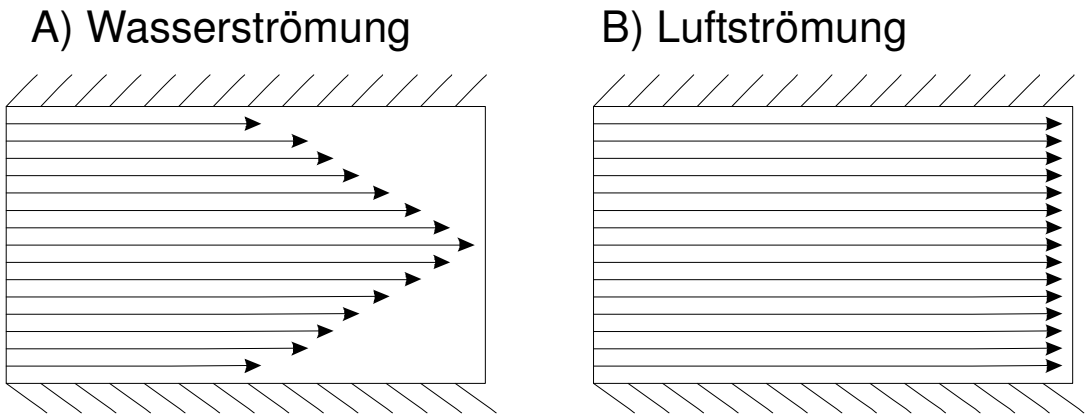


Abb. 6.7: Schematische Darstellung der Wasser- und Luftströmung im Boden.

Da Luftinklusionen in Poren die Messung der Wasserleitfähigkeit beeinflussen können (Hartge, 1967; Ball et al., 1988), führt dies auch zu einer weiteren Diskrepanz zwischen k_o und k_a Messwerten, wobei sich gleiche Luftvolumina bei geringerer Permeabilität stärker hemmend auswirken als bei hoher Permeabilität (Hartge, 1967). Außerdem wird bei den Luftpermeabilitätsmessungen Schrumpfung stattfinden, deren Effekt hinsichtlich dieser Diskrepanz mit zunehmenden Meniskenkräften größer wird (Abb. 6.8).

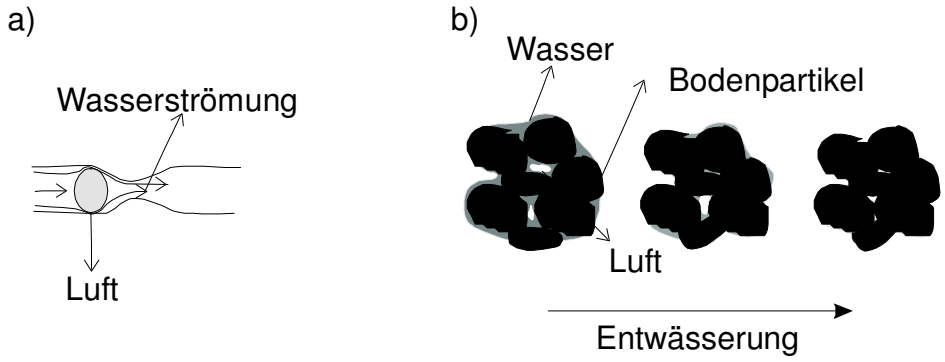


Abb. 6.8: Luftinklusionen in Poren (a) und Schrumpfung des Bodens (b).

Falls die Luftinklusionen bzw. Lufteinschlüssen korrigiert werden können[1], soll eine Wasserspannung zur Bestimmung der Luftpermeabilität ausgewählt werden, die keine große Veränderung der Geometrie des Porensystems hervorruft, die aber gleichseitig die Wasserpermeabilität gut beschreiben lässt. Gemäß der Hagen-Poiseuille Gleichung hängt die pro Zeiteinheit transportierte Flüssigkeitsmenge von der vierten Potenz des effektiven Porenradius ab. Da mit zunehmender Entwässerung der wasserleitende Porendurchmesser kleiner wird und gleichzeitig damit auch die Schrumpfung steigt, wird die Luft hauptsächlich durch die ersten Grobporen und möglicherweise durch Schrumpfrisse geleitet, wenn diese letzteren vorhanden sind. Dieser Sachverhalt wird in der häufigen Verbesserung der Korrelation zwischen k_o und k_a ab -150 hPa Entwässerung im Vergleich zu einer Saugspannung von 60 hPa bestätigt. Allerdings nimmt die Steigung der Gerade zu, und entfernt sich aber auch gleichzeitig von der 1:1 Linie, was auf die Differenz zwischen k_o und k_a hindeutet. Solange kein Lufteinschluss in der Probe bei der Messung der k_f vorhanden ist, dürfte man bei den eigenen Proben die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit aus der Luftpermeabilität ab 150 hPa Saugspannung ableiten, da die Geometrie des Porensystems nicht zu stark beeinflusst worden sein sollte.

Die Änderung des Korrelationskoeffizientes zwischen k_o und k_a mit zunehmender Entwässerung der Poren kann einerseits mit einer zunehmenden Instabilität des Bodens aufgrund der Quellung und des Kalklöschens (Reeve, 1953) erklärt werden und andererseits auch auf eine Veränderung der Bodenstruktur durch Schrumpfung hinweisen. Je nach der Bodenstabilität sinkt der genannte

[1] Hartge (1967) stellte fest, dass die Wasser- und Luftpermeabilität nur gleich groß sind, wenn die Überstauung im Vakuum erfolgte.

Korrelationskoeffizient ab unterschiedlichen Saugspannungen. Die Pflugsohle ist aufgrund der hohen Lagerungsdichte mechanisch stabiler als der Pflughorizont, und dadurch ist die Änderung des Korrelationskoeffizientes zwischen k_o und k_a nicht so geprägt wie beim Pflughorizont. Die richtungsabhängige mechanische Stabilität spiegelt sich in dem Bestimmtheitsmaß R^2 (k_o-k_a) wider, wobei in der Pflugsohle aufgrund der kleineren Kohäsion entlang der horizontal liegenden Platten (Abb. 5.42 und Abb. 5.44) eine stärkere Veränderung der Bodenstruktur und Porengeometrie hervorgerufen wird, als sich durch die eindeutige Abnahme der Korrelation in der horizontalen Richtung erkennen lässt (Abb. 5.36). Diese Tatsache wurde auch in dem SdBt- und SBv-Horizont festgestellt, d.h. eine richtungsabhängige Kohäsion zwischen Bodenaggregaten ruft eine anisotrope Veränderung der Porengeometrie hervor. Aus den Korrelationen in der vertikalen Richtung lässt sich auch erkennen, dass mit zunehmender Tiefe das R^2 (k_o-k_a) bei größerer Saugspannung (positiver) abnimmt. Wenn man den Wasserspannungsverlauf anschaut (Abb. 5.48), erkennt man, dass die Wasserspannung in 75 cm Tiefe bei $CIIS_2$ im August knapp -200 hPa überschritten hat. Das erklärt auch, warum die Korrelation zwischen k_o und k_a im SBv-Horizont (ab 80 cm Tiefe) ab -300 hPa stärker abnimmt, da in dieser Tiefe scheinbar noch nie eine solche Entwässerung durch Meniskenkräfte geherrscht hatte.

6.3 Bedeutung der Bodenstruktur und Bewirtschaftung für die Scherparameter

6.3.1 Effekt des Gefüges auf den Scherwiderstand (τ)

Um den Effekt der Gefügeformen auf den Scherwiderstand zu beschreiben, bieten sich die Ergebnisse des Scherwiderstandes einer Pflugsohle an (Abb. 5.39 und Abb. 5.40).

Der Scherweg in der vertikal entnommenen Probe ist kürzer und steiler als in den horizontal entnommenen Proben aus dem App-Horizont. Baumgartl (1991) stellte fest, dass die Aggregate beim Schervorgang im Gesamtboden anfänglich in Abhängigkeit von der Auflast als Ganzes gegeneinander verschoben werden. Der maximale Scherwiderstand wird erst erreicht, wenn nach Zusammenschieben der Aggregate diese selbst zerstört werden, was zeigt, dass je nach Scherrichtung die Aggregate über einen längeren oder kürzeren Scherweg stabil bleiben. Der

kürzere Scherweg der vertikal entnommenen Probe in der Pflugsohle zeigt, dass der Boden entlang der Platten instabiler ist als wenn der Schervorgang durch die Platten hindurch stattfindet, d.h. es muss weniger Kraft ausgeübt werden, um die Aggregate verschieben und zerbrechen zu können. Die größere Kontinuität entlang der Platten führt zu dieser geringeren Stabilität (Abb. 6.9), da damit weniger Widerstand zur Aggregatbewegung ausgeübt wird.

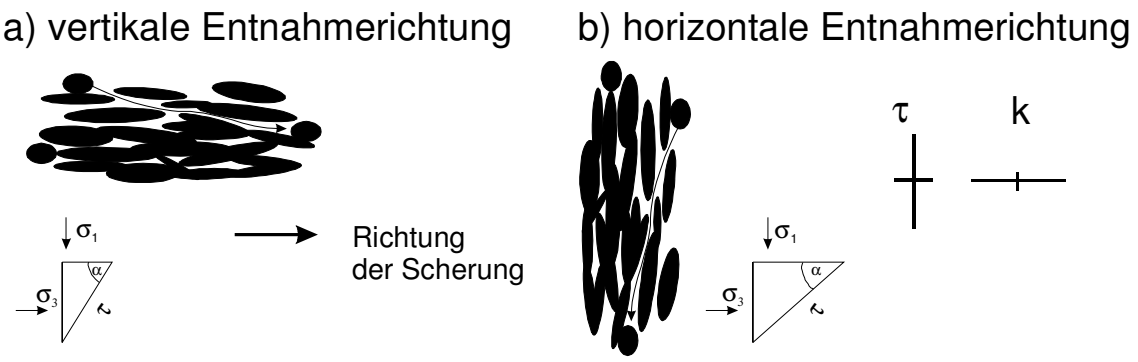


Abb. 6.9: Schematische Darstellung der Effekte einer Einregelung von Bodenaggregaten in einer Pflugsohle auf den Scherwiderstand, k: Kontinuität, τ: Scherwiderstand.

Wird die Boden- bzw. Aggregatstabilität überschritten, dann steigt die Lagerungsdichte an und Strukturzerstörung findet statt, was auch zu einer Wassermobilisierung führt. Diese Ergebnisse wurden auch von Baumgartl (1991) beschrieben. Der Unterschied in den erreichten Wasserspannungen bei 250 kPa Auflast in den vertikal und horizontal entnommenen Proben aus einer Pflugsohle dürfte sich durch die Einregelung von Aggregaten und die dadurch entstehende Anisotropie der Leitfähigkeit erklären lassen. Die vertikal orientierten Poren, welche durch die horizontale Probenentnahme zu erfassen sind, ermöglichen eine schnellere Entwässerung der Poren bei der Belastung, da sie kontinuierlicher und stabiler sind als die horizontal orientierten Poren (Proben in vertikaler Richtung). Dabei spielt auch die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit eine wichtige Rolle in Bezug auf die Höhenabnahme einer Probe, da bei hohen Auflasten, aufgrund des Erreichens eines gesättigten Zustandes, die Neutralspannung an Bedeutung gewinnt (Baumgartl, 1991). Bei Sättigung ist der Boden ein zweiphasiges System, da in diesem Zustand keine Luft vorhanden ist. Das hat zur Folge, dass eine isotrope Spannungsverteilung, aufgrund der steigenden durch Wasser übertragenden Kräfte, erreicht werden könnte, wenn nur die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit richtungsunabhängig ist. In diesem Fall ist aber die vertikale Höhenabnahme in der horizontal entnommenen Richtung ca. zweimal

größer als in der vertikalen, da das Wasser durch das stabile vertikal orientierte Porensystem schneller abgeführt werden kann. Dadurch wird stets ein nahezu ungesättigter Zustand erreicht, was zwar einerseits eine größere Bodenstabilität (in Abhängigkeit von der Saugspannung) hervorruft, aber anschließend auch eine größere Höhenabnahme zulässt.

6.3.2 Struktur- und texturbedingte Scherparameter

Aus den Ergebnissen der vertikal und horizontal entnommenen Proben ermittelten Scherparameter, Kohäsion (c) und Winkel der inneren Reibung (φ) kann eine räumliche Anisotropie nachgewiesen werden.

Die für die Unterteilung der Schergerade ausgewählten Auflasten (10 – 50 oder 100 kPa und 100 – 400 kPa) sind scheinbar für die Unterscheidung von textur- und strukturbedingten Scherparametern verwendbar, da wie Richter (2005) für vergleichbare Bodentypen und Standorte dargestellt hat, die Vorbelastungswerte[1] bei ca. 50 kPa oder höher liegen. Baumgartl (1991), Horn et al. (1991) und Baumgartl und Horn (1993) unterteilten auch die Scherbruchgerade und verwendeten ähnliche Teilauflastbereiche.

In fast allen Tiefen und beiden Richtungen sind die Kohäsionen in dem höchsten Auflastbereich größer als in dem niedrigsten. Wird die Vorbelastung des Bodens überschritten, dann findet zusammen mit der Zunahme der Lagerungsdichte eine Strukturzerstörung statt. Infolgedessen steigen die Kontaktpunkte zwischen den Partikeln an, was die Zunahme der Kohäsion erklären lassen dürfte. Für die Werte des Winkels der inneren Reibung dagegen bietet sich ein unterschiedliches Verhalten an, d.h. es konnte keine eindeutige Tendenz zur Abnahme oder Zunahme vom φ festgestellt werden. In strukturierten Böden wird ein steiler Anstieg der Scherkurve mit geringeren Werten der Kohäsion mit zunehmender Auflast von kleinen Werten für die Winkel der inneren Reibung und hohen Werten der Kohäsion abgelöst (Kézdi, 1964). Baumgartl (1991) stellte auch abnehmende Winkel der inneren Reibung mit steigenden Auflasten fest. In der vorliegenden Arbeit dagegen stiegen die Werte für den Winkel der inneren Reibung mit zunehmender Auflast (Ap- und App-Horizont bei $CIIS_2$ und CIS_1). Als Erklärung kann das so genannte Krey Thiedemann'sche Bruchphänomen herangezogen

[1] Die Proben wurden zu Beginn auf -60 hPa vorentwässert (Richter, 2005).

werden (Kézdi, 1964). Wenn nämlich der Boden bzw. die gemessenen Proben im niedrigsten Auflastbereich schon überkonsolidiert waren bzw. die Vorbelastung größer war als die verwendete Auflast (Pv > 50 kPa), dann verläuft die Scherkurve für den ersten Auflastbereich flach bzw. der Winkel der inneren Reibung ist kleiner als derjenige für den höchsten Auflastbereich.

Im strukturbedingten Bereich wurde Anisotropie von Scherparameter festgestellt. Diese Richtungsabhängigkeit betrifft vor allem die Kohäsion zwischen Bodenteilchen. Wenn der Scherversuch entlang Aggregaten mit langen und kontinuierlichen Achsen erfolgte, ist die Kohäsion zwischen diesen Bodenpartikeln kleiner, als durch die Aggregaten hindurch (z.B. im App (pla) $c_s v < c_s h$ und im SdBt (pol) $c_s v > c_s h$). In diesem Sinne lässt sich eine anthropogenbedingte von einer und pedogenetischen Entstehung dieser Anisotropie unterscheiden, was schon für k_f, k_u und k_a festgestellt wurde.

Durch die Strukturzerstörung würde man eigentlich erwarten, dass die Scherparameter (c, φ) in vertikalen und horizontalen Richtungen vergleichbarer werden. Das wurde nicht in allen Tiefen und Richtungen festgestellt, und zeigt, dass eine Anisotropie von Scherparametern auch in dem texturbedingten Bereich vorhanden ist. Diese texturabhängige Anisotropie (wenn die Vorbelastung eines strukturierten Bodens überschritten ist) kann vor allem in Bodenhorizonten vorkommen, die eine vertikale Verlagerung von Feinmaterial aufweisen, wie z.B. Tonmineralien in einem Bt-Horizont, was durch eine senkrechte Probenentnahme (vertikal) nicht zu erfassen ist. Als sensitive Kenngröße für die Dokumentation einer entsprechenden Anisotropie ist dabei insbesondere die Kohäsion geeignet, da insbesondere im SwAl-, SdBt- und SBv-Horizont aufgrund der Tonverlagerung, die von der Form der „Tonplättchen“ abhängende d.h. anisotrope Beweglichkeit gekoppelt ist.

6.3.3 Bedeutung der Wasserspannung für den Scherwiderstand

Die Wasserspannung zum Zeitpunkt des maximalen Scherwiderstandes beeinflusst den Scherwiderstand bei gleicher Auflast (Abb. 5.46), was auch von Baumgartl (1991) und Junge (1999) festgestellt wurde. In fast allen Fällen weisen die Geraden negative Steigungen auf, d.h. je negativer das Matrixpotential ist, desto höher ist der Scherwiderstand bei gegebener Auflast. Es fällt auch auf, dass die Geraden verschiedene Steigungen in Abhängigkeit von der Entnahmerichtung

aufweisen, was ein anisotropes Verhalten erkennen lassen könnte. Es wurden aber auch positive Steigungen festgestellt, d.h. je positiver das Matrixpotential ist, umso höher ist der Scherwiderstand bei gegebener Auflast, was aufgrund der Heterogenität des Bodens vorkommen kann.

Um den Effekt der Wassermobilisierung auf das Scherverhalten zu verdeutlichen, wurden die Matrixpotentiale und die Änderung (Delta) der Wasserspannungen entsprechenden Scherwiderstände unabhängig von der Auflast linear angepasst (Abb. 6.10). Es zeigt sich, dass die Steigung der Geraden in Abhängigkeit von den entnommenen Richtungen unterschiedlich sind (Abb. 6.10 links). Baumgartl (1991) stellt fest, dass mit abnehmender Steigung der Einfluss der Wasserspannung auf die Verringerung des Scherwiderstandes größer ist. Die vertikale Orientierung der Platten, wenn die Proben horizontal zur Bodenoberfläche entnommen sind, führt zu einer höheren Wassermobilisierung, welche aufgrund der Erhöhung der durch Wasser übertragenden Kräfte (Neutralspannung) zu einer Abnahme der Scherwiderstände führt.

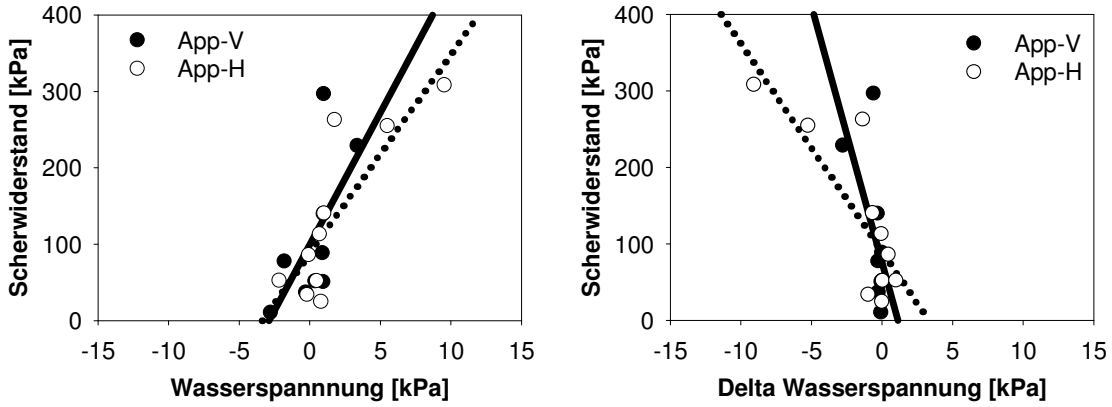


Abb. 6.10: Beziehung zwischen der Wasserspannung (links) und der Änderung (Delta) der Wasserspannung (rechts, definiert als $u_1 - u_{\sigma\tau}$) und dem Scherwiderstand in Abhängigkeit von den beiden Entnahmerichtungen.

Wird nun die Anisotropie des Scherwiderstandes (τ) bei einer Wasserspannung von 0 kPa berücksichtigt, erkennt man, dass bei einer Auflast größer als es der Vorbelastung entspricht, das Scherwiderstandsverhalten zunehmend isotrop wird. Durch die Aggregatzerstörung wird aber der Effekt der räumlichen Einregelung von Aggregaten abgelöst, und dann überwiegt die Auswirkung der räumlichen Orientierung von einzelnen Partikeln, was zu einem isotropen Scherverhalten führen könnte. Dies konnte nur in manchen Fällen festgestellt werden.

6.4 Überlegungen zum Wassertransport in strukturierten Böden

6.4.1 Bedeutung der Gravitations- und Matrixpotentiale zur Ermittlung von hydraulischen Potentialen und Gradienten für den Wassertransport am Hang

Tensiometer ermöglichen die Beschreibung des energetischen Zustandes des Wassers im Boden und wurden von mehreren Autoren (Greminger et al., 1979; McCord et al., 1991; Bornhöft, 1993; Tigges; 2000) verwendet, um die Wasserbewegung am Hang zu quantifizieren (siehe Kap. 5.2).

Die zweidimensionale Modellierung des Wassertransportes bestätigte die theoretische Annahme, dass die Matrixpotentiale meist parallel zur Hangoberfläche ausgerichtet sind (Abb. 1.62). Da die Isolinien des Gravitationspotentials entlang einer Catena waagerecht verlaufen (Abb. 5.63), sind die resultierenden Isolinien des hydraulischen Potentials in Abhängigkeit von der Stärke des Matrixpotentialgradienten schräg ausgerichtet, so dass der senkrecht auf ihnen stehende hydraulische Gradient in Richtung der Hangneigung zeigt (Tigges, 2000). Diese Tatsache deutet auf den Effekt der Hangneigung für die Bewegung vom Wasser hin, wobei mit zunehmender Steigung der laterale Wasserfluss zunimmt (Zaslavsky und Rogowski, 1969; Greminger et al., 1979; Tigges, 2000).

Die hydraulischen Eigenschaften des Bodens, der Niederschlag, sowie die Aktivität der transpirierenden Vegetation, spielen auch eine wichtige Rolle in der Entwicklung von Gradienten und Wasserflüssen entlang einer Catena. Wird der Boden gesättigt, dann nimmt die hydraulische Leitfähigkeit zu, so dass die Gradienten schnell ausgeglichen werden. Erreichen die hydraulischen Gradienten ihren niedrigsten Wert, dann entstehen häufiger parallel zur Hangoberfläche gerichtete Gradienten. Das geschah bei Matrixpotentialgradienten von ca. 1 hPa/cm, da wenn sie kleiner oder größer als dieser Wert sind, sie von den gravitativen Gradienten kaum beeinflusst werden (Abb. 5.50). Das wurde auch von Tigges (2000) festgestellt. In diesem Sinne argumentieren auch Greminger et al. (1979), dass im feuchten Bodenzustand die hangparallele Fliesskomponente nicht zu vernachlässigen ist, welche durch eine undurchlässige Bodenschicht verursacht wird.

Die je nach Wetterbedingungen unterschiedlichen Werte für die Evaporation und Transpiration wirken sich auf die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens aus, und

beeinflussen darüber die Bewegung vom Wasser im Boden. Ihr unterschiedlicher Effekt hängt vom Pflanzenbestand ab, und stellt einen jahreszeitlichen Verlauf dar, da Pflanzen verschiedenen Wasserverbrauch, Wurzelverteilung und Lebenskreislauf aufweisen (Strebel et al. 1975; Ehlers, 1996). Diese Tatsache wird aus dem Wasserspannungsverlauf bei der Catena II deutlich, wobei die zweite Austrocknung des Bodens oberflächennaher erfolgt als die erste (Abb. 5.48), da die Evaporationsbeträge, aufgrund der fast fehlenden Vegetation, höher sind als die Transpiration. Die Transpiration verursacht aufgrund der Verteilung der Wurzeln eine stärkere Austrocknung (eine tiefereichende Abnahme der Wasserspannung). Die unterschiedliche Austrocknung des Bodens entlang einer Catena lässt sich mit der räumlichen und zeitlichen Variabilität des Bodens und der Pflanzen erklären.

Unterschiede in den Häufigkeitsverteilungen des hydraulischen Gradienten von verschiedenen Tiefen und zwischen Acker- und Waldboden wurden festgestellt (Abb. 5.52 und Abb. 5.54). Sie liegen an den hydraulischen Eigenschaften des Bodens und werden vom stehenden Pflanzenbestand beeinflusst. In diesem Sinne stellten Strebel et al. (1975) dar, dass im Laufe der Vegetationsperiode (Winter-Weizen und Zuckerrüben) sich Änderungen der Tiefenentwicklung des effektiven Wurzelraumes und des Wasserentzugs aus bestimmten Bodenlagen ergeben. Die tiefere Wurzelverteilung der Buchen und die dadurch hervorgerufene tiefere Wasseraufnahme macht die Entwicklung von Gradienten im Wald aus. Aus diesem Grund überwiegen die nach unten gerichteten Gradienten, was im Ackerboden nur in machen Tiefen festzustellen ist.

Die verwendete Methode für die Bestimmung der hydraulischen Gradienten enthält einen systematischen Fehler. Diese Tatsache wurde bereits bei Tigges (2000) diskutiert. Die punktuelle Erfassung der Wasserspannung zwischen Punkten (Bodentiefe und Standorte) wird linear interpoliert und für die Berechnung der Flussrate arithmetisch gemittelt. Der Fehler kommt dann unter trockneren Bedingungen vor, da bei diesem Zustand der Verlauf des hydraulischen Gradienten nicht linear ist. Tigges (2000) stellte dar, dass bei geringerem Unterschied zwischen oberem und unterem Tensiometer nur eine geringere Über- und Unterschätzung auftritt. Wird der Wasserspannungsunterschied größer, dann wird der Bereich der Unterschätzung der Wasserspannung sowie der Wasserleitfähigkeit und der Flussrate auch größer. Es ist auch zu berücksichtigen,

dass der Messbereich von Feldtensiometern auf den Messbereich bis ca. -800 hPa beschränkt ist. Das führt dazu, dass die Beträge der ermittelten hydraulischen Gradienten für diese Böden kleiner sind als 30 hPa/cm (Abb. 5.51). Die Reaktionszeit des Tensiometers nimmt mit zunehmender Austrocknung zu, da die Leitfähigkeit in der Keramik so klein wird, dass nur wenig Wasser abgegeben werden kann. Da der Wassergehalt in der Umgebung der Keramik durch den Zufluss aus dem Tensiometer leicht erhöht wird, wird die hydraulische Leitfähigkeit und dadurch die Flussraten insbesondere im Oberboden überschätzt (Tigges, 2000).

Der Effekt der Temperatur auf die Messung der Wasserspannung darf ebenfalls nicht vernachlässigt werden. Der tägliche Verlauf der Temperatur wirkt sich auf die Entwicklung der Wasserspannung aus, insbesondere, wenn die Tensiometer nicht gegen die Lufttemperatur und Strahlung isoliert sind (Buchter et al., 1999). Die Messung der Wasserspannung mittels eines Einstichtensiometers in den mit entgastem Wasser gefüllten Tensiometern wurde normalerweise vormittags durchgeführt, damit die Ablesung der Wasserspannung durch einen möglichen Effekt einer Änderung der Phasen des Wassers kaum beeinflusst werden kann. In diesem Sinne stellten Buchter et al. (1999) eine betragsmäßige Zunahme der Wasserspannung mit steigender Temperatur dar. Der Druckaufnehmer der in den Tensiometerstationen verwendeten Tensiometer (T4) ist temperaturkompensiert. Aus diesem Grund wurde der von Buchter et al. (1999) dargestellte Effekt der Temperatur auf die Wasserspannung nicht festgestellt. Im Gegensatz dazu wurde eine betragsmäßige Abnahme der Wasserspannung mit zunehmender Temperatur beobachtet. Bornhöft (1993) stellte ähnliche Ergebnisse in einem Buchenwald fest, wobei die maximale Wasserspannung um 7 Uhr und die minimale um 20 Uhr erreicht sind (Abb. 6.11). Die festgestellten Tagesminima bzw. –maxima erfolgten zeitverschoben ca. 3 bis 5 Stunden nach den höchsten bzw. niedrigsten Werten des Sättigungsdefizits der Luft. Bornhöft (1993) erwähnt, dass diese Zeitverschiebung mit einer Verzögerung der Wasserspannungsverteilung innerhalb des Bodens durch eine geringere Diffusivität oder durch eine verzögerte Wassernachlieferung aus der weiteren Umgebung der Pflanzenwurzeln in den direkten Bereich der Wurzeloberflächen erklärt werden könnte. Dieser Umstand zeigt den Effekt der Aktivität der Pflanzen auf das hydraulische Verhalten des Bodens.

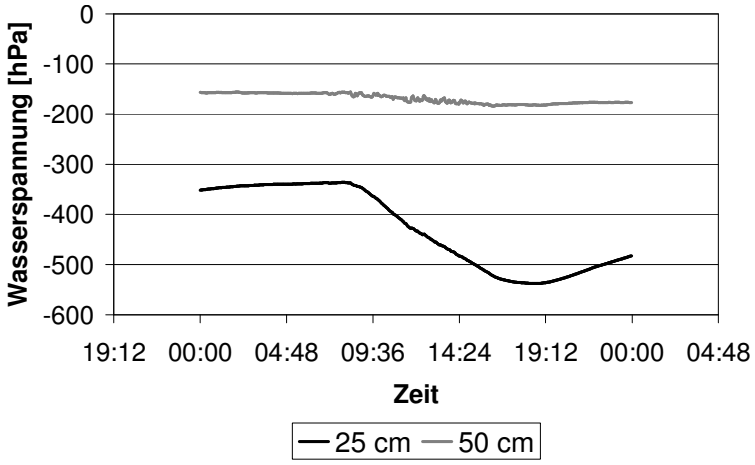


Abb. 6.11: Tagesgang der Wasserspannung am 12 Mai 2003 in 25 cm und 50 cm Tiefe bei CIIS$_2$.

6.4.2 Diskussion zur Modellierung des Wassertransportes

Die hydraulischen Eigenschaften des Bodens, die Niederschläge sowie die Aktivität der transpirierenden Vegetation spiegeln sich in dem Verlauf der Wasserspannung wider (Abb. 5.63). Infolgedessen ist ihre richtige Quantifizierung entscheidend für die Beschreibung der Wasserbewegung.

Die Berücksichtigung der anisotropen gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit ist notwendig, um den Wassertransport am Hang zu beschreiben. Unter diesen Bedingungen außerdem ist lateraler Wasserfluss zu erkennen (Abb. 5.65). Es ist darauf hinzuweisen, dass der hangparallele Fluss in den obersten 30 cm Tiefe des Bodens stattfand. Im Hinblick auf die Kontaminationsgefahr der Umgebung durch Düngemittel würde dies bedeuten, dass sich diese je nach Bodenart und –bearbeitung in den ersten Zentimetern des Bodens akkumulieren können. Da das Wasser als Transportmedium für die Verlagerung verschiedener chemischer Stoffe dient (Greminger et al., 1979), kann eine durch lateralen Wasserfluss am Hang induzierte Kontamination von Wasserflächen vorkommen.

Im Allgemeinen kann die Modellierung des Wassertransportes noch verbessert werden. In diesem Sinne sind folgende Punkte zu beachten:

1. die hydraulischen Eigenschaften des Bodens weisen eine zeitliche und räumliche Variabilität auf,

2. die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit sowie,

3. die Anisotropie der Wasserleitfähigkeit im ungesättigten Bereich müssen berücksichtigt werden.

Es wurde schon von mehreren Autoren festgestellt (Ehlers, 1973; Greminger et al., 1985; Mapa et al., 1986; Logsdon und Jaynes, 1996; Horn, 2004), dass die hydraulischen Eigenschaften je nach Bodenart und –nutzung räumlich und zeitlich variabel sind. Geostatistische Methoden werden normalerweise verwendet, um die räumliche Variabilität berücksichtigen zu können (Moutonnet et al., 1988; Mulla, 1988), wenn die entsprechenden räumlichen Beziehungen bzw. Strukturen bestimmt wurden. Andere verwendeten Methoden sind Monte Carlo Simulationen und die Skalierung von hydraulischen Eigenschaften in Beziehung mit der „Similar Concept Media“ (Mapa et al., 1986). Mit diesen genannten Methoden kann der Effekt der räumlichen Variabilität auf den Wassertransport minimiert bzw. korrigiert werden.

Komplizierter ist aber die Berücksichtigung der zeitlichen Variabilität, die aufgrund der Bodenbearbeitung, Verdichtung sowie Quellung und Schrumpfung vorkommen kann. Der Boden ist kein starrer Körper und solange Änderungen in den Meniskenkräften dokumentiert werden, werden sich die Porengrößenverteilung (z.B. Abb. 5.7) sowie die Geometrie des Porensystems (z.B. Abb. 5.31) verändern und dadurch die Bewegung von Wasser im Boden beeinflussen (Abb. 5.67). Garnier et al. (1996) erwähnen, dass sich die Veränderung der Bodenstruktur durch Quellung und Schrumpfung auf den Wasser- und Stofftransport in Böden auswirken können. In der Literatur sind mehrere Modelle vorhanden, die die Schrumpfungskurven beschreiben (z.B. McGarry and Malafant, 1987; Braudeau et al., 1999; Chertkov, 2003 und Peng und Horn, 2005). Diese Modelle werden aber bei der Modellierung des Wassertransportes nicht verwendet, was, insbesondere in tonreichen Böden, zu einer stärken Unterschätzung der Wasserbewegung führen kann.

Ein kritischer Punkt bei der Modellierung der Wasserbewegung ist weiterhin die Bestimmung von Parametern für die Beschreibung des Transportes im ungesättigten Bereich. Es wurde festgestellt, dass die aus der pF-WG Kurve angepassten α und n van Genuchten Parameter und unter Berücksichtigung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit die ku-Funktion in strukturierten Böden unterschätzt wird (siehe Kap. 5.1.3.2.1 und 6.2.1). Die Untauglichkeit des van Genuchten – Mualem Modells hat zur Folge, dass die Wasserbewegung im ungesättigten Bereich unterschätzt wird (Abb. 5.66). Dieser Umstand deutet darauf hin, dass die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit gemessen werden

muss, was aber zeitaufwändig und kostspielig ist (siehe Kap. 6.2.1).

Die verwendete Software ermöglicht die Berücksichtigung der Anisotropie der Wasserleitfähigkeit nur im gesättigten Zustand (Šimůnek, 2003). Wie in der gegenwärtigen Arbeit und von mehreren Autoren (McCord, 1991; Tigges, 2000) festgestellt wurde, ist die Lage des Tensorhauptachsensystems der hydraulischen Leitfähigkeit wasserspannungsabhängig. Aus diesem Grund sind Richtung und Betrag der Vektoren im ungesättigten Zustand anzuzweifeln, da sie die gleiche Lage des genannten Tensorhauptachsensystems aufweisen, wie im gesättigten Zustand. Hier besteht dringend weiterer Forschungsbedarf.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die wichtigsten Schlussfolgerungen und –betrachtungen, die von der vorliegenden Arbeit abzuleiten sind, werden in folgenden Abschnitten dokumentiert:

- Anisotropie von hydraulischen (k_f, k_u und k_a) und mechanischen Eigenschaften (Scherwiderstand) wurden auf der Skala von Bodenhorizonten festgestellt. Die Entstehung dieser Anisotropie kann mittels pedogenetische (durch Quellung und Schrumpfung im Bt-Horizont, Entstehung einer Feinschichtung im SBv-Horizont), anthropogene (durch Bodenverdichtung in einer Pflugsohle) und biologische Ursachen (Ausbildung von Bioporen, und Risse durch die Wasseraufnahme durch Pflanzen) erklärt werden.

- Die Entwicklung von Aggregaten mit bestimmten Formen und Dimensionen (z.B. Subpolyedergefüge durch Quellung und Schrumpfung und Plattengefüge durch Bodenverdichtung) beeinflusst die Spannungssituation eines Bodens und vor allem die Funktion seines Porensystems. Dieser Umstand kann zu ungünstigen Bedingungen für das Pflanzenwachstum führen. In diesem Sinne kann die mechanische Stabilität des Plattengefüges in einer Pflugsohle die Wurzelverteilung in den ersten Zentimetern des Bodens beschränken. Aufgrund der Anisotropie kann aber die Porenkontinuität zum lateralen Wasserfluss führen.

- Die räumliche Einregelung von Aggregaten lässt sich durch den verwendeten Scherversuch dokumentieren. In der Regel ist die Kohäsion entlang langen und kontinuierlichen Aggregaten kleiner als durch Aggregate hindurch. Anisotropie von den Scherparametern c und φ wurde im struktur- und texturbedingten Bereich festgestellt. Trotz dieses Umstandes kann in manchen Fällen auch ein isotroper Zustand des Scherwiderstandes erreicht werden, wenn die Vorbelastung des Bodens überschritten ist, was auf die Einregelung von Bodenpartikeln zurückzuführen ist.

- Die Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit ist wasserspannungsabhängig, was auf die Kontinuität und Tortuosität des Porensystems im struktur- und texturbedingten Bereich zurückzuführen ist.

Die räumliche Einregelung von Bodenaggregaten und –partikeln spielt eine wichtige Rolle für die Entwicklung von kontinuierlichen Fliesswegen, die die Richtungsabhängigkeit dieser Porenfunktion ausprägen. Die Anisotropie trifft nicht nur die Bewegung von Wasser, sondern auch der Transport von Luft im Boden, welcher auch vom Sättigungsgrad abhängig ist. Das richtungsabhängige Verhalten der Luftpermeabilität wird durch das blockierte Porenvolumen und die Kontinuität des luftgefüllten Porenvolumens ausgedrückt.

- Da die Luftpermeabilitätsmessungen eine Beschreibung der Geometrie des Porensystems ermöglichen, ist ihre Verwendung für die Beschreibung der Anisotropie von porösen Medien zu empfehlen.

- Die an gleichen Bodenproben gemessene Luft- und gesättigte Wasserpermeabilität sind unterschiedlich, d.h. die Luftpermeabilität ist in der Regel größer als die Wasserpermeabilität. Die Inkonsistenz zwischen k_a und k_o kann mit dem „Klinkenberg Effekt“ und Luftinklusionen während der Messung der k_o erklärt werden. Die mechanische Stabilität der Bodenstruktur und seines anisotropen Verhaltens kann durch die Änderung des Korrelationskoeffizientes zwischen k_o und k_a mit zunehmender Entwässerung der Poren nachgewiesen werden. Diese durch Meniskenkräfte verursachte Quellung und Schrumpfung ruft Veränderungen in der Geometrie des Porensystems hervor, und wirkt sich daher auf die Beziehung zwischen k_o und k_a aus.

- Böden sind keine starreren Körper, sondern quellen und schrumpfen. Obwohl die gemessene Schrumpfung gering war, wurde festgestellt, dass sie:

1. eine gewisse Richtungsabhängigkeit aufweist, was auf eine mechanische Anisotropie zurückzuführen ist,

2. eine Abnahme von strukturbedingten Poren hervorruft,

3. der Transport von Luft auswirkt, und folglich ihre isotrope/anisotrope Verhalten,

4. die Wasserbewegung beeinflusst.

Aus diesen Gründen ist die Schrumpfung des Bodens nicht zu vernachlässigen, insbesondere weil sie die Kontinuität des Porensystems und folglich den Wassertransport beeinflusst.

- Für die untersuchten Böden wurde festgestellt, dass die van Genuchten – Mualem Funktion die gemessene ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit unterschätzt.

- Der Effekt der Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit auf die Wasserbewegung wurde sowohl durch die Ermittlung von Flussraten beschrieben als auch mit der Modellierung des Wassertransportes entlang einer Catena dokumentiert. Der Wassertransport wird in der Richtung der größten hydraulischen Leitfähigkeit abgelenkt. Im gesättigten Zustand tritt lateraler Fluss entlang der Catena auf. Dieser Umstand kann zur Kontamination von Wasserflächen führen, da das Wasser als Transportmedium für die Verlagerung chemischer Stoffe dient, welche je nach Bodenart und –bearbeitung in den ersten Zentimetern des Bodens akkumuliert werden.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Belastung von Böden hat in den letzten Jahrzehnten aufgrund einer intensiven Pflanzenproduktion zugenommen. Die durch Landwirtschaft verursachte Umweltbelastung erfolgte nicht nur durch die steigende Nutzung von Düngemittel oder Pestiziden, sondern auch durch die Verdichtung von Böden. Der Transport von diesen Stoffen in Böden kann in gesättigten sowie in ungesättigten Zustand stattfinden. In Böden kann eine überwiegend eindimensionale Wasserbewegung erfolgen, wenn in der Ebene die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens isotrop ist. Dieser vertikale Transport kann aber in der Realität kaum vorkommen, da die hydraulischen Eigenschaften aufgrund der Horizontierung und Strukturierung des Bodens in der Regel anisotrop sind. In hängigem Gelände kann ein mehrdimensionaler Transport sowohl durch die Überlagerung des gravitativen Potentialgradienten durch im Raum wirksame Matrixpotentiale als auch durch die Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit erfolgen (Tigges, 2000). Das Auftreten eines mehrdimensionalen Stofftransports in hängigen Landschaften kann bedeuten, dass paralleler Fluss in Richtung des Gefälles stattfinden kann, was die Gefahr einer Kontamination von Wasserflächen erhöhen kann (Greminger et al. 1979).

Aus diesen Gründen war es das Ziel der vorliegenden Arbeit, (i) die Anisotropie von Porenfunktionen (k_f, k_u und k_a) und mechanischen Bodeneigenschaften (τ) zu beschreiben sowie (ii) den Wassertransport am Hang zu dokumentieren. Um dieses Ziel erreichen zu können, wurden Freiland- und Labormessungen in einer typischen Jungmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins durchgeführt. Die Richtungsabhängigkeit der genannten Eigenschaften wurde an ungestörten Bodenproben untersucht, die anhand eines modifizierten Probennahmegerätes aus 3 pseudovergleyten Parabraunerden (SS-LL), einer erodierten Parabraunerde (LLn) und einem Kolluvisol (YKn) in 3 Richtungen (vertikal, 45° „diagonal“ und horizontal) entnommen wurden. Um den mehrdimensionalen Wassertransport zu quantifizieren, wurden Tensiometermessungen in 15 Standorten 4 Catenen von Mai 2002 bis November 2002 und von April 2003 bis Oktober 2003 durchgeführt. Eine umfassende Beschreibung der Wasserbewegung erfolgte bei der Catena II, wobei die hydraulischen Eigenschaften sowie die Matrixpotentiale an 3 Standorten gemessen wurden. Anhand eines Haubenpermeameters wurde die gesättigte und mittels Evaporationsmethode die ungesättigte (pF 1,0 bis 2,8) hydraulischen

Leitfähigkeiten ermitteln. Aus den geometrischen Mittelwerten der 3 Richtungen wurden die Tensoren der hydraulischen Leitfähigkeit für verschiedene pF-Werte auf der Ebene des Bodenhorizontes berechnet. Mittels eines Luftpermeameters wurde die Luftpermeabilität bei verschiedenen Saugspannungen erfasst. Die an gleichen Bodenproben gemessenen gesättigten Wasser- und Luftpermeabilitäten (bei verschiedenen Saugspannungen) wurden verglichen. Die Richtungsabhängigkeit des Porenvolumens und seiner Schrumpfung wurde auch untersucht. Bei der Bestimmung der Scherparameter Kohäsion (c) und Winkel der inneren Reibung (φ) wurden die Schergeraden in 2 Ästen aufgeteilt, damit man Struktur- und Textureffekte unterscheiden kann.

Anisotropie von hydraulischen (k_f, k_u und k_a) und mechanischen Eigenschaften (τ) wurde auf der Skala von Bodenhorizonten festgestellt. Die Entstehung dieser Anisotropie kann aufgrund von pedogenetischen, anthropogenen und biologischen Ursachen vorkommen. Die räumliche Einregelung von Aggregaten, die sich durch die Scherversuche erkennen lassen, beeinflusst die Spannungssituation eines Bodens und, prägt vor allem durch die Entwicklung von kontinuierlichen Fliesswegen die Funktion des Porensystems. In der Regel ist die Kohäsion entlang langen und kontinuierlichen Aggregaten kleiner als durch Aggregate hindurch. Das kommt z.B. in der Pflugsohle vor, wobei das Plattengefüge nicht nur ungünstige Bedingungen für das Pflanzenwachstum durch seine mechanische Anisotropie ausüben kann, sondern auch zum parallelen Fluss führen kann. Aus der Rechnung der Tensoren der hydraulischen Leitfähigkeit lässt sich eine Wasserspannungsabhängigkeit der Anisotropie erkennen. In diesem Zusammenhang spielt die Kontinuität und Tortuosität des Porensystems im Struktur- (z.B. Makroporen und Bioporen im gesättigten Zustand) und Texturbereich (Partikeleinregelung) eine wichtige Rolle. Dieser Umstand lässt sich durch die Simulation der ungesättigten Wasserleitfähigkeit mittels des klassischen van Genuchten - Mualem Models nicht erkennen. Die Anisotropie betrifft auch den Transport von Luft im Boden, welche auch vom Sättigungsgrad abhängig ist. Dieses richtungsabhängige Verhalten der Luftpermeabilität wird durch das blockierte Porenvolumen und die Kontinuität des luftgefüllten Porenvolumens ausgedrückt.

Die untersuchten Böden sind keine starren Körper. Eine geringe, in manchen Fällen richtungsabhängige Schrumpfung, wurde festgestellt, was auf eine

mechanische Anisotropie zurückzuführen ist. Die gemessene Schrumpfung ruft Veränderungen in den strukturbedingten Poren hervor, wirkt sich auf den Transport von Wasser und Luft aus, und resultiert in isotropem/anisotropem Verhalten. Die mechanische Stabilität der Bodenstruktur und seines anisotropen Verhaltens kann durch die Änderung des Korrelationskoeffizientes zwischen k_o und k_a mit zunehmender Entwässerung der Poren nachgewiesen werden. Diese durch Meniskenkräfte verursachte Quellung und Schrumpfung ruft Veränderungen in der Geometrie des Porensystems hervor, und hat Auswirkungen auf die Beziehung zwischen k_o und k_a. In der Regel ist die Luftpermeabilität höher als die Wasserpermeabilität, was mit dem „Klinkenberg Effekt“ und Luftinklusionen während der Messung der k_o erklärt werden kann.

Die Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit gewinnt an Bedeutung in hängigem Gelände, insbesondere wenn der Boden gesättigt ist, da der durch gravitative Effekte verursachte laterale Wasserfluss durch die Anisotropie der Leitfähigkeit in der Regel verstärkt wird.

Summary

In the last decades an increasing pressure on the soils due to a more intensive agriculture was observed. The environmental pressure of the agriculture occurs not only because of the increasing use of fertilizers and pesticides but also through the soil compaction. The transport of these chemical substances in soils can occur in saturated and unsaturated conditions. In soils a mainly one dimensional water flow can take place if in a plain landscape the water conductivity is isotropic. In real conditions this vertical water movement seems to be seldom, since the hydraulic conductivity due to the development of soil horizons and soil structure is normally anisotropic. In steeped landscapes a multidimensional water flow takes place through the overlapping of the gravitational and matrix gradients as well as due to the anisotropy of the hydraulic conductivity (Tigges, 2000). A multidimensional water flow in hillslopes may conduct to parallel flow towards the slope, which can increase the risk of contamination of water reservoirs (Greminger et al., 1979).

For the reasons mentioned above, the aim of this work was (i) to characterize the anisotropic behavior of pore functions (k_f, k_u and k_a) and mechanical properties (τ) as well as (ii) to describe the water movement in a hillslope. Field and labor measurements were conducted in a typical weichselian moraine region of Schleswig-Holstein to reach these objectives. The anisotropy of the mentioned soil properties was investigated in undisturbed soil samples, which were collected with a hydraulic equipment from 3 Pseudogley Parabraunerde (SS-LL), 1 eroded Parabraunerde (LLn) and 1 Kolluvisol (YKn) in 3 directions (vertical, 45° "diagonal" and horizontal). In addition tensiometers were installed in 15 sites of 4 soil catenas and the matric potential was measured from May 2002 till November 2003 and from April 2003 till October 2003 to characterize the multidimensional water movement. A complete description of the water flow was conducted in the Catena II, in which the hydraulic properties of the soil as well as the matric potential at 3 sites of the soil catena were determined. The saturated hydraulic conductivity was measured with Haubenpermeameter and the unsaturated hydraulic conductivity was determined with the evaporation method (pF 1,0 till 2,8). The hydraulic conductivity tensors at the soil horizon scale were calculated at different pF values from the geometrical average of the vertical, diagonal and horizontal samples. The air permeability was measured with an air permeameter at different water

tensions. The saturated hydraulic permeability and air permeability (at different water tensions) were measured in the same samples were compared. The anisotropy of the pore volume as well as its shrinkage behavior was also investigated. The Mohr Coulomb Failure were divided in 2 parts to determine if there are structural and textural differences in the shearing parameters cohesion (c) and angle of internal friction (φ).

Anisotropy of hydraulic (k_f, k_u and k_a) and mechanical (τ) properties were observed at the scale of the soil horizons. The origin of this anisotropy can be caused by pedogenetic, anthropogenic and biological processes. The spatial orientation of the soil aggregates, which can be proofed by the shear strength test, influences mechanical behavior of the soil and affects the function of the porous media through the development of continuous bias. Normally the cohesion along large and continuous aggregates is lower than across the aggregates. This situation occurs e.g. in a plough pan, in which the platy structure not only produce unfavorable conditions for the growing of the plants through its mechanical anisotropy but also can lead to lateral flow. The anisotropy of the hydraulic conductivity depends on the water tension. In this context the continuity and tortuosity of the porous media in structural (e.g. macro- and biopores in saturated conditions) and textural (e.g. layering of soil particles) range play a central role. This circumstance can not be represented by the simulation of the unsaturated hydraulic conductivity using the van Genuchten – Mualem model. Anisotropie of the air permeability was also detected, which depends on the saturation of the soil. This anisotropic behavior of the air permeability is expressed by the blocked porosity and the continuity of the air-filled porosity.

The studied soils are not rigid. A slightly, in some cases anisotropic shrinkage, was observed, which can be ascribed to the anisotropic behaviour of the shear strength. The measured shrinkage causes changes in the structural pores, affects the transport of water and air, and consequently governs their anisotropic/isotropic behaviour. The mechanical stability of the soil structure and its anisotropy can be verified by the changes of the correlation between k_o and k_a at different water tensions. Normally the air permeability is higher than the water permeability, which can be explained by the “Klinkenberg Effect” and air bubbles during the measurement of the water permeability.

The anisotropy of the hydraulic conductivity became more important in hillslopes,

especially, when the soil is saturated, since the lateral water flow originated by gravitation will be intensified by the anisotropy of the water conductivity.

Resumen

En la últimas décadas, ha incrementado la presión sobre los suelos debido a una producción agrícola más intensiva. El perjuicio medio ambiental generado por la agricultura, no sólo ocurre por el uso creciente de fertilizantes y pesticidas, si no que también se observa a través de la compactación de los suelos. El transporte de dichos compuestos químicos en el suelo puede ocurrir en fase saturada y no saturada. Un predominante movimiento vertical de agua en el suelo es posible, si en un paisaje llano, la conductividad hidráulica del suelo es isotrópica. Por lo general, dicho movimiento vertical no ocurre en la realidad, ya que las propiedades hidráulicas del suelo, debido a la formación de horizontes y el desarrollo estructural, presentan generalmente características anisotrópicas. En pendientes, puede ocurrir un movimiento de agua multidimensional, ya sea a través del efecto de las gradientes de potencial gravitacional sobre las de potencial mátrico, como así también producto del comportamiento anisotrópico de la conductividad hidráulica (Tigges, 2000). La ocurrencia de un transporte multidimensional en pendientes puede significar un flujo paralelo de agua en dirección de la pendiente, lo que puede incrementar el peligro de contaminación de masas de agua (Greminger et al., 1979).

Por las razones mencionadas anteriormente, los objetivos del presente trabajo fueron, (i) la descripción de la anisotropía de la función del sistema poroso (k_f, k_u y k_a) y propiedades mecánicas (τ) del suelo, como así también, la documentación del transporte de agua en una catena de suelo. Para alcanzar dichos objetivos, se llevaron a cabo mediciones en laboratorio y en terreno en un típico paisaje de morrenas de la región de Schlewig-Holstein. La mencionada anisotropía se investigó en muestras no disturbadas de suelo de 3 Pseudogley Parabraunerde, 1 Parabraunerde erosionado y 1 Kolluvisol. Las muestras fueron obtenidas mediante la utilización de un equipo hidráulico que permitió tomar cilindros de suelo en 3 direcciones (vertical, 45° “diagonal” y horizontal). Para cuantificar el movimiento multidimensional de agua se midió, mediante el uso de tensiometros, la tensión de agua del suelo en 15 sitios de 4 catenas de suelo desde mayo a noviembre del año 2002 y desde abril a octubre del 2003. Una completa descripción del movimiento de agua se realizó en la Catena II, en donde fueron medidas las propiedades hidráulicas y el potencial mátrico en distintas profundidades de los 3 sitios correspondientes a dicha catena. La conductividad

hidráulica saturada (k_f) se midió con un permeameómetro de Haube y la no saturada a través del método de evaporación (pF 1,0 a pF 2,8). A partir de la medias geométricas de las 3 direcciones (vertical, 45° "diagonal" y horizontal), se calcularon los tensores de conductividad hidráulica para distintos valores de pF en la escala de horizontes de suelo. La permeabilidad al agua y aire (a distintos valores de tensión de agua), medida en las mismas muestras de suelo, fueron comparadas. La anisotropía del volumen poroso, como así también, de su contracción, fue investigada. Para la determinación de los parámetros de corte, cohesión (c) y ángulo de roce interno (φ) se dividieron las curvas de corte en dos partes, con el objetivo de distinguir entre efectos estructurales y texturales.

Una anisotropía en propiedades hidráulicas (k_f, k_u, y k_a) y mecánicas fue comprobada en la escala de los horizontes de suelo. El origen de dicha anisotropía puede ser pedogenético, antropogénico, como así también biológico. El arreglo espacial de los agregados de suelo, que se pudo comprobar a través del ensayo de corte, influencia el estado de tensión del suelo, e influye, a través del desarrollo de vías de flujo continuas, la función del sistema poroso. Por lo general, la cohesión a lo largo de agregados continuos es menor que a través de agregados que son menos continuos. Dicha situacion se presenta, por ejemplo en el piede arado, en donde no sólo se generan condiciones desfavorables para el crecimiento de las raíces debido a la anisotropía mecánica, sino que también, puede conllevar flujo paralelo. La anisotropía de la conductividad hidráulica depende de la tensión de agua del suelo. En ese contexto, la continuidad y tortuosidad del medio poroso en el rango estrutural (macroporos y bioporos en fase saturada) y textural (ordenamiento de partículas), tienen un rol muy importante. Esa circunstancia no puede ser representada a través del modelo propuesto por van Genuchten y Mualem. La anisotropía también afecta al transporte de aire en el suelo, el que también depende del grado de saturación. Ese comportamiento anisotrópico se refleja en el volumen de poros bloqueados y en la continuidad del volumen de poros con aire.

Los suelos estudiados no son cuerpos rígidos. Una pequeña, en algunos casos anisotrópica, contracción fue observada, la que se puede explicar a través del comportamiento mecánico anisotrópico. La contracción provoca cambios a nivel de los poros estructurales, afecta el movimiento de agua y aire y su comportamiento isotrópico/anisotrópico. La estabilidad mecánica del suelo, y su

comportamiento anisotrópico, puede ser comprobado mediante los cambios en el coeficiente de correlación entre k_o y k_a a distintas tensiones de agua. La contracción e hinchamiento del suelo genera cambios en la geometría del medio poroso y tiene efectos en la relación entre k_o y k_a. Generalmente, la permeabilidad al aire es mayor que la permeabilidad al agua, lo que se puede explicar a través del "efecto Klinkenberg" y la presencia de aire durante la medición de la conductividad hidráulica saturada.

La anisotropía de la conductividad hidráulica gana mayor importancia en pendientes, especialmente cuando el suelo está saturado, ya que el flujo lateral provocado por gravitación es aumentado a través de la anisotropía de la conductividad hidráulica.

Podsumowanie

W ciągu kilku ostatnich dziesięcioleci ze względu na intensywną produkcję roślinną znacznie wzrosło obciążenie gleby. Obcążenie środowiska przez rolnictwo spowodowane jest nie tylko wzrostem używania nawozów i pestycydów, ale także przez ubicie gleby. Transport tych chemicznych substancji w glebie wystepuje w warunkach nasyconych i nienasyconych. W glebach występuje głównie jednokierunkowy przepływ wody, jeżeli na terenach płaskich przepuszczalność wodna jest izotropowa. W warunkach rzeczywistych jednak, od kiedy hydrauliczna przepuszczalność spowodowana rozwojem horyzontów glebowych i struktury glebowej jest anizotropowa ten pionowy ruch wody jest rzadko spotykany. W krajobrazach pagórkowatych wielokierunkowy przepływ wody powodowany jest zarówno nakładającymi się gradientami matrycowym i grawitacyjnym jak i anizotropią przewodności hydraulicznej (Tigges, 2000). Wielokierunkowy przepływ wody w spadkach wzgórz może prowadzić do równoległego przepływu w kierunku spadku, który to może powodować wzrost zanieczyszczeń na powierzchni zbirników wodnych (Greminger et al., 1979).

Z wyżej wymienionych powodów, celem pracy było (i) scharakteryzowanie anizotropicznego zachowania funkcji porów (k_f, k_u i k_a) i właściwości mechanicznych (τ) jak również (ii) opisanie ruchu wody na spadkach wzgórz. W tym celu przeprowadzone zostały badania w warunkach laborotoryjnych i w terenie na typowym obszarze wczesnomorenowym, w regionie Schleswig-Holstein. Anizotropia wspomnianych właściwości gleby badana była na próbkach o nienaruszonej strukturze, pobranych za pomocą urządzenia hydraulicznego z 3 Pseudogley Parabraunerde (SS-LL), 1 z zerodowanej Parabraunerde (LLn) i 1 Kolluvisol (YKn) w 3 kierunkach (poziomym, 45° "ukośnym" i pionowym). W celu zcharakteryzowania wielokierunkowego ruchu wody zainstalowano tensjometry w 15 punktach pomiarowych 4 katen. Potencjał matrycowy mierzony był od maja 2002 do listopada 2003 oraz od kwietnia 2003 do października 2003. Kompletny opis przepływu wody opisany został dla kateny II, dla której wyznaczono właściwosci hydrauliczne gleby oraz potencjał matrycowy w 3 punktach pomiarowych. Nasycona przepuszczalność wodna wyznaczona została z parametru „haube" a nienasycona z metody ewaporacji (obie dla pF 1,0 do 2,8). Tensory hydraulicznej przepuszczalności w skali horyzontów glebowych obliczone zostały dla różnych wartości pF ze średniej geometrycznej próbek pobranych z

kierunku pionowego, ukośnego i poziomego. Przepuszczalność powietrzna mierzona była permeametrem powietrznym dla różnych ciśnień wody. Zbadano również nasyconą przepuszczalność hydrauliczną i przepuszczalność powietrzną (dla różnych ciśnień wody) dla tych samych próbek a następnie wyniki zostały porównane. Analizie została poddana również anizotropia objętości porów i kurczenie gleby. Krzywą Coulomba Mohra podzielono na dwie cześci, w celu stwierdzenia czy istnieją różnice teksturalne i strukturalne parametrów ścierania kohezji (c) i kąta tarcia wewnętrzengo (φ) .

Anizotropia właściwości hydraulicznych (k_f, k_u i k_a) i mechanicznych (τ) była obserwowana w skali horyzontów glebowych. Występowanie anizotropii może być powodowane przez procesy glebotwórcze, antropogeniczne i biologiczne. Przestrzenne rozmieszczenie agregatów glebowych, scharakteryzowane przez parametry ścierania, wpływa na mechaniczne zachowanie gleby a przede wszystkim na funkcje systemu porów poprzez rozwój ciągłych dróg. Z regóły, kohezja wzdłuż długich agregatów jest mniejsza niż kohezja poprzeczna. Taka sytuacja pojawia się np: w warstwie ornej , w której struktura warstwowa nie tylko powoduje niekorzystne warunki dla wzrostu roślin przez ich mechaniczną anizotropię, ale także może prowadzić do przepływu równoległego. Anizotropia przepuszczalności hydraulicznej zależy od ciśnienia wody. W tym kontekście, ciągłość i krętość ośrodka porowatego w zakresie struktury (np: makro- i bioporów w warunkach nasyconych) i tekstury (np: warstwowość cząstek glebowych) pełni główną funkcję. Taki stan nie może być przedstawiony za pomocą symulacji nienasyconej przepuszczalności używającej modelu van Genuchta-Mualena. Anizotropia wpływa na przepuszczalność powietrzną, która zależy od nasycenia gleby. Anizotropiczne zachowanie przepuszczalności powietrznej jest wyrażone poprzez zablokowane pory, oraz ciągłość porów wypełnionych powietrzem.

Badane gleby nie są ciałami sztywnymi. W niektórych przypadkach zaobserwowano jedynie niewielkie kurczenie anizotropowe, które mozna wytłumaczyć anizotropowością wytrzymałości na ścieranie. Zmierzone kurczenie powoduje zmiany w strukturze porów, oddziałując na transport wody i powietrza a w konsekwencji kieruje ich anizotroppowym/izotropowym zachowaniem. Mechaniczna stabilność struktury glebowej i jej anizotropia, może być weryfikowana przez zmiany korelacji między k_o a k_a przy różnych napięciach wody. Z reguły przepuszczalność powietrzna jest wższa od przepuszczalności wodnej,

co można wytłumaczyć poprzez efekt „Klinkenberg” i pęcherzyki powietrza podczas pomiaru przepuszczalności wodnej.

Anizotropia przepuszczalności hydraulicznej jest istotna na spadkach wzgórz, szczególnie kiedy gleba jest nasycona a przeplyw równoległy powodowany siłą grawitacji jest nasilony poprzez anizotropię przepuszczalności wodnej.

LITERATURVERZEICHNIS

AG Boden (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. 4. Aufl., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 392 S.

Ahuja, L.R. (1984): Macroporosity to characterize the spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management. SSSAJ 48: 699-702.

Ahuja, L.R., Fiedler, F., Dunn, G.H., Benjamin, J.G., and Garrison (1998): Changes in Soil Water Retention Curve due to Tillage and Natural Reconsolidation. SSSAJ 62: 1228-1233.

Allen, R.G., Smith, M., Perrier, A. and Pereira, L.S. (1994): An Update for Definition of Reference Evapotranspiration. ICID Bulletin 43, No. 2: 1-34.

Ball, B.C. (1981): Pore characteristics of soils from two cultivation experiments as shown by gas diffusivities and permeabilities and air-filled porosities. J. of Soil Sci. 32: 483-498.

Ball, B.C., O'Sullivan, M.F. und Hunter, R. (1988): Gas diffusion, fluid flow and derived pore continuity indices in relation to vehicle traffic and tillage. J. of Soil Sci. 39: 327-339.

Baumgartl, Th. (1991): Spannungsverteilung in unterschiedlich texturierten Böden und ihre Bedeutung für die Bodenstabilität. Dissertation, Kiel, 128 S.

Baumgartl, Th. und Horn, R. (1993): Die Bestimmung der Aggregatstabilität –ein Methodenvergleich. Zeitschrift für Pflazenernährung und Bodenkunde 156: 385-391.

Baumgartl, Th. und Köck, B. (2004): Modeling volume change and mechanical properties with hydraulic models. SSSAJ 68: 57-65.

Baver, L.D., Gardner, W.H. und Gardner, W.R. (1972): Soil Physics. Wiley, New York. 498 S.

Bear, J. (1972): Dynamics of Fluids in Porous Media, Elsevier, New York, 764 S.

Bear, J., C. Breaster und P.C. Menier (1987): Effective and Relative Permeabilities of Anisotropic Porous Media. Transport in Porous Media, 2: 301-316.

Becher, H.H. (1970): Eine Methode zur Messung der Wasserleitfähigkeit von Böden im ungesättigten Zustand. Dissertation. TU Hannover. 125 S.

Blackwell, P.S., Jayawardane, N.S., Blackwell, J., White, R. und Horn, R. (1989): Evaluation of Soil Recompaction by Transverse Wheeling of Tillage Slots. SSSAJ 53: 11-15.

Blackwell, P.S., Ringrose-Voase, N.S., Jayawardane, K.A., Olsson, K.A., McKenzie, D.C. und Mason, W.K. (1990): The use of air-filled porosity and intrinsic permeability to air to characterize structure of macropore space and saturated hydraulic conductivity of clay soils. J. Soil Sci. 41: 215 -228.

Boivin, P., Garnier, P. und Tessier, D. (2004): Relationship between clay content, clay type and shrinkage properties of soil samples. SSSAJ 68: 1145-1153.

Börnhoft, D. (1993): Untersuchungen zur Beschreibung und Modellierung des Bodenwasserhaushaltes entlang einer Agrar- einer Waldcatena im Bereich der Bonrhöverder Seenkette (Schleswig-Holstein). Ecosys, Bd. 6, 133 S.

Bouma, J. und Dekker, L.W. (1981): A Method for Measuring the Vertical and Horizontal Ksat of Clay Soils with Macropores. SSSAJ 45: 662-663.

Bouma, J. (1982): Measuring the Hydraulic Conductivity of Soil Horizons with Continuous Macropores. SSSAJ 46: 438-441.

Bouwer, H. und Rice, R.C. (1967): Modified Tube diameters for the double-tube apparatus. SSSAP, 28: 133-134.

Braudeau, E., Costantini, J.M., Bellier, G. und Colleuille, H. (1999): New device and method for soil shrinkage curve measurement and characterization. SSSAJ 63: 525-535.

Brooks, R.H. und Corey, A.T. (1964): Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper 3. Colorado State Univ., Fort Collins.

Bronswijk, J.J.B. (1990): Shrinkage geometry of a heavy clay soil at various stresses. SSSAJ 54: 1500 – 1502.

Bronswijk, J.J.B. (1991): Relation between vertical soil movements and water-content changes in cracking clays. SSSAJ 55: 1220-1226.

Buchter, B., Hinz, Ch., Wydler, H. und Flühler, H. (1999): Evaluation of temperature and bypass flow sensitivity of tensiometers in a field soil. Geoderma 87: 281-291.

Buckingham, E. (1907): Studies in the Movement of Soil Moisture. U.S. Dep. Agr. Soils Bureau Bull. 38.

Corey, A.T. (1957): Measurement of water and air permeability in unsaturated soil. Soil Sci. Soc. Proceedings 21: 7-10.

Corey, A.T. (1977): Mechanics of heterogeneous fluids in porous media. Water Resour. Pub., Fort Collins, CO.

Corey, A.T. (1986): Air Permeability. In Klute (Ed.) Methods of soil analysis. Part 1 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI. 1121-1136.

Chertkov, V.Y. (2003): Modelling the shrinkage curve of soil clay pastes. Geoderma 112:71-95.

Childs, E.C., Collis-George, N. und Holmes, J. (1957): Permeability measurements in the Field as an Assessment of Anisotropy and Structure Development. J. Soil Sci. 8: 27-41.

Dabney, S. M. und Selim, H. M. (1987): Anisotropy of a fragipan soil: Vertical vs. horizontal hydraulic conductivity. SSSAJ 51: 3-6.

Darcy, H. (1856): Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon. Dalamont, Paris.

Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e. V. (DVWK) (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Bearbeitet vom DVWK – Fachausschuss „Verdunstung“. Bonn. 135 S.

Dörner, J. und Horn, R. (2005): Anisotropie von Porenfunktionen und ihre Auswirkung auf die Wasserbewegung in einer Jungmoränenlandschaft Schleswig-Holstein. Mit. der DGB 106: 9-10.

Drees, L.R., Karathanasis, L.P., Wildind, L.P. und Blevins, R.L. (1994): Micromorphological characteristics of long-term no-till and conventionally tilled soils. SSSAJ 58: 508-517.

Durner, W. (1991): Vorhersage der hydraulischen Leitfähigkeit strukturierten Böden. Bayreuther Bodenkdl. Berichte 20, Bayreuth, 180 S.

Durner, W. (1994): Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. Water Resour. Res. 30: 211-233.

Ehlers, W. (1973): Gesamtporenvolumen und Porengrößenverteilung in unbearbeiteten und bearbeiteten Lößböden. Zeitschrift für Pflazenernährung und Bodenkunde 134: 193-206.

Ehlers, W. (1996): Wasser in Boden und Pflanze: Dynamik des Wasserhaushalts als Grundlage von Pflanzenwachstum und Ertrag. Ulmer, Stuttgart. 272 S.

Ellies, A., Smith, R. und Horn, R. (1996): Transmisión der tensiones en el perfil de algunos suelos. Agro Sur 24 (2): 149-158.

Fleige, H. (2000) : Ökologische und ökonomische Bewertung der Bodenerosion am Beispiel einer Jungmoränenlandschaft Ostholsteins. Dissertation. Christian Albrechts Universität, Kiel.

Fleige, H. und R. Horn (2000): Field Experiments on the Effect of Soil Compaction on Soil Properties, Runoff, Interflow and Erosion. Reiskirchen, Catena Verl., 258-268.

Garnier, P., Rieu, M., Boivin, P., Vauclin, M. und Baveye, P. (1997): Determining the hydraulic properties of a swelling soil from a transient evaporation experiment. SSSAJ 61:1555-1563.

German, P.F. (1990): Preferential Flow and the Generation of Runoff. 1. Boundary Layer Flow Theory. Water Resour. Res. 26: 3055-3063.

Gräsle, W.(1999): Numerische Simulation mechanischer, hydraulischer und gekoppelter Prozesse in Böden unter Verwendung der Finite Elemente Methode. Dissertation, Kiel, 400 S.

Greminger, P.J., Richard, F. und Leuenberger, J. (1979): Untersuchungen zur Wasserbewegung in einem mit Vegetation bedeckten Hangboden. Projekt Hangsickerung. Mitt. DBG 29: 133-148.

Greminger, P.J., Sud, Y.K. und Nielsen, D.R. (1985): Spatial variability of field-measured soil-water characteristics. SSSAJ 49: 1075-1082.

Groenevelt, P. H., Kay, B. D. und Grant, C. D. (1984): Physical assessment of a soil with respect to rooting potential. Geoderma 34: 101-114.

Gupta, S. C. und Larson, W. E. (1979): Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. Water Resour. Res. 15: 1633-1635.

Guenther, D.E. (1991): Wasserleitvermögen und mechanische Spannungsverteilung- Messungen mit einem modifizierten Triaxialapparat. Dissertation. Christian Albrechts Universität, Kiel. 200 S.

Harr, R.D. (1977): Water Flux in Soil and Subsoil on a Steep Forested Slope. J. Hydrology, 33: 37-58.

Hartge, K.H. (1967): Der Zusammenhang zwischen Luft- und Wasserpermeabilität in Bodenproben. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 117 (2): 97-107.

Hartge, K.H. (1984): Vergleich der Verteilungen der Wasserleitfähigkeiten und des Porenvolumens von waagerecht und senkrecht entnommenen Stechzylinderproben. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 147: 316-323.

Hartge, K.H. und R. Horn (1989): Die physikalische Untersuchung von Böden. Stuttgart, Enke, 177 S.

Hartge, K.H. und Horn, R. (1999): Einführung in die Bodenphysik. Enke, Stuttgart, 304 S.

Hillel, D. (1998): Environmental Soil Physics. Academic Press, London, 771 S.

Hinze, C., Jerz, H., Menke, B., Staude, H. (1989): Geogenetische Definition quartärer Lockergesteine für die geologische Karte 1:25.000 (GK25). Geologisches Jahrbuch (112), Hannover. 243 S.

Horn, R. (2004): Time dependence of soil mechanical properties and pore functions for arable soils. SSSAJ 68: 1131-1137.

Horn, R. und Smucker, A. (2005): Structure formation and its consequences for gas and water transport in unsaturated arable and forest soils. Soil and Tillage Research 82: 5-14.

Horn, R., Baumgartl, Th., Kühner, S., Lebert, M. und Kayser, R. (1991): Zur Bedeutung des Aggregierungsgrades für die Spannungsverteilung in strukturierten Böden. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 154: 21-26.

Iversen, B. V., Moldrup, P., Schjønning, P. und Loll, P. (2001): Air and water permeability in differently textured soils at two measurement scales. Soil Science 166 (10): 643-659.

Junge, T. (1999): Zur Bedeutung des Porenwasserdruckes für die Zugfestigkeit von Böden. Dissertation, Kiel, 114 S.

Kool, J. B., Parker, J. C. und van Genuchten, M. Th. (1987): Parameter estimation for unsaturated flow and transport models – a review. J. of Hydrology 91: 255-293.

Kézdi, Á. (1964): Bodenmechanik, Bd. 1. Berlin, 424 S.

Kézdi, Á. (1969): Handbuch der Bodenmechanik. VEB-Verlag, Bauwesen Berlin.

Lehmann, A.E.H. (1996): Charakterisierung von Wasser- und Stofftransport in verschieden strukturierten Böden Südwestdeutschlands. Dissertation. Universität Hohenheim, 168 S.

Logsdon, S. D. and Jaynes, D. B. (1996): Spatial variability of hydraulic conductivity in a cultivated field at different times. SSSAJ 60: 703-709.

Mapa, R.B., Green, R.E., und Santo, L. (1986): Temporal variability of soil hydraulic properties with wetting and drying subsequent to tillage. SSSAJ 50: 1133-1138.

McCord, J.T., Stephens, D.B. und Wilson, J.L. (1991a): Hysteresis and State-dependent Anisotropy in Modeling Unsaturated Hillslope Hydrologic Processes. Water Resour. Res. 27: 1501-1518.

McCord, J., Stephens, D., und Wilson, L. (1991b): Toward validating state-dependent macroscopic anisotropy in unsaturated media: field experiments and modelling considerations. J. of Contaminant Hydrology 7: 145 -175.

McGarry, D. und Malafant, K.W.J. (1987): The analysis of volume change in unconfined units of soil. Soil Sci. Soc. Am. J. 51:290-297.

Meynen, E., Schmidthüsen, J. (1962): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. Bundesanstalt für Landeskunde und Raumforschung, Bad Godesberg. 608 S.

Moutonnet, P., Pluyette, E., El Mourabit, N. und Couchat, P. (1988): Measuring the spatial variability of soil hydraulic conductivity using an automatic neutron moisture gauge. SSSAJ 52: 1521-1526.

Mualem, Y. (1984): Anisotropy of unsaturated soils. SSSAJ 48: 505-509.

Mulla, D.J. (1988): Estimating spatial patterns in water content, matric suction and hydraulic conductivity. SSSAJ 52: 1547-1553.

Peth, S. (2004): Bodenphysikalische Untersuchungen zur Trittbelastung von Böden bei der Rentierweidewirtschaft an borealen Wald- und subarktisch-alpinen Tundrenstandorten – Auswirkungen auf thermische, hydraulische und mechanische Bodeneigenschaften. Dissertation, Kiel, 160 S.

Peng, X. und Horn, R. (2005): Modeling soil shrinkage curve across a wide range of soil types. SSSAJ 69: 584-592.

Peng, X., Horn, R., Smucker, A. und Peth, S. (2005): Improving measurement of soil shrinkage in 2D with the aid of image analysis. Noch nicht veröffentlicht.

Pigliai, M., La Marca, M., Lucamante, G. und Genovese, L. (1984): Effects of zero and convetional tillage on the lenght ans irregularity of elongated pores in a clay loam soil under viticulture. Soil and Tillage Research 4: 433-444.

Plagge, R. (1991): Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit im Boden. Dissertation. Berlin, Techn. Univ. Berlin. 152 S.

Rassam, D., Šimůnek, J. und van Genuchten, M.Th. (2003): Modelling Variability Saturated Flow with Hydrus 2D. First Edition. Brisbane.

Reeve, R. C. (1953): A method for determining the stability of soil structure based upon air and water permeablity measurements. Soil Science Society Proceedings 17: 324-329.

Richards, L.A. (1931): Capillary Conduction of Liquids through pore systems. Physics, 1: 318-333.

Richter, F.H. (2005): Vergesellschaftung und Eigenschaften von Böden unterschiedlicher geomorpher Einheiten einer Jungmoränenlandschaft des Ostholsteinischen Hügellandes. Dissertation, Kiel, 132 S.

Roseberg, R.J. und E.L. McCoy (1992): Tillage- and Traffic-Induced Changes in Macroporosity and Macropore Continuity: Air Permeability Assessment. SSSAJ 56: 1261-1267.

Scheffer, F. und Schachtschabel, P. (2002): Lehrbuch der Bodenkunde. Blume, H-P., G.W. Brümmer, U. Schwertmann, R. Horn, I. Kögel-Knaber, K. Stahr, K. Auerswald, L. Beyer, A. Hartmann, N. Litz, A. Scheinost, H. Stanjek, G. Welp und B.M. Wilke. 15. Aufl., Spektrum Akademischer Verlag, Berlin, 593 S.

Schjønning, P., L.J. Munkholm, P. Moldrup und Jacobsen, O.H. (2002): Modelling Soil Pore Characteristics from Measurements of Air Exchange: The Long-term Effects of Fertilization and Crop Rotation. European J. of Soil Sci., 53: 331-339.

Scheidegger, A.E. (1974): The Physics of Flow through Porous Media. Univ. Toronto Press. 353 S.

Schlichting, E., Blume, H.P. und Stahr, K. [Hrsg.] (1995): Bodenkundliches Praktikum. 2. Auflage, Blackwell Wissenschafts-Verlag, Berlin, Wien. 295 S.

Šimůnek, J., Šenja, M. und van Genuchten, M. Th. (2003): The Hydrus 2D Software Package for Simulating the Two – Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably – Saturated Media. Version 2.102. U.S. Salinity Laboratory, U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Riverside, California. 227 S.

Stephens, D. und S. Heermann (1988): Dependence of Anisotropy on Saturation in Stratified Sand. Water Resour. Res. 24: 770-778.

Stormont, J.C. (1995): The Effect of Constant Anisotropy on Capillary Barrier Performance. Water Resour. Res. 24: 770-778.

Strebel, O., Renger, M. und Giesel, W. (1975): Bestimmung des Wasserentzuges aus dem Boden durch die Pflanzenwurzeln im Gelände als Funktion der Tiefe und der Zeit. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 138: 61 – 72.

TA Siedlungsabfall (1993): Dritte allgemeine Verwaltungsvorschrift zum Abfallgesetz. Technische Anleitung zur Vermeidung, Verwertung, Behandlung und sonstigen Entsorgung von Siedlungsabfällen. Bundesratsdrucksache 594/92, 138 S.

Tigges, U. (2000): Untersuchungen zum mehrdimensionalen Wassertransport unter besonderer Berücksichtigung der Anisotropie der hydraulischen Leitfähigkeit. Dissertation, Kiel. 145 S.

Ursino, N., Gimmi, Th. und Flühler, H. (2001): Combined Effects of Heterogeneity, Anisotropy, and Saturation on Steady State Flow and Transport: A Laboratory Sand Tank Experiment. Water Resources Research, 37: 201-208.

van Genuchten M. Th. (1980): A closed – form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. SSSAJ 44: 892 – 898.

van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. und Yates, S.R. (1991): The RECT Code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. Report EPA/600/15, U.S. Salinity Laboratory, U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Riverside, California. 83 S.

Vereecken, H. (1988): Pedotransfer functions for the generation of hydraulic properties for Belgium soils. Katholieke Universiteit te Leuven, Doctoraatsproefschrift 171, Fac. Landbouwetenschappen.

Weischet, W. (1988): Einführung in die Allgemeine Klimatologie. 4. überarbeitete und erweitere Auflage, Teubner Studienbücher, Stuttgart. 264 S.

Wilson, G.V., Jardine, P.M., Luxmoore. R.J. und Jones, J.R. (1990): Hydrology of a Forested Hillslope during Storm Events. Geoderma, 46: 119-138.

Woesten, J.H., Schuren, C.H., Bouma, J. und Stein, A. (1990): Use of practical aspects of soil behaviour to evaluate different methods to generate soil hydraulic functions. Hydraulogical Processes 4: 299 – 310.

Wu, L., Vomocil, J. A. und Childs, S. W. (1990): Pore size, particle size, aggregate size and water retention. SSSAJ 54: 952 – 956.

Zaslavsky D. und Rogowski, A. S. (1969): Hydrologic and morphologic implications of anisotropy and infiltration in soil profile development. SSSAJ, 33: 594 – 599.

ANHANG

1 ANHANG A

Tab. 1.1: Lagerungsdichte (d_B), ges. Porenvolumen (GPV) und Porengrößenverteilung aus den vertikal entnommenen Bodenproben der untersuchten Böden an der Catena II. wGP = weite Grobporen; eGP = enge Grobporen; MP = Mittelporen; FP = Feinporen.

Standort	Hz	Tiefe	d_B	PV	wGP	eGP	MP	FP
					> 50 µm	10-50 µm	10-0,2 µm	< 0,2 µm
		[cm]	[gcm^{-3}]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
$CIIS_1$	Ap	15	1,58	39,7	12,7	8,6	11,9	6,5
	App	30	1,76	33,2	8,7	4,0	14,1	6,4
	SwAl	50	1,78	32,5	6,2	3,7	15,6	7,0
	SdBt	80 [1]	1,77	33,9	1,4	2,0	12,8	17,7
	SBv	>120	1,55	41,2	24,4	4,1	7,5	5,2
$CIIS_2$	Ap	15	1,60	39,3	11,4	5,3	13,5	9,2
	App	25	1,62	38,2	11,0	5,1	12,4	9,8
	SwAl	35	1,74	34,0	8,9	8,6	10,7	5,8
	SdBt	50	1,73	34,4	3,3	3,2	6,4	21,5
	SBv	80	1,79	31,9	5,4	4,4	13,2	8,9
$CIIS_3$	Ap	15	1,48	43,7	17,3	6,0	14,2	6,4
	App	30	1,62	38,5	15,0	5,2	11,4	6,9
	M1	40	1,62	38,4	17,2	3,8	10,7	6,8
	M2	70	1,61	38,6	18,6	4,1	10,2	6,9

1 Die 100 cm Tiefe wurde durch die Beprobung in 80 cm Tiefe erfasst.

Tab. 1.2: Lagerungsdichte (d_B), ges. Porenvolumen (GPV) und Porengrößenverteilung aus den vertikal entnommenen Bodenproben der untersuchten Böden in der Catena I. wGP = weite Grobporen; eGP = enge Grobporen; MP = Mittelporen; FP = Feinporen.

Standort	Hz	Tiefe	d_B	PV	wGP	eGP	MP	FP
					> 50 µm	10-50 µm	10-0,2 µm	< 0,2 µm
		[cm]	[g·cm^{-3}]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
CIS_1	Ap	15	1,52	42,0	8,4	9,7	11,3	12,6
	App	30	1,52	42,4	9,9	7,8	14,1	10,6
	SwAl	40	1,60	39,2	8,5	9,3	9,7	11,7
	SdBt	70	1,59	39,5	6,8	6,4	10,1	16,2
	SBv	90	1,68	36,3	3,3	5,3	13,0	14,7
CIS_2	Ap	15	1,58	39,9	8,3	8,8	8,6	14,2
	App	30	1,64	37,5	6,7	6,2	9,8	14,8
	Bt	40	1,68	36,1	2,8	8,6	7,0	17,7
	Bt	70	1,51	42,8	12,1	10,3	4,5	15,9
	SCv1	90	1,54	41,4	9,0	7,7	8,5	16,2

Tab. 1.3: van Genuchten Parameter aus angepassten pF-WG Kurven in Bodenhorizonten der Catena II und der Catena I.

Standort	Tiefe	θ_R	θ_S	α	n	R^2
	[cm]	[%]	[%]	[1/hPa]	[-]	[-]
$CIIS_1$	Hangkopf, pseudovergleyte Parabraunerde					
	15	0	39,4	0,0515	1,2745	0,984
	30	0	31,6	0,0428	1,1957	0,959
	50	0	30,1	0,0088	1,2665	0,963
	80 [1]	0	33,6	0,0034	1,1624	0,995
	>120	0	41,3	0,4646	1,2445	0,996
$CIIS_2$	Mittelhang, pseudovergleyte Parabraunerde					
	15[2]	0	38,9	0,0996	1,1732	0,986
	25	0	37,0	0,0556	1,1844	0,994
	35	0	32,9	0,0434	1,2657	0,991
	50	0	34,1	0,0711	1,0675	0,985
	80	0	30,9	0,0188	1,2067	0,990
$CIIS_3$	Hangfuß, Kolluvisol					
	15	0	44,1	0,0541	1,2827	0,975
	30	0	38,8	0,0671	1,2590	0,985
	40	0	38,4	0,1401	1,2228	0,989
	70	0	38,7	0,1289	1,2653	0,985
CIS_1	Hangkopf, pseudovergleyte Parabraunerde					
	15	0	42,0	0,0513	1,2053	0,987
	30	0	42,7	0,0446	1,2270	0,995
	40	0	39,6	0,0527	1,2163	0,979
	70	0	40,1	0,0617	1,1484	0,986
	90	0	36,2	0,0150	1,1727	0,993

1 Die 100 cm Tiefe wurde durch die Beprobung in 80 cm Tiefe erfasst.
2 Für die Anpassung wurden die in 0°, 45° und 90° entnommenen Bodenproben verwendet.

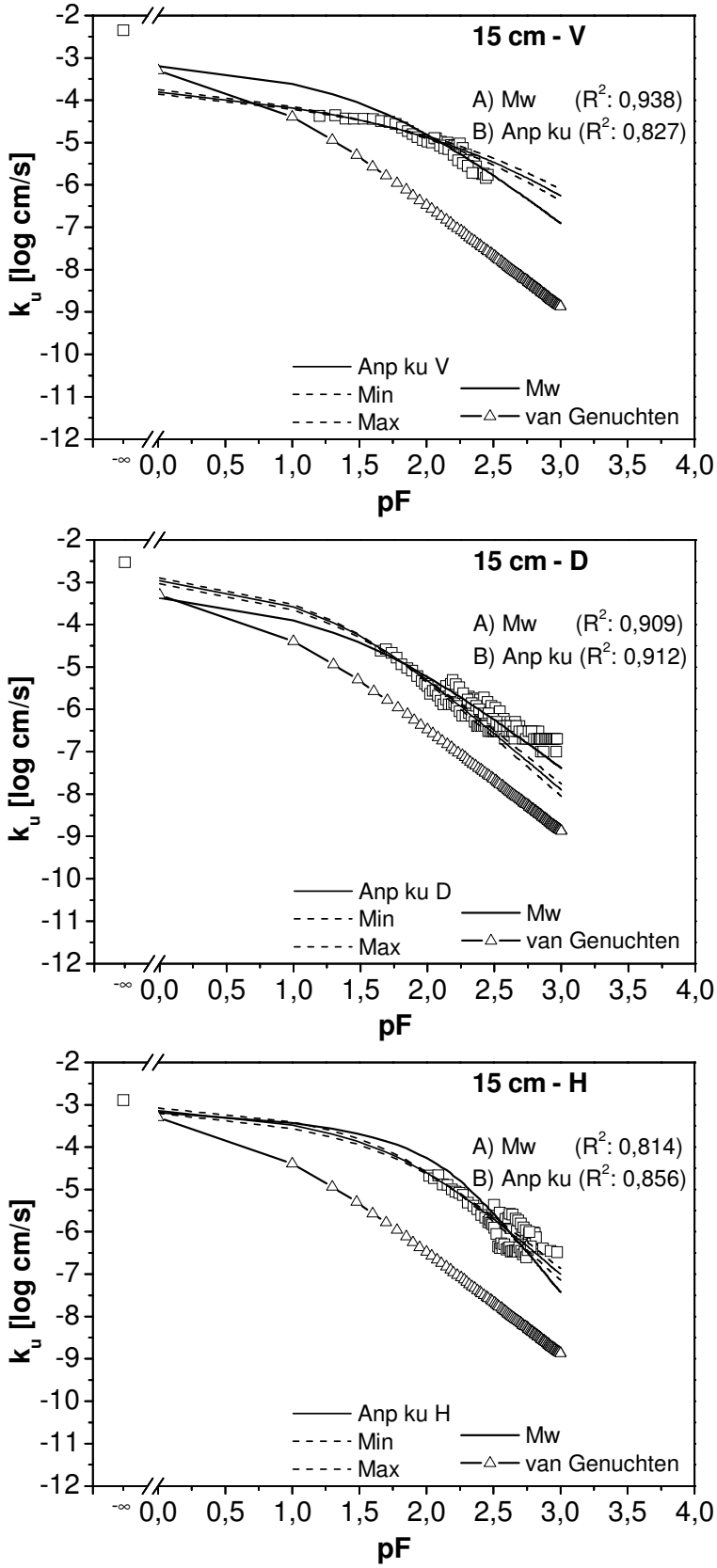


Abb. 1.1: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05).15 cm Tiefe, $CIIS_2$.

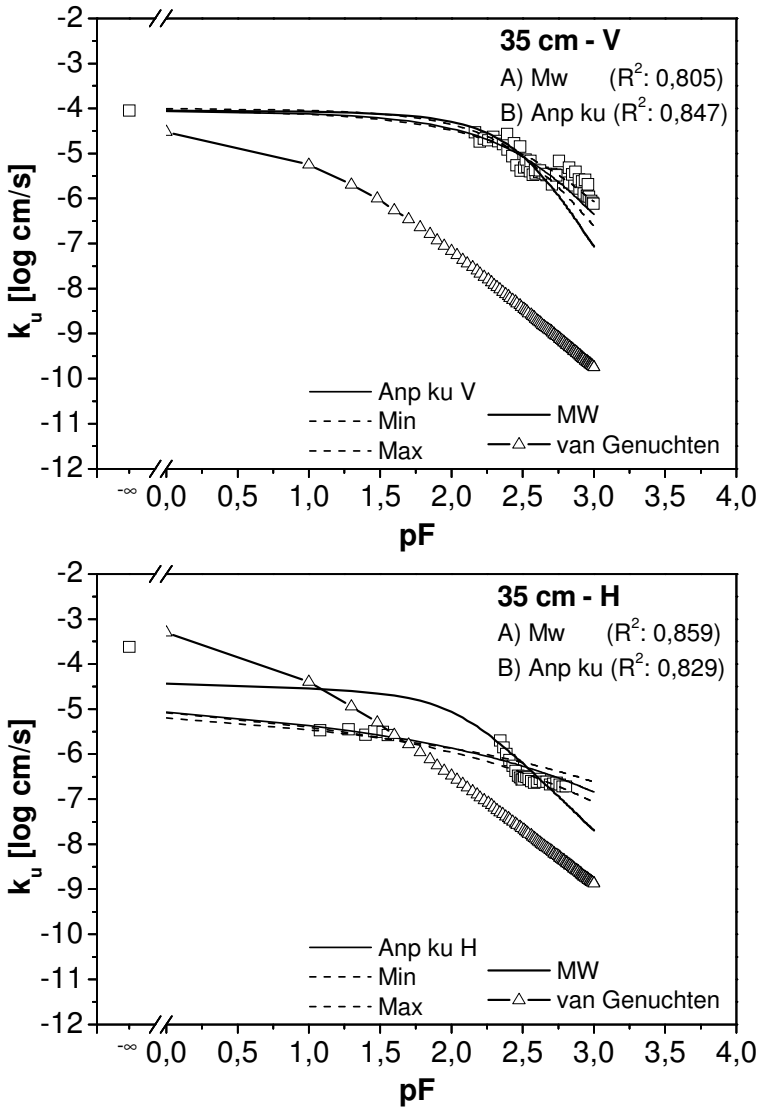


Abb. 1.2: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05).35 cm Tiefe, $CIIS_2$.

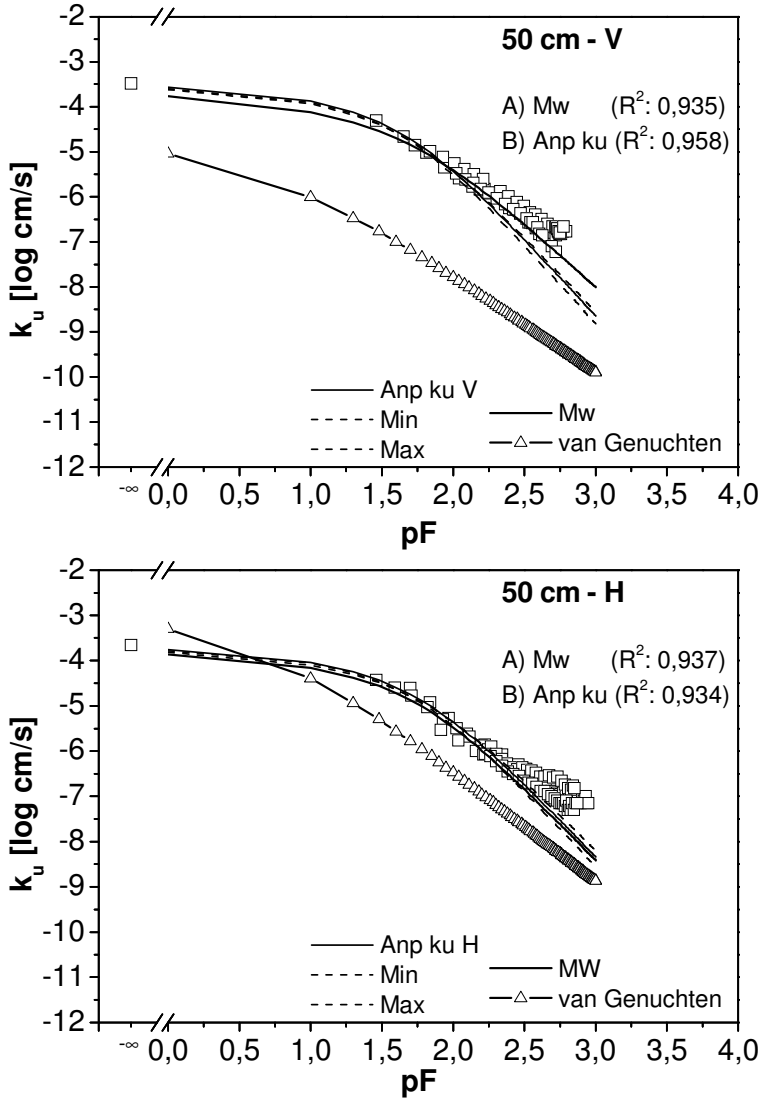


Abb. 1.3: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05).50 cm Tiefe, $CIIS_2$.

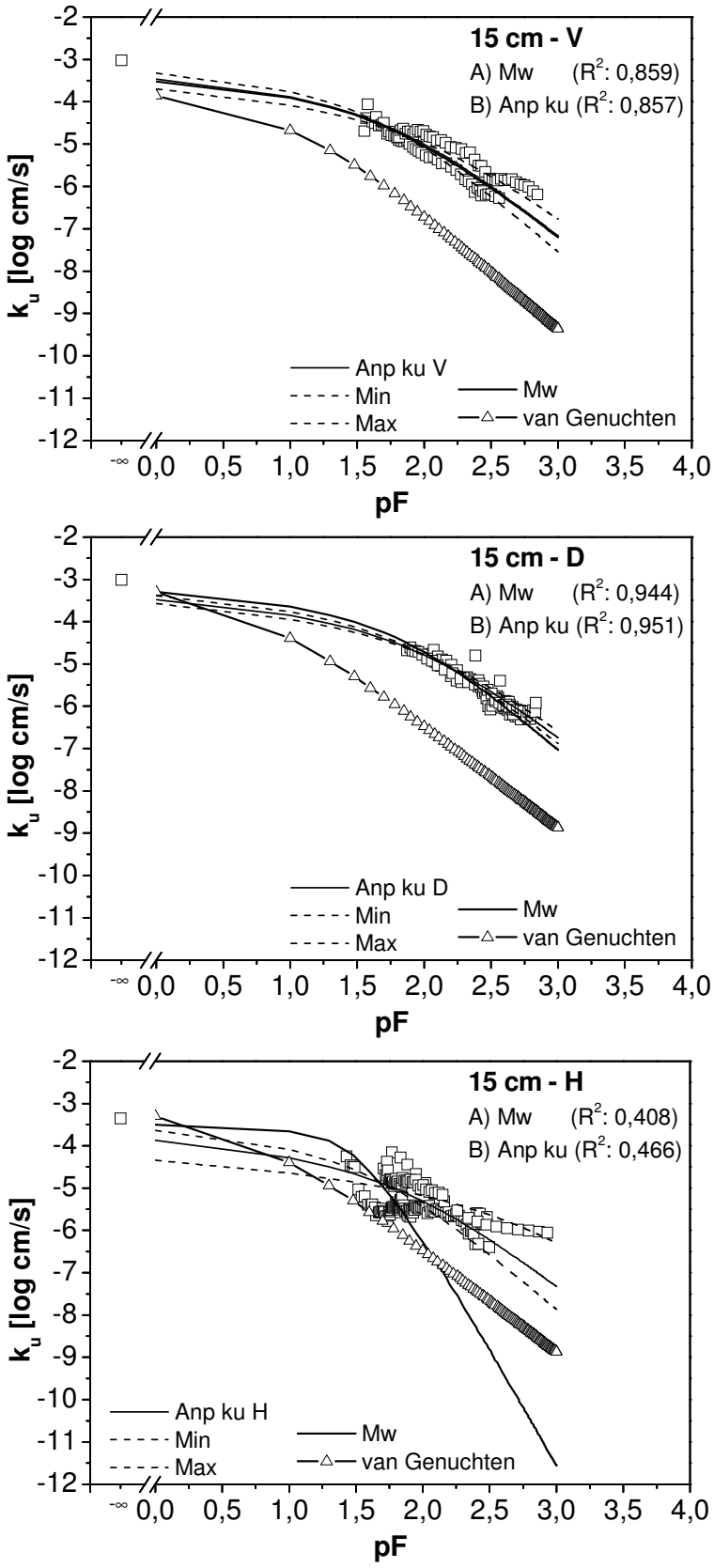


Abb. 1.4: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05).15 cm Tiefe, $CIIS_3$.

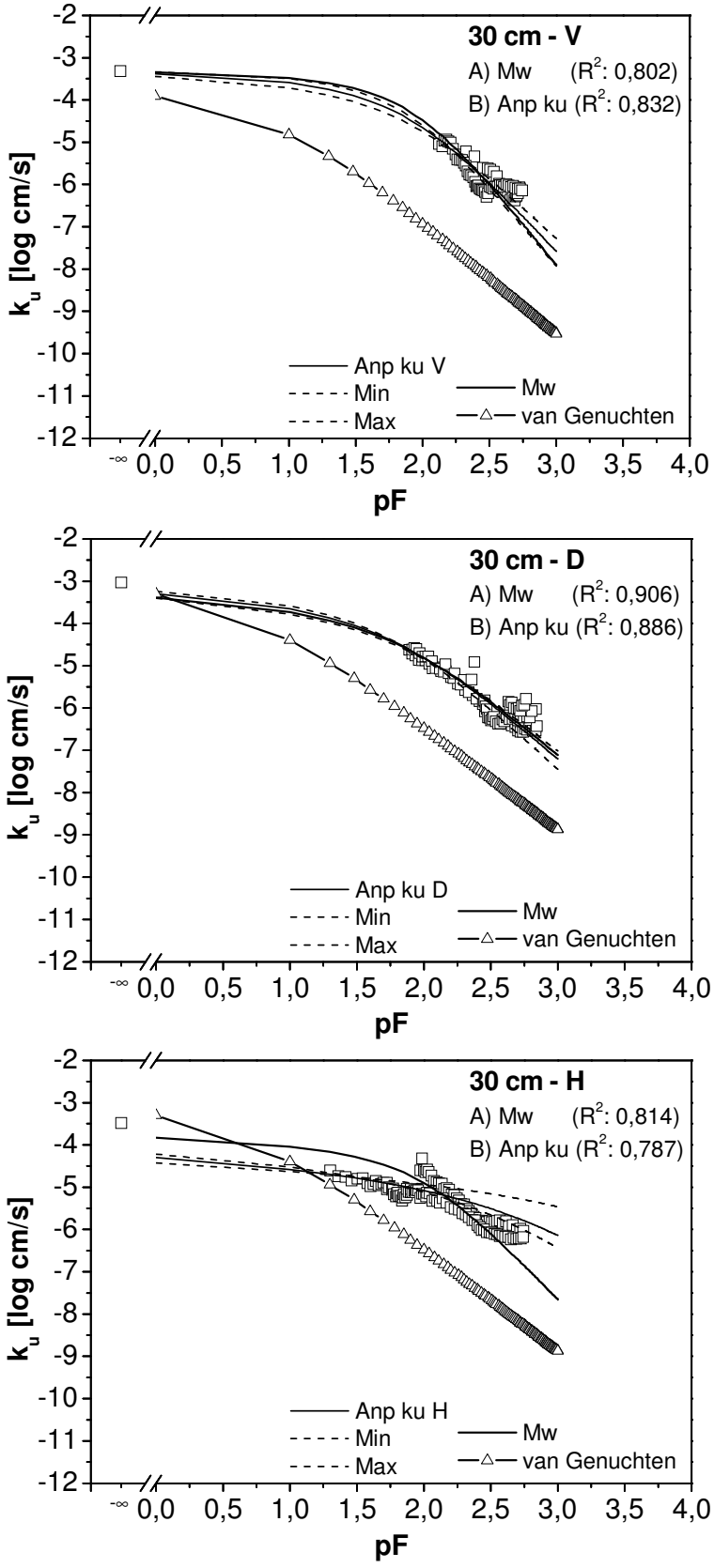


Abb. 1.5: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05). 30 cm Tiefe, $CIIS_3$.

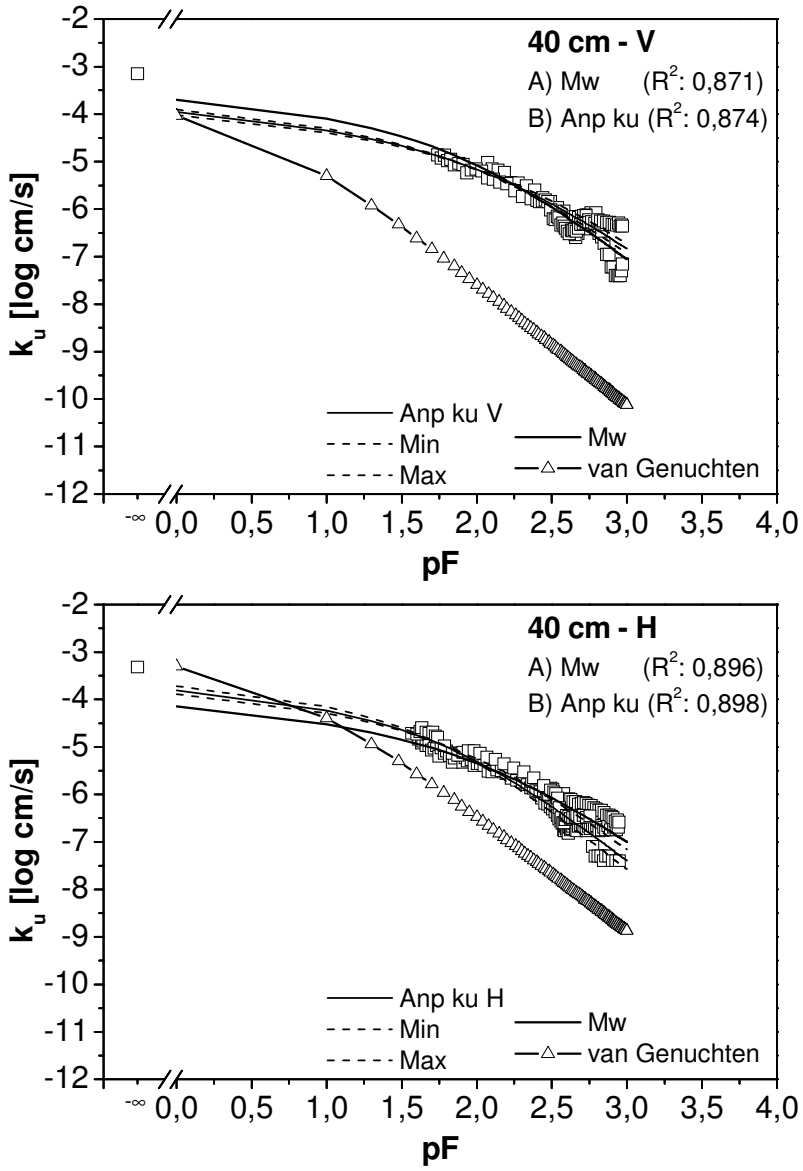


Abb. 1.6: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05).40 cm Tiefe, $CIIS_3$.

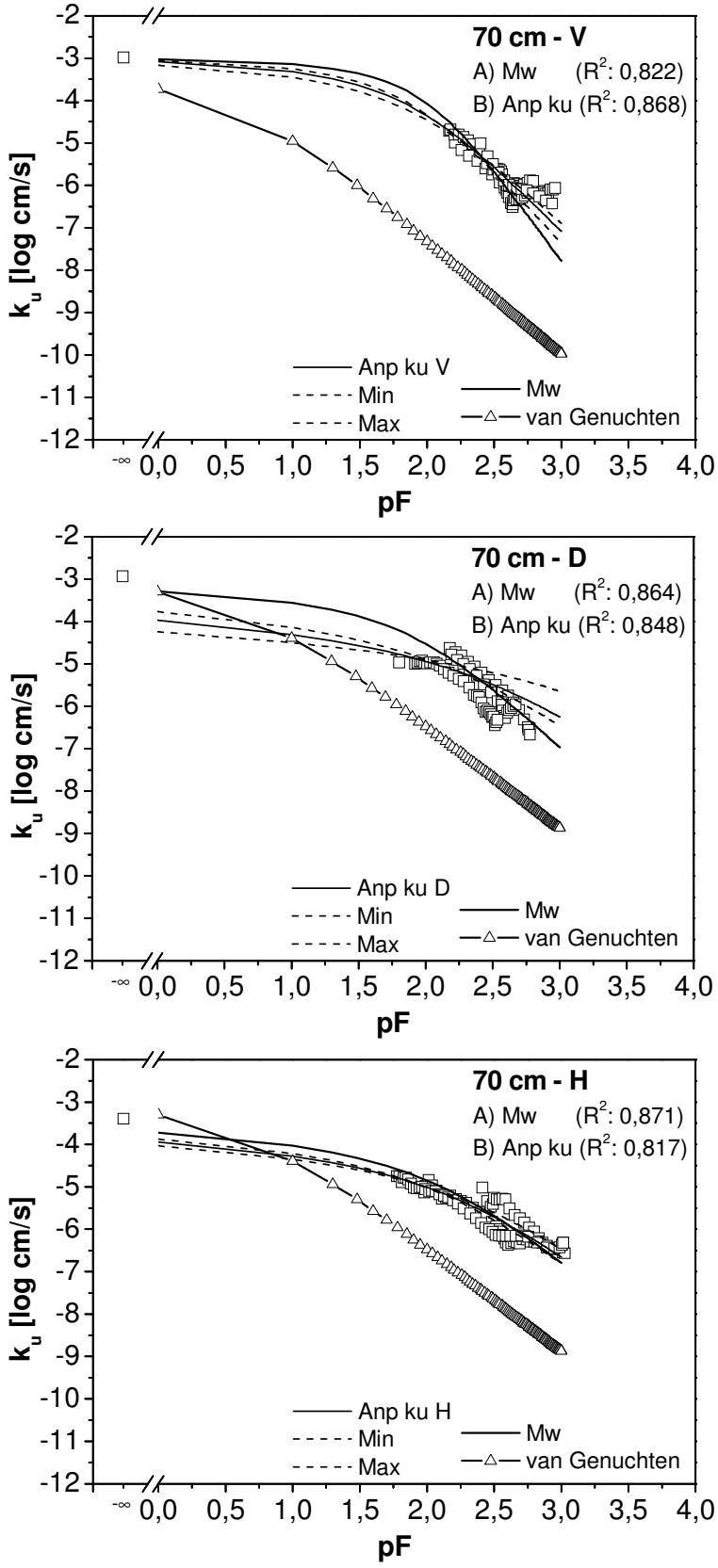


Abb. 1.7: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05). 70 cm Tiefe, $CIIS_3$.

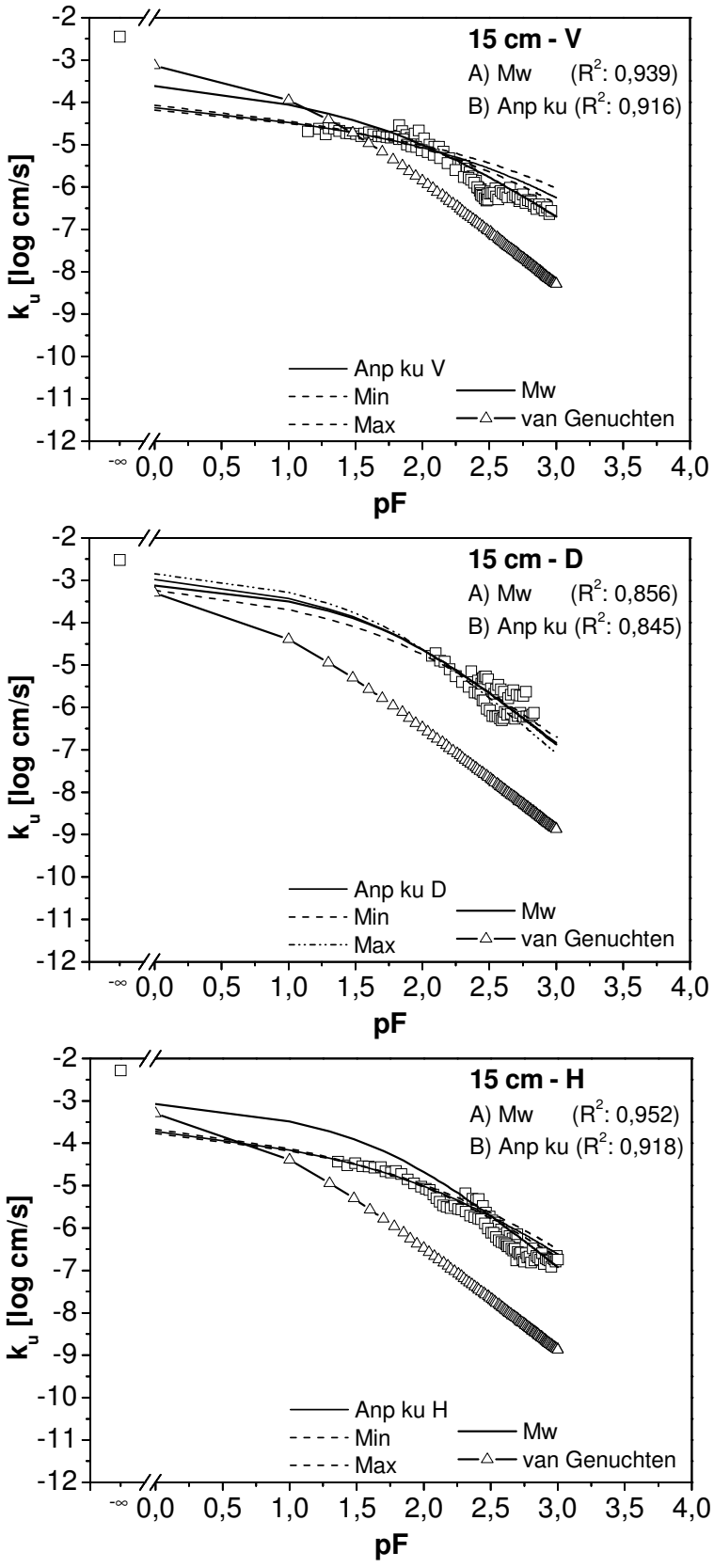


Abb. 1.8: Vergleich der angepassten ku-Funktion (A und B) mit der mit α und n modellierten ku-Funktion (van Genuchten). Werte bei pF -∞ entsprechen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Sättigung. Die gestrichelten Kurven bei ku-A entsprechen den Konfidenzintervallen der ku-Funktion (α = 0,05). 15 cm Tiefe, CIS_1.

2 ANHANG B

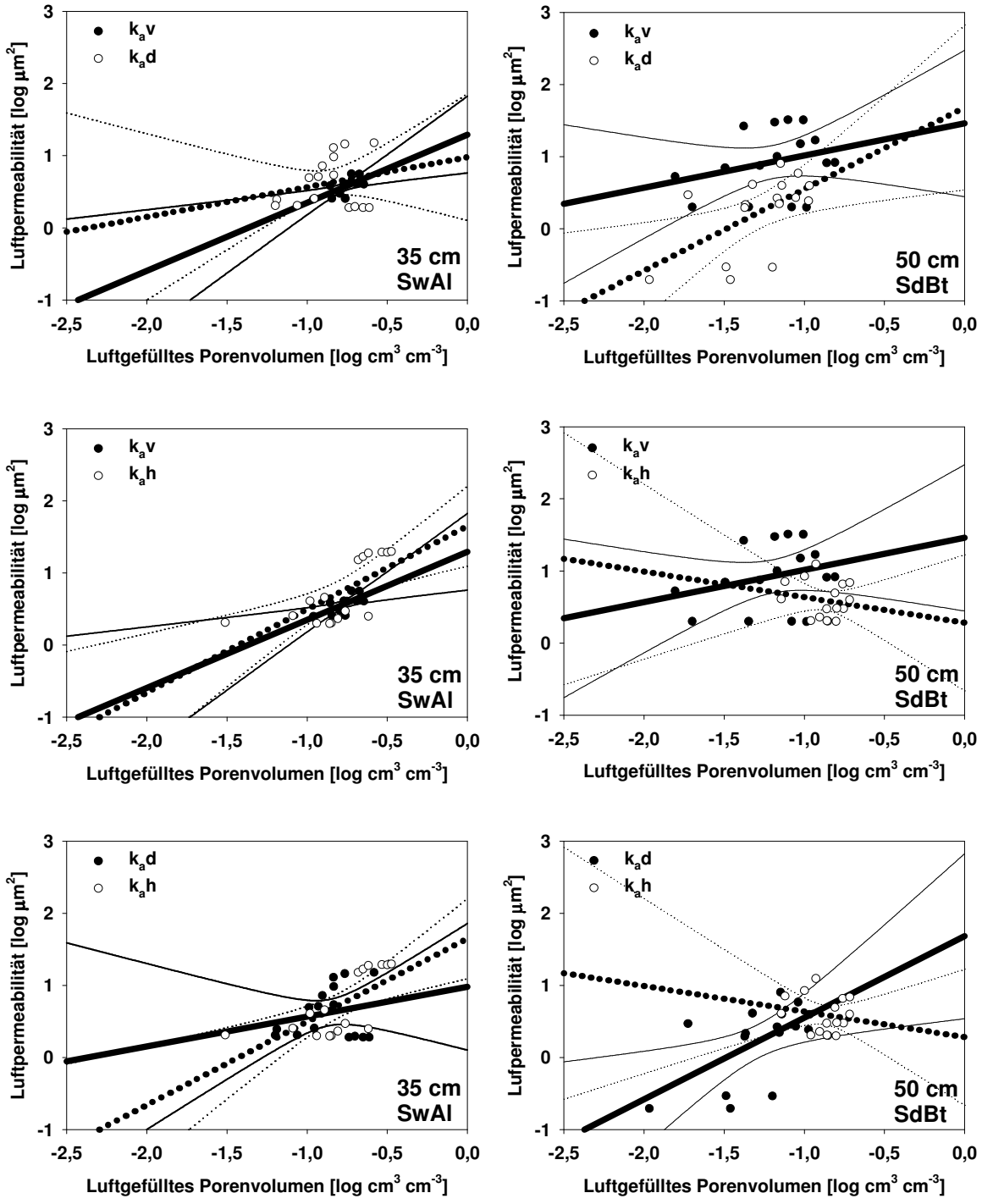


Abb. 2.1: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 35 cm (links) und 50 cm (rechts) Tiefe in $CIIS_2$. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilität ($\alpha = 0,05$).

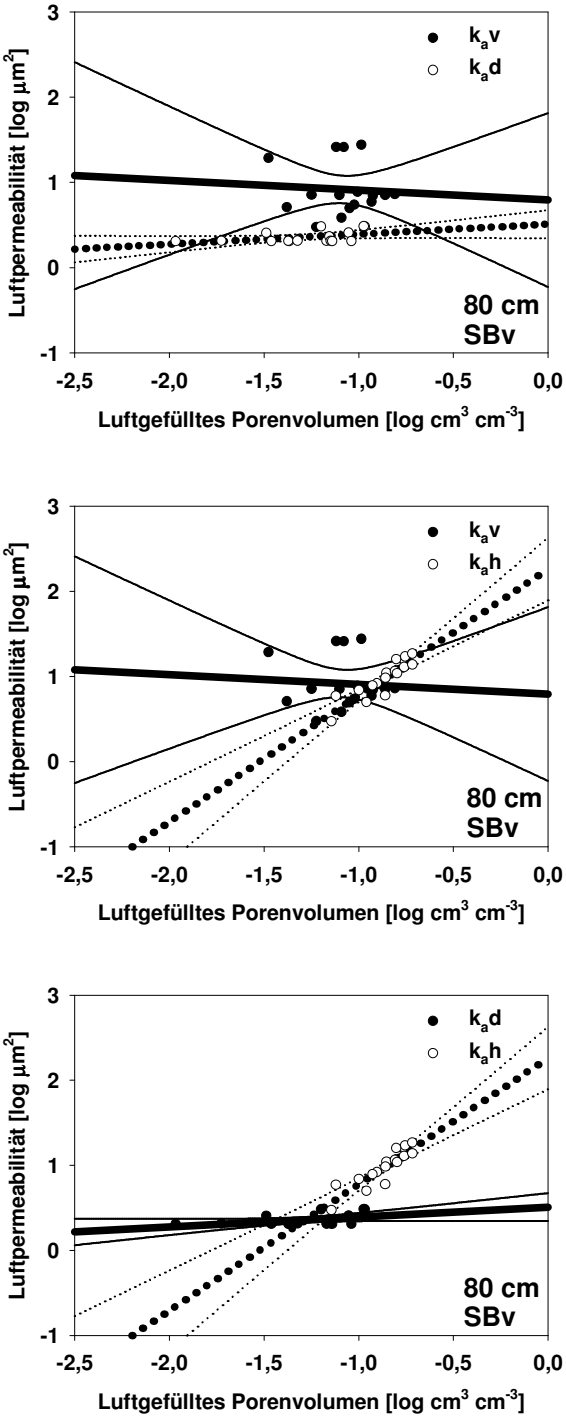


Abb. 2.2: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 80 cm Tiefe in $CIIS_2$. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilität ($\alpha = 0,05$).

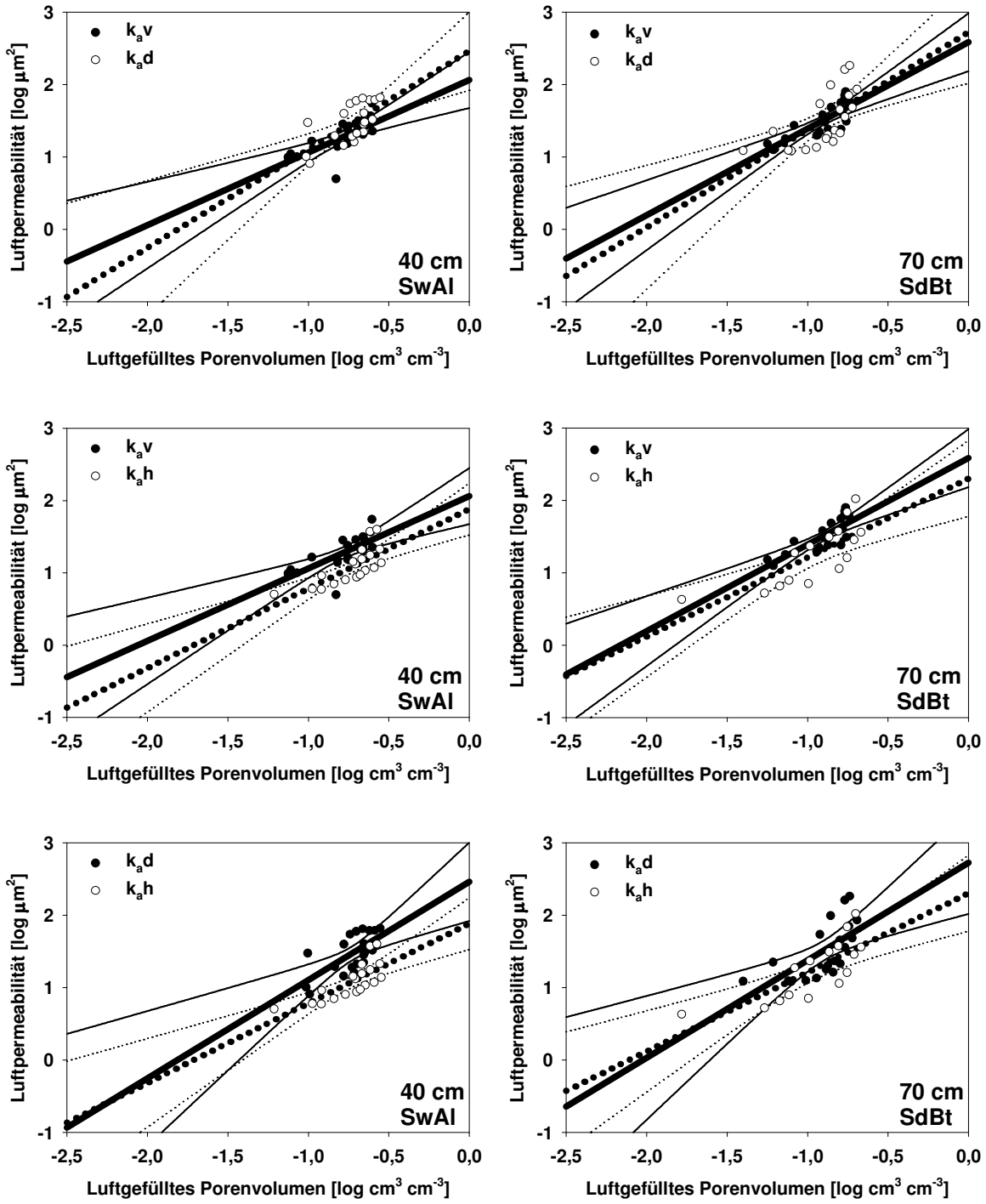


Abb. 2.3: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 40 cm (links) und 70 cm (rechts) Tiefe in CIS_1. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilität ($\alpha = 0,05$).

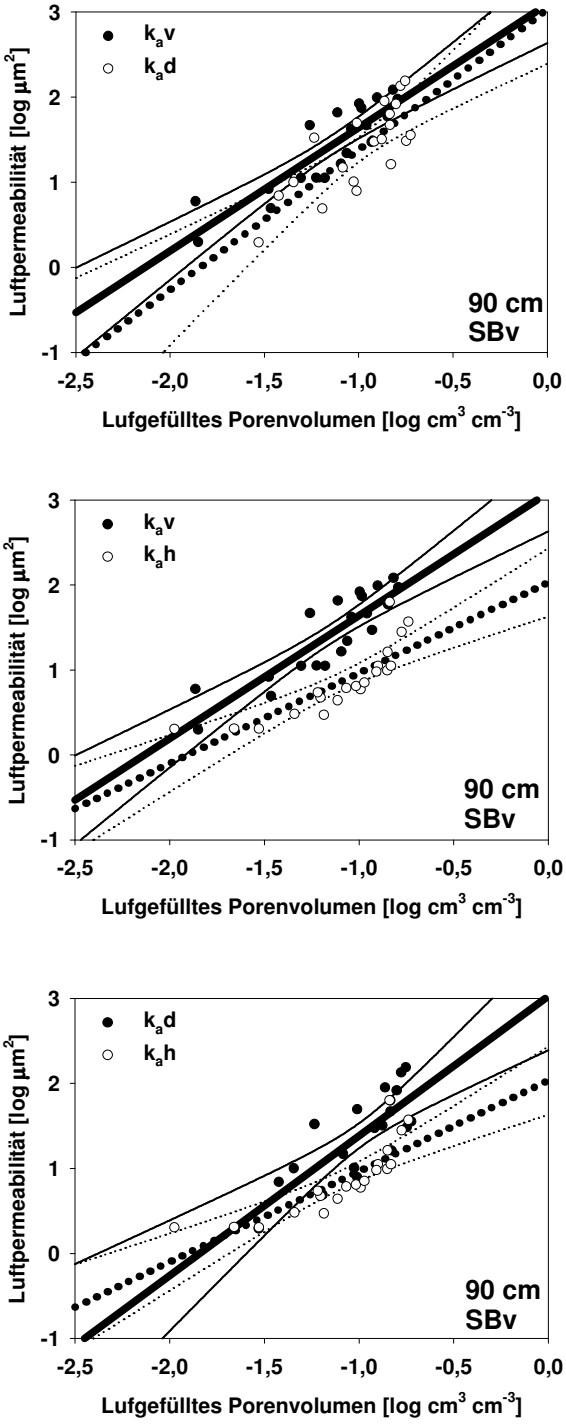


Abb. 2.4: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 90 cm in CIS_1. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilität ($\alpha = 0,05$).

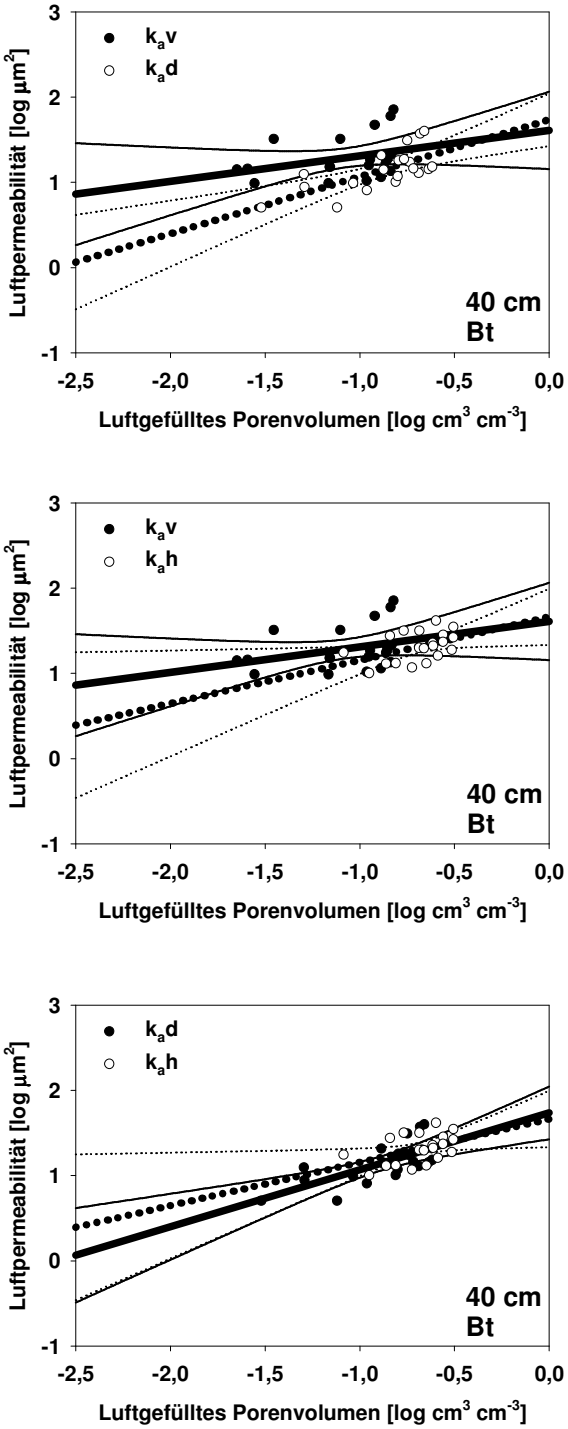


Abb. 2.5: Beziehung zwischen luftgefülltem Porenvolumen und Luftpermeabilität in den entnommenen Richtungen in 40 cm Tiefe in CIS_2. Die gestrichelten Kurven entsprechen den Konfidenzintervallen der angepassten Luftpermeabilität ($\alpha = 0,05$).

Tab. 2.1: Parameter zur Beschreibung der Luftpermeabilität. Standort CIIS$_2$, a: ohne Berücksichtigung der Schrumpfung; b: mit Berücksichtigung der Schrumpfung.

Tiefe	Winkel	Log M (a)	Log M (b)	N (a)	N (b)	B.P. (a)	B.P. (b)	R^2 (a)	R^2 (b)
[cm]	[°]	[-]	[-]	[-]	[-]	[% Vol.]	[% Vol.]	[-]	[-]
15	0	3,737	4,687	2,808	3,574	4,670	4,880	0,48	0,76
	45	3,392	3,512	2,454	2,283	4,149	2,898	0,63	0,73
	90	2,966	3,018	1,748	1,705	2,001	1,698	0,60	0,66
25	0	2,709	2,844	2,080	2,088	4,983	4,342	0,47	0,49
	45	2,431	2,346	1,427	1,223	1,978	1,206	0,60	0,64
	90	2,410	2,513	1,103	1,156	0,652	0,671	0,74	0,76
35	0	1,293	1,381	0,944	0,962	4,268	3,677	0,46	0,48
	45	0,980	0,914	0,414	0,319	0,429	0,137	0,05	0,02
	90	1,649	1,845	1,153	1,304	3,714	3,840	0,48	0,62
50	0	1,459	2,193	0,447	0,945	0,054	0,476	0,08	0,24
	45	1,683	1,952	1,131	1,363	3,256	3,698	0,34	0,27
	90	0,279	2,174	-0,04	1,175	-	1,409	0,03	0,66
80	0	0,793	1,909	-0,11	0,872	-	0,648	0,01	0,28
	45	0,509	0,550	0,117	0,143	0,040	0,014	0,21	0,27
	90	2,263	2,142	1,485	1,143	2,991	1,337	0,80	0,67

Tab. 2.2: Parameter zur Beschreibung der Luftpermeabilität. Standort CIS_1. a: ohne Berücksichtigung der Schrumpfung; b: mit Berücksichtigung der Schrumpfung.

Tiefe	Winkel	Log M (a)	Log M (b)	N (a)	N (b)	B.P. (a)	B.P. (b)	R^2 (a)	R^2 (b)
[cm]	[°]	[-]	[-]	[-]	[-]	[% Vol.]	[% Vol.]	[-]	[-]
15	0	2,777	2,410	1,529	1,077	1,529	0,577	0,42	0,21
	45	2,979	3,036	2,171	2,176	4,245	4,024	0,56	0,62
	90	2,918	2,529	1,669	1,013	1,786	0,318	0,32	0,12
30	0	2,816	2,799	1,715	1,633	2,283	1,932	0,43	0,43
	45	2,689	2,702	1,769	1,778	3,018	3,022	0,57	0,59
	90	2,266	2,301	1,161	1,146	1,118	0,981	0,29	0,31
40	0	2,063	1,974	1,003	0,845	0,875	0,461	0,50	0,45
	45	2,462	2,431	1,358	1,192	1,541	0,913	0,45	0,46
	90	1,884	1,861	1,099	0,974	1,935	1,226	0,55	0,58
70	0	2,584	3,849	1,195	1,663	0,688	0,484	0,64	0,58
	45	2,723	4,466	1,347	2,063	0,952	0,683	0,42	0,22
	90	2,303	2,938	1,092	1,767	0,778	2,175	0,59	0,61
90	0	3,089	3,177	1,448	1,479	0,735	0,713	0,77	0,70
	45	3,029	2,885	1,645	1,433	1,441	0,971	0,62	0,58
	90	2,033	2,143	1,066	1,103	1,238	1,139	0,68	0,73

Tab. 2.3: Parameter zur Beschreibung der Luftpermeabilität. Standort CIS_2.

Tiefe [cm]	Winkel [°]	M [-]	N [-]	B.P. [% Vol.]	R^2 [-]
15	0	3,180	1,898	2,110	0,537
	45	3,369	2,295	3,405	0,559
	90	1,986	1,123	1,704	0,511
30	0	2,881	1,788	2,444	0,683
	45	2,202	0,542	0,009	0,108
	90	2,639	1,589	2,185	0,556
40	0	1,610	0,299	0,0004	0,109
	45	1,736	0,668	0,253	0,475
	90	1,664	0,508	0,053	0,213

3 ANHANG C

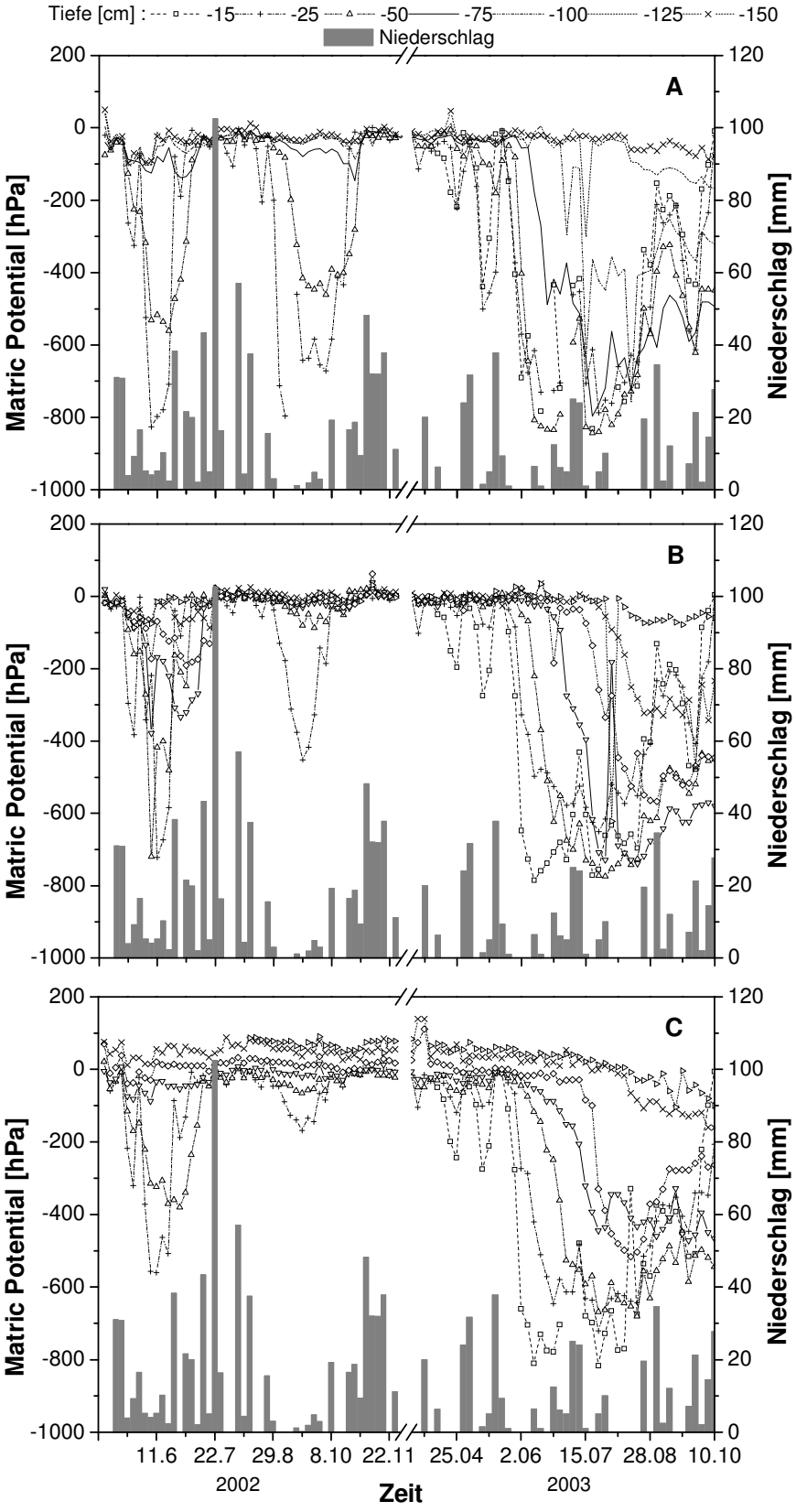


Abb. 3.1: Wasserspannungs-, Niederschlagsverlauf an Standorten bei Catena I (A: CIS_1, B: CIS_2 und C: CIS_3) in den beiden Jahren 2002 und 2003.

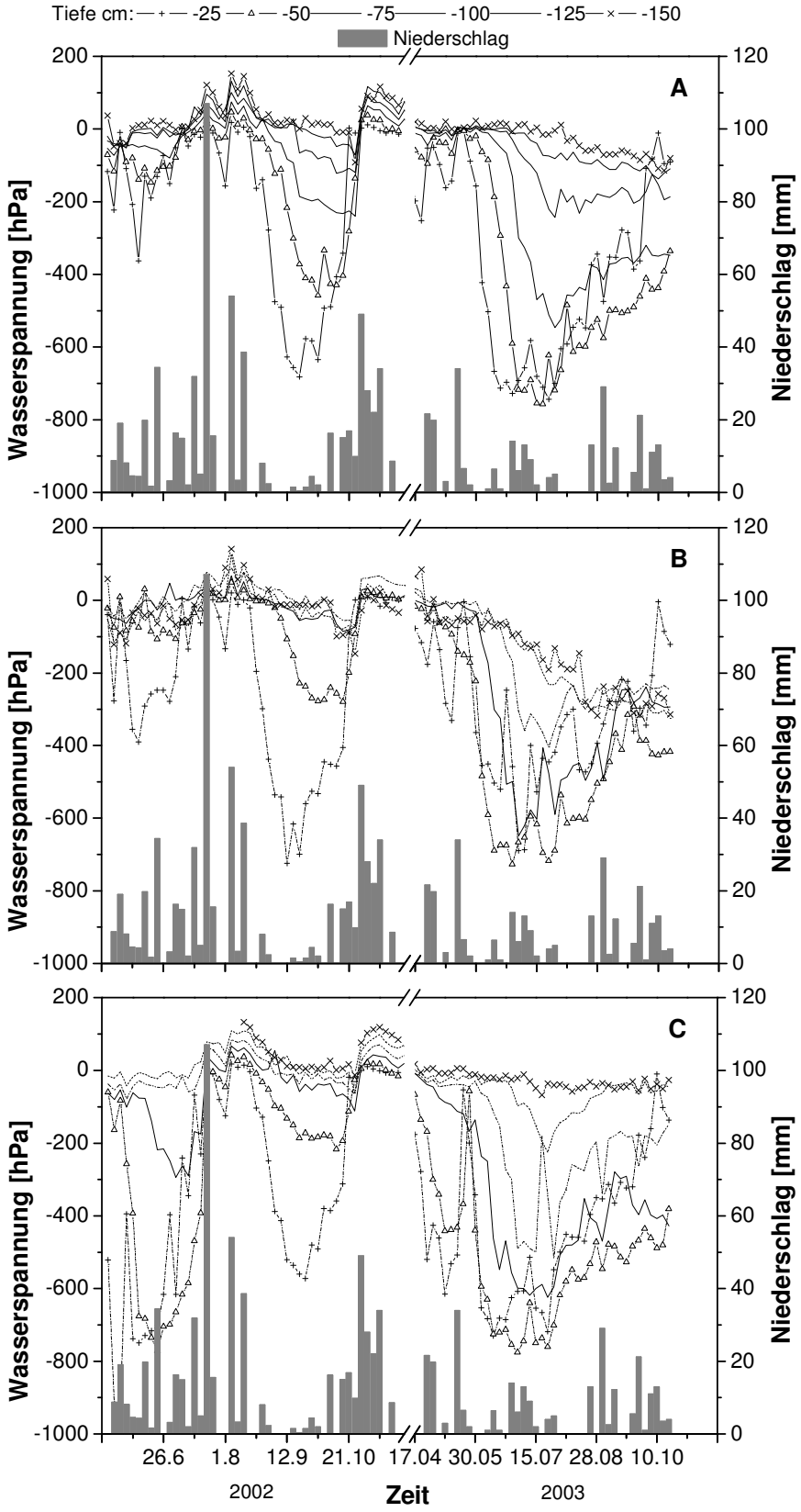


Abb. 3.2: Wasserspannungs-, Niederschlagsverlauf an Standorten bei Catena III (A: CIIIS$_1$, B: CIIIS$_2$ und C: CIIIS$_3$) in den beiden Jahren 2002 und 2003.

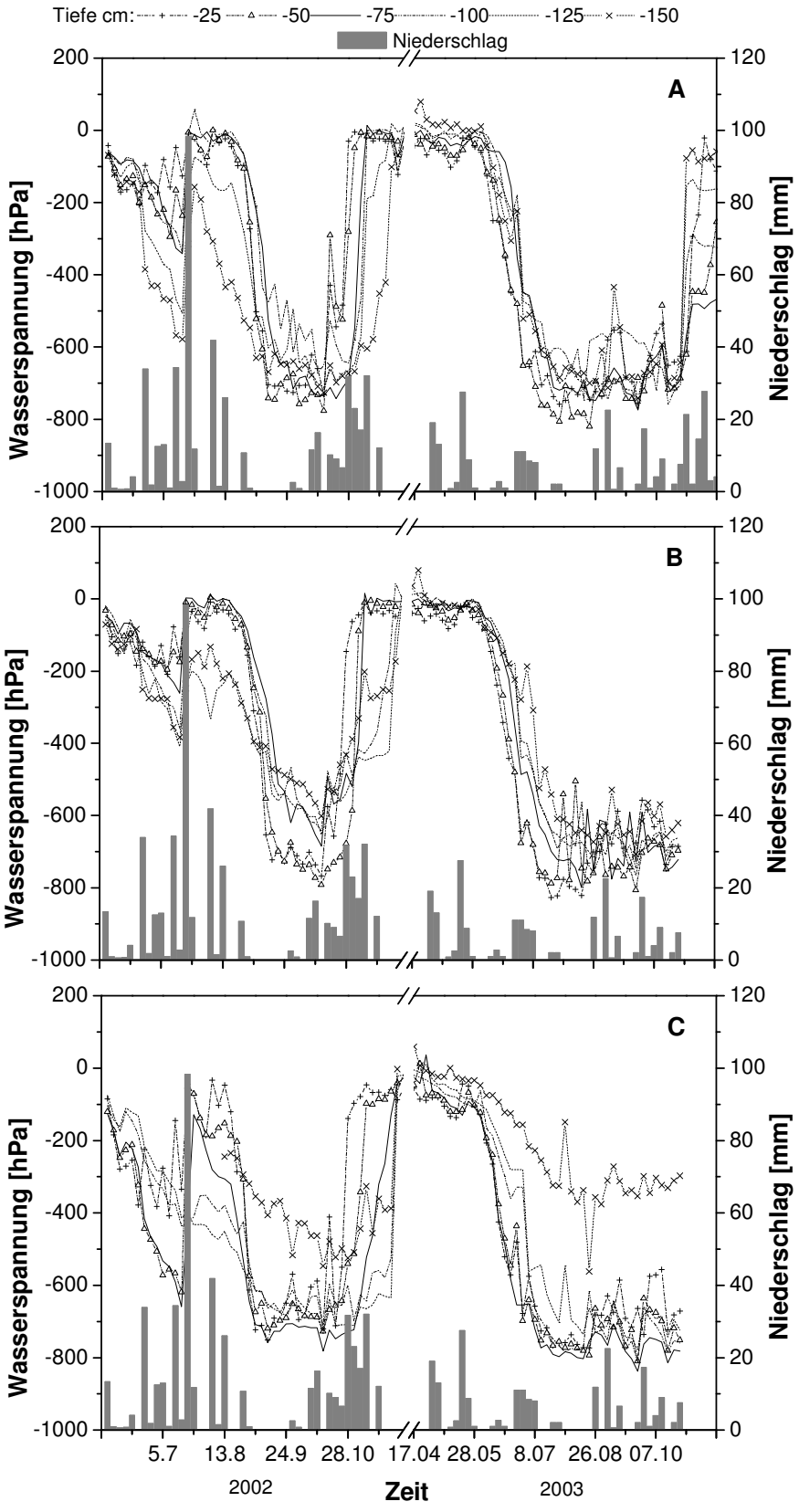


Abb. 3.3: Wasserspannungs-, Niederschlagsverlauf an Standorten bei Waldcatena (A: CWS_1, B: CWS_2 und C: CWS_3) in den beiden Jahren 2002 und 2003.

Danke!!!

Mein erster besonderer und herzlicher Dank geht an Herrn Prof. Dr. Rainer Horn für die Überlassung dieses interessanten Themas und für die Unterstutzung, Hilfsbereitschaft und Motivation während der Durchführung meiner Arbeit.

In meinen Gedanken bleiben die Unterstützung und Motivation, die ich von Herrn Prof. Dr. Achim Ellies an der Universität Austral in Valdivia bekommen habe, und welches mich dazu geführt hat, dass ich mich für die Wissenschaft entschieden habe.

Ein schöner Dank geht auch an alle Mitarbeiter, Doktoranten und Hiwis des Instituts, die immer ein angenehmes Arbeitsklima geschaffen haben und mir immer gerne meine Fragen beantworteten. Ich möchte mich besonders bei Doris Rexilius bedanken, die für mich k_u-Messungen in alle möglichen Richtungen durchgeführt hat. Sabine und Stefan, ich danke Euch für die rechtschreiblichen Korrekturen des Manuskripts, und für Euere grammatikalischen Vorschläge, die zu einem besseren Verständnis „meines Deutsches“ geführt haben.

Ich darf und will meine „liebe Leute“ nicht vergessen, und möchte mich ganz herzlich bei Euch Orsi, Stefan, Emi und Dori (P.L. I, Dankiii für die Übersetzung auf Polnisch) bedanken. Unsere langen Besprechungen sowohl in wissenschaftlichen als auch in „anderen“ Bereichen werden immer in meinen Gedanken bleiben. Ihr seid super Leute und habe mich gefreut Euch kennen zu lernen!!!!

Para mis viejitos (José y Violeta) sólo tengo palabras de agradecimiento por la formación que me dieron, por haberme dado la posibilidad de estudiar y por el cariño que me entregaron junto a mis hermanos (Anita y el Nonitolo). Gracias por creer en mi, los kero mucholo!!!!.

Jede wissenschaftliche Arbeit ohne finanzielle Hilfe ist schwer durchzuführen. Deswegen bedanke ich mich ganz gerne an DAAD (Deutscher Akademischer Austausch Dienst) für die finanzielle Unterstützung durch ein Stipendium. Die Untersuchungen fanden auf „Gut Ritzerau“ statt, und deshalb geht auch Dank an den Betriebseigentümer Prof. Dr. Günther Fielmann.

Lebenslauf

Name:	José Miguel Dörner Fernández
Geburtsdatum:	07.01.1975
Geburtsort:	Osorno
Nationalität:	chilenisch
Familienstand:	ledig

Schulbildung

1981-1983	San Mateo Grundschule Osorno
1984-1992	Windsor School Valdivia

Studium

1993-1998	Agrarwissenschaft an der Austral Universität Valdivia Chile

Berufliche Tätigkeiten

1999-2000	Ing. Agrar. an SAG Chile
2002-2005	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunke der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel (Promotion)
2005-	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Agraringenieurwissenschaft und Bodenkunke der Austral Universität Valdivia Chile