

**Untersuchungen zum Wasserhaushalt eines
Fichtenwaldstandorts unter Berücksichtigung der
Humusaufgabe**

Dissertation

**zur Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)
an der Fakultät Biologie/Chemie/Geowissenschaften
der Universität Bayreuth**

**vorgelegt von
Tobias Zuber
aus Helmbrechts**

Bayreuth, Dezember 2007

Vollständiger Abdruck der von der Fakultät für Chemie, Biologie und Geowissenschaften der Universität Bayreuth genehmigten Dissertation zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.).

Die Arbeiten zur vorliegenden Dissertation wurden im Zeitraum von 2003 bis 2006 am Lehrstuhl für Bodenökologie der Universität Bayreuth unter der Leitung von PD Dr. Werner Borken durchgeführt.

Einreichung der Dissertation am:	21.12.2007
Tag des wissenschaftlichen Kolloquiums:	09.06.2008

Gutachter:

Erstgutachter:	PD Dr. W. Borken
Zweitgutachter:	Prof. Dr. B. Huwe

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung

Summary

1. Einleitung.....	1
2. Stand der Forschung.....	2
2.1. Bedeutung von Humusauflagen in Waldökosystemen.....	2
2.2. Bodenfeuchtemessung in Mineralboden- und Humusauflagehorizonten.....	8
2.2.1. TDR-, FDR- und ECH ₂ O-Sonden.....	8
2.2.2. Tensiometer.....	10
2.2.3. Equitensiometer.....	11
2.2.4. Feuchtemessung mittels elektrischer Leitfähigkeit.....	12
2.2.4.1. Elektrische Leitfähigkeit des Bodens und der Bodenlösung.....	12
2.2.4.2. Messtechnik unter Verwendung elektrischer Leitfähigkeitsmessung.....	12
Gipsblock und Watermark-Sensoren.....	12
„Electrical Impedance Grids“.....	13
„Soil Surface Wetness Sensor“.....	15
2.3. Berücksichtigung der Humusaufgabe in Wasserhaushaltsmodellen.....	15
2.4. Forschungsbedarf.....	16
3. Ziele.....	18
4. Material und Methoden.....	21
4.1. Untersuchungsstandort.....	21
4.1.1. Bodeneigenschaften des Untersuchungsgebiets.....	21
4.1.2. Teilflächen.....	23
4.2. Bodenphysikalische Laboruntersuchungen.....	24
4.3. Entwicklung eines Lindenholzsensors zur Bestimmung von Matrixpotentialen in Humusaufgabehorizonten.....	27
4.3.1. Aufbau des Sensorelementes und Messtechnik.....	27
4.3.2. Beständigkeit des Sensors.....	30
4.3.3. pF – Sensorsignalkurve des Lindenholzsensors.....	30
4.3.3.1. pF-Werte 2,5 bis 4,2 – Einstellen von Saugspannungen durch Überdruck..	30
4.3.3.2. pF-Werte >4,2 – Gesättigte Salzlösungen zur Einstellung definierter Saugspannungen.....	31
4.3.4. Sensormessungen in Hochmoortorfsubstrat.....	34
4.3.5. Temperaturabhängigkeit des Sensorsignals.....	35
4.3.6. Laborkalibrierung anhand definierter Saugspannungen und Temperaturen.....	35

Inhaltsverzeichnis

4.3.7. Freilandkalibrierung	39
4.4. Freilandmessungen	39
4.4.1. Messtechnik und Messprogramm.....	39
4.4.1.1. Bestandesniederschlag	40
4.4.1.2. Bodentemperatur.....	40
4.4.1.3. Instrumentierung des Mineralbodens	41
4.4.1.4. Volumetrische Wassergehaltsbestimmung an Humusauflagenmaterial.....	41
4.4.1.5. Instrumentierung der Humusauflagehorizonte zur Messung von Wassergehalten und Saugspannungen	42
ECH ₂ O-Sonden.....	42
Mobile Einstich-FDR-Sonde.....	42
Einstichtensiometer.....	43
Lindenholzsensoren.....	44
4.5. Modellierung des Bodenwasserhaushalts	45
4.5.1. Modellbeschreibung	45
4.5.2. Meteorologische Randbedingungen.....	46
4.5.2.1. Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration	46
4.5.2.2. Bestimmung des Sättigungsdefizits.....	47
4.5.3. Parametrisierung des Modells	47
4.5.3.1. Bodenphysikalische Parametrisierung des Modells	47
4.5.3.2. Aktuelle Evaporation und aktuelle Transpiration	48
4.5.3.3. Wurzelverteilung.....	50
4.5.4. Kalibrierung und Validierung des Modells	51
5. Ergebnisse	52
5.1. Bodenphysikalische Laboruntersuchungen.....	52
5.2. Entwicklung des Lindenholzensors	55
5.2.1. Beständigkeit und Wasseraufnahme des Sensorholzes	55
5.2.2. pF – Sensorsignalkurve des Lindenholzensors	56
5.2.3. Sensormessungen in Hochmoortorfsubstrat	57
5.2.4. Temperaturabhängigkeit des Sensorsignals	58
5.2.5. Laborkalibrierung des Sensors an Of- und Oh-Material	60
5.3. Ergebnisse der Freilandmessungen.....	63
5.3.1. Bestandesniederschlag	63
5.3.2. Bodentemperaturen im Of und Oh	64
5.3.3. Saugspannungen und Wassergehalte im Mineralboden.....	65
5.3.4. Wassergehalte und Saugspannungen in der Humusauflage	66
5.3.4.1. Volumetrische Wassergehalte im Of- und Oh-Horizont und daraus	

Inhaltsverzeichnis

berechnete Saugspannungen	66
5.3.4.2. Kalibrierung der ECH ₂ O-Sonde und Messung in der Humusauflage	70
5.3.4.3. Bestimmung des volumetrischen Wassergehalts mittels mobiler Einstich-FDR-Sonde.....	73
5.3.4.4. Messung der Saugspannung in der Humusauflage mittels Einstichtensiometer	74
5.3.4.5. Ergebnisse der Messungen mit Lindenholzsensoren.....	75
Freilandkalibrierung	77
Ableitung kontinuierlicher Saugspannungen aus Signalen der Lindenholzsensoren.....	83
5.4. Modellierung des Bodenwasserhaushalts.....	85
5.4.1. Kalibrierung des Modells	85
5.4.1.1. Wasserspannungen.....	85
5.4.1.2. Wassergehalte.....	87
5.4.2. Validierung des Modells	87
5.4.2.1. Saugspannungen im Mineralboden.....	87
5.4.2.2. Wassergehalte im Mineralboden	89
5.4.2.3. Wassergehalte in der Humusauflage	90
5.4.2.4. Saugspannungen in der Humusauflage	94
5.4.3. Sickerung.....	95
6. Diskussion	97
6.1. Bestimmung bodenphysikalischer Parameter an Humus-auflagematerial	97
6.2. Entwicklung eines Lindenholzsensors zur Messung von Matrixpotentialen in Humusauflagehorizonten	100
6.2.1. Weiterentwicklung der Messtechnik	100
6.2.2. Laborkalibrierung.....	100
6.2.3. Freilandkalibrierung und Messbereich.....	101
6.2.4. Freilandmessungen	102
6.3. Bestimmung von Wassergehalten und Saugspannungen in Humusauflagehorizonten mittels unterschiedlicher Messtechniken	104
6.3.1. Gravimetrische Bestimmung des volumetrischen Wassergehalts.....	104
6.3.2. ECH ₂ O-Sonden (EC-20).....	105
6.3.3. Tragbare Einstich-FDR-Sonde	106
6.3.4. Einstichtensiometer	107
6.3.5. Vergleichende Betrachtung der Bestimmung von Wassergehalten und Matrixpotentialen durch unterschiedliche Messtechnik	108
6.4. Modellierung des Bodenwasserhaushalts.....	111

Inhaltsverzeichnis

6.4.1. Kalibrierung	111
6.4.2. Validierung und Modellierung des Wasserhaushalts in der Humusaufgabe	112
7. Schlussfolgerungen	118
8. Literaturverzeichnis	121

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Durchwurzelung des Of-Horizonts bis etwa 4 cm Tiefe am Standort Coulissenhieb II (Teilfläche K2).....	3
Abb. 2: Versuchsanordnung nach Gillespie und Kidd (1978).	14
Abb. 3: Versuchsanordnung nach Hanson et al. (2003), $V_1=V_x(R_s/(R_s+R_f))$	14
Abb. 4: Bodenprofil am Standort Coulissenhieb II (Fläche K2), Bodentyp Braunerde- Podsol.....	22
Abb. 5: Überdachung der Fläche A2 zur Simulation eines Austrocknungsereignisses im Jahr 2006 auf der Untersuchungsfläche „Coulissenhieb II“ der Forschergruppe des BayCEER am Waldstein im Fichtelgebirge und Lage der Teilflächen.....	24
Abb. 6: Beprobung des obersten Mineralbodenhorizonts (Aeh).	25
Abb. 7: a) Foto eines Lindenholzsensors mit Steckverbindungen zur Messelektronik und schematischer Aufbau in b) Seiten- und c) Frontansicht, Maßangaben in cm.....	29
Abb. 8: Schematische Darstellung der Versuchsanordnung zur Einstellung von Saugspannungen bis pF 4,2 im Drucktopf auf keramischer Saugplatte (Lindenholzsensoren in Seitenansicht, ohne Drucktopf und Elektronik).....	31
Abb. 9: Versuchsanordnung zur Einstellung von Saugspannungen im Drucktopf.....	31
Abb. 10: Schematische Darstellung der Versuchsanordnung (ohne Elektronik) zur Einstellung von Saugspannungen >pF 4,2 für den Lindenholzsensoren über gesättigten Salzlösungen (Lindenholzsensoren in Frontansicht).	33
Abb. 11: Versuchsanordnung zur Einstellung von Saugspannungen über gesättigten Salzlösungen.	34
Abb. 12: Schematische Darstellung der Versuchsanordnung im Drucktopf zur Einstellung von pF 4,2 für das System Sensor-Humusauflagematerial (ohne Darstellung der Messelektronik).	36
Abb. 13: Schematische Darstellung der Versuchsanordnung zur Einstellung von Saugspannungen für das System Sensor-Humusauflagematerial im Exsikkator über gesättigten Salzlösungen für pF-Werte >4,2 (ohne Darstellung der Messelektronik).	37
Abb. 14: Versuchsanordnung zur Einstellung von Saugspannungen >pF 4,2 über gesättigten Salzlösungen für das System Sensor-Humusauflagematerial. Anschluss der Sensoren durch Stopfenbohrungen an die Messelektronik.	37
Abb. 15: Mobile FDR-Sonde (ML-2x, Delta-T Devices) zur Bestimmung des Wassergehalts in der Humusauflage.....	43
Abb. 16: Instrumentierung der Humusauflage mit Lindenholzsensoren (Bildmitte; im	

Abbildungsverzeichnis

Vordergrund Regenmessbecher und Kippwaage zur Bestimmung des Bestandesniederschlags).....	44
Abb. 17: Abhängigkeit des Faktors f vom pF-Wert in 5 cm Bodentiefe (pF_5).....	49
Abb. 18: Abhängigkeit des Feddes-Parameters a vom pF-Wert.....	50
Abb. 19: Vertikale Wurzelverteilung im Modellprofil als relative Größe W ab Bodenoberfläche.	51
Abb. 20: Retentionskurven für die Humusauflagehorizonte (oben) und die Mineralbodenhorizonte (unten) mit den jeweiligen van Genuchten-Anpassungen (Austrocknung). Die Balken zeigen die Standardabweichung des Mittelwertes ($n=5$).....	54
Abb. 21: Mittlere Wassergehalte von Lindenholzstücken ($n=5$, \pm Standardabweichung) beim Bad in Leitungswasser ohne und mit Vorbehandlung durch Holzschutzmittel.	55
Abb. 22: Mittlerer Masseverlust von Lindenholzstücken ($n=12$, \pm Standardabweichung) nach definierten Vorbehandlungen (Bad in Holzschutzmittel Sadolin) nach 191 Tagen in Humusauflagenmaterial (Of-Material eines Fichtenstandorts, 20°C, Wassergehalt 2,50 g g ⁻¹).	56
Abb. 23: Mittlere Wassergehalte ($n=8$, \pm Standardabweichung) von vorbehandelten Lindenholzstücken in Leitungswasser vor bzw. nach sechsmonatigem Verbleib im Humusauflagematerial eines Nadelwalds im Labor bei 20 °C und 2,50 g g ⁻¹ Wassergehalt.....	56
Abb. 24: Zusammenhang zwischen eingestellter Saugspannung für das Sensorholz und dem jeweiligen mittleren Sensorsignal bei Austrocknung und anschließender Wiederbefeuchtung ($n=4$, \pm Standardabweichung, 20 °C).	57
Abb. 25: Abhängigkeit des Sensorsignals ($n=5$, Mittelwert \pm Standardabweichung) von der Temperatur bei definierten gravimetrischen Wassergehalten des Sensorholzes.....	58
Abb. 26: Zusammenhang zwischen gravimetrischem Wassergehalt, Temperatur und Sensorsignal des Lindenholzsensors (als Kehrwert des elektrischen Widerstands).	59
Abb. 27: Tägliche Summen des Bestandesniederschlags (BN) auf der Fläche K2 ab Beginn der Freilandmessungen am 1.4.2005 bis 31.12.2006.	63
Abb. 28: Temperaturverlauf in 4 (Of) bzw. 8 cm (Oh) Bodentiefe im Jahr 2006 auf den Flächen A2 und K2.	64
Abb. 29: Verlauf der mittleren Saugspannungen im Jahr 2006 in 10, 20 und 90 cm Mineralbodentiefe auf der Fläche K2 (oben, eigene Messungen, $n=3$ je Tiefe) und in 20, 40 und 90 cm Mineralbodentiefe auf der Fläche A2 ($n=1$, Daten der	

Abbildungsverzeichnis

Forscherguppe).....	65
Abb. 30: Mittlerer volumetrischer Wassergehalt im Of und Oh auf den Flächen K2 und A2 (\pm Standardabweichung, n=3) und Differenz der jeweiligen Wassergehalte zwischen A2 und K2.....	68
Abb. 31: Aus den volumetrischen Wassergehalten über die pF-Kurve ermittelte Saugspannungen der Horizonte Of und Oh auf den Flächen K2 und A2 (Mittelwert \pm Standardabweichung, n=3) und Differenz der jeweiligen Saugspannungen zwischen A2 und K2.....	69
Abb. 32: Laborkalibrierung der ECH ₂ O-Sonden an gesiebttem Of- und Oh-Material ($\rho_b=0,13$ bzw. $0,20$ g cm ⁻³) des Standorts Coulissenhieb (n=3) bei 20 °C.....	70
Abb. 33: Freilandkalibrierung der ECH ₂ O-Sonden: Mittleres Sensorsignal bei mittleren volumetrischen Wassergehalten für Of- und Oh-Horizont der Flächen A2 und K2 (\pm Standardabweichung, n=3 für beide Achsen).....	71
Abb. 34: Aus den ECH ₂ O-Signalen über die Freilandkalibrierung berechnete kontinuierliche volumetrische Wassergehalte (Mittelwert, n=3) auf den Flächen K2 und A2 und die mittleren gravimetrisch bestimmten volumetrischen Wassergehalte (\pm Standardabweichung, n=3).....	72
Abb. 35: Empirischer Zusammenhang zwischen mittlerer Ausgangsspannung einer mobilen FDR-Sonde (\pm Standardabweichung, n=12 pro Fläche) und mittlerem volumetrischen Wassergehalt (n=3 pro Fläche und Horizont) für den Of- und Oh-Horizont der Flächen A2 und K2.....	74
Abb. 36: Aus Messungen mit Einstichtensiometern (Oh) ermittelte Saugspannungen auf der Fläche K2 (n=4, \pm Standardabweichung). Im Vergleich dazu der Verlauf der aus den volumetrischen Wassergehalten über die van Genuchten-Anpassung berechneten Saugspannungen (K2 Oh, n=3, \pm Standardabweichung).....	75
Abb. 37: Verlauf der Sensorsignale der Lindenholzsensoren auf den Flächen A2 und K2 im Of- und Oh-Horizont und Differenz zwischen A2 und K2 (Median, n=10).....	76
Abb. 38: Zusammenhang zwischen Sensorsignal (n=10, Median \pm mittlere Abweichung vom Median) und Wassergehalt (n=3; \pm Standardabweichung) im Of-Horizont der Fläche A2.....	78
Abb. 39: Sensorsignale der Lindenholzsensoren im Of-Horizont (A2, n=10, Median) in Beziehung zum volumetrischen Wassergehalt (Mittelwert, n=3) und zur Temperatur (Mittelwert, n=4).....	79
Abb. 40: Sensorsignale der Lindenholzsensoren im Of-Horizont (K2, n=10, Median) in Beziehung zum volumetrischen Wassergehalt (Mittelwert, n=3) und zur Temperatur (Mittelwert, n=4).....	80
Abb. 41: Sensorsignale der Lindenholzsensoren im Oh-Horizont (A2, n=10, Median) in	

Beziehung zum volumetrischen Wassergehalt (Mittelwert, n=3) und zur Temperatur (Mittelwert, n=4).	81
Abb. 42: Mittlerer gravimetrisch ermittelter volumetrischer Wassergehalt (n=3, \pm Standardabweichung) und aus dem Median der Lindenholzsensoren ermittelter volumetrischer Wassergehalt (LHS, abgebildet sind nur Wassergehalte <20 Vol.-%) für K2 Of, A2 Of und A2 Oh.	82
Abb. 43: Umrechnung der volumetrischen Wassergehalte in Saugspannungen über die van Genuchten-Funktion - aus den Messungen der Lindenholzsensoren (LHS-WG: nur Wassergehalte <20 Vol.-% wurden umgerechnet) und aus den gravimetrisch bestimmten volumetrischen Wassergehalten (vol. WG, n=3; \pm Standardabweichung) für K2 Of, A2 Of und A2 Oh.	84
Abb. 44: Gemessene und modellierte pF-Werte in 10, 20 und 90 cm Mineralbodentiefe und die Summen der täglichen Bestandesniederschläge (BN) der Kontrollfläche K2.	86
Abb. 45: Gemessene und modellierte Wassergehalte in 25 cm Mineralbodentiefe am Standort Coulissenhieb II (Fläche K2).	87
Abb. 46: Vergleich der mittleren gemessenen Saugspannungen in 10, 20 und 90 cm Mineralbodentiefe auf der Fläche K2 im Jahr 2006 (n=3) mit den modellierten Werten für die Flächen A2 und K2 und Bestandesniederschlag der Fläche K2.	88
Abb. 47: Durch die Forschergruppe auf der Fläche K2 gemessene Wassergehalte in 25 cm und 60 cm Mineralbodentiefe (je n=1) und die modellierten Wassergehalte für die gleichen Tiefen.	89
Abb. 48: Mittlere gemessene und modellierte Wassergehalte im Of- und Oh-Horizont der Fläche K2 für die Vegetationsperiode des Jahres 2006 (\pm Standardabweichung, n=3).	91
Abb. 49: Mittlere gemessene und modellierte Wassergehalte im Of- und Oh-Horizont der Fläche A2 für die Vegetationsperiode des Jahres 2006 (\pm Standardabweichung, n=3).	92
Abb. 50: Gegenüberstellung der modellierten und gemessenen volumetrischen Wassergehalte (WG) der Versuchsflächen in den Humusauflagehorizonten Of und Oh (— 1:1-Beziehung).	93
Abb. 51: Für den Of- und Oh-Horizont der Fläche K2 modellierte Saugspannungen und die jeweils aus den volumetrischen Wassergehalten über die pF-Kurve (van Genuchten-Anpassung) berechneten Saugspannungen (n=3).	94
Abb. 52: Für den Of- und Oh-Horizont der Fläche A2 modellierte Saugspannungen und die jeweils aus den volumetrischen Wassergehalten über die pF-Kurve (van Genuchten-Anpassung) berechneten Saugspannungen (n=3).	95

Abb. 53: Verlauf der kumulierten Sickerwassermenge in 90 cm Mineralbodentiefe auf
den Flächen A2 und K2 im Jahr 2006.96

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Mittlere chemische Eigenschaften von Bodenhorizonten am Standort
Coulissenhieb II im Fichtelgebirge (nach Hentschel et al., 2007).....23

Tab. 2: Relative Luftfeuchte (RF) und daraus resultierende totale Saugspannung (Ψ_t)
bzw. pF-Werte von Probenmaterial über gesättigten Salzlösungen bei 20 °C.....32

Tab. 3: Aufbau der Bodensäule im Modell.....48

Tab. 4: Mittlere gesättigte Leitfähigkeit, mittlere Trockenrohichte (Feinsubstanz <2
mm) (je n=6 für Mineralbodenhorizonte bzw. n=4 für Humusauflagehorizonte)
sowie Substanzdichte und Porosität der Feinsubstanz der Mineralboden- und
Humusauflagehorizonte der Fläche K2 (SD=Standardabweichung des
Mittelwerts). 52

Tab. 5: Textur der Mineralbodenhorizonte auf der Fläche K2. 53

Tab. 6: Parameter der van Genuchten-Anpassung (θ_r , θ_s , α , n) und Bestimmtheitsmaß
(r^2) der Retentionskurven aus Abb. 20 für die Humusauflage- und
Mineralbodenhorizonte der Untersuchungsflächen A2 und K2 sowie die
berechnete Feldkapazität (FK) und nutzbare Feldkapazität (nFK) je Horizont.
Der Skelettanteil wurde von Hentschel (schriftliche Mitteilung) auf der Teilfläche
K2 bestimmt..... 53

Tab. 7: Mittlere elektrische Widerstände von Lindenholzsensoren a) ohne umgebendes
Torfsubstrat und b) bei Einbau in Torfsubstrat bei jeweils definierten pF-Werten
(n=4, SD=Standardabweichung des Mittelwerts). 58

Tab. 8: Mittlere Wassergehalte (SD=Standardabweichung) des Of- und Oh-Materials
bei den eingestellten pF-Werten 4,20 und 5,01 a) bei der Aufnahme der pF-
Kurve für das Bodensubstrat (n=3, Zylindervolumen: 100 cm³) und b) bei der
Kalibrierung der Lindenholzsensoren (n=8, Zylindervolumen: 91 cm³). 60

Verzeichnis der Begriffe, Symbole und Abkürzungen

a	Feddes-Parameter: Reduktionsfaktor zur Bestimmung der aktuellen Transpiration [-]
A1, A2, A3	Freilandmanipulationsflächen: Austrocknung und Wiederbefeuchtung
BDG	effektiver Bedeckungsgrad [-]
BN	Bestandesniederschlag [L]
c	Geschwindigkeit einer elektromagnetischen Welle [$L \cdot T^{-1}$]
c_0	Lichtgeschwindigkeit [$L \cdot T^{-1}$]
D	Porendurchmesser [L]
e	Dampfdruck des Wassers [$L^{-1} \cdot M \cdot T^{-2}$]
E_0	Sättigungsdampfdruck des Wassers bei 0°C [$L^{-1} \cdot M \cdot T^{-2}$]
EP_a	aktuelle Evaporation [L]
EP_p	potentielle Evaporation [L]
E_w	Sättigungsdampfdruck des Wassers [$L^{-1} \cdot M \cdot T^{-2}$]
ETa	aktuelle Evapotranspiration [L]
ETp	potentielle Evapotranspiration [L]
f	Faktor zur Ableitung der aktuellen aus der potentiellen Evaporation [-]
FDR	Frequency Domain Response (Messtechnik zur Bestimmung volumetrischer Bodenwassergehalte)
FK	Feldkapazität [L]
g	Erdbeschleunigung [$L \cdot T^{-2}$]
h_k	kapillare Steighöhe [L]
h_{MED}	Streuungskoeffizient bei Verwendung des Medians [-]
h_{MW}	Streuungskoeffizient bei Verwendung des Mittelwertes [-]
K	Kapillarspannung [$L^{-1} \cdot M \cdot T^{-2}$]
K1, K2, K3	Freilandkontrollflächen
k_s	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [$L \cdot T^{-1}$]
LHS	Lindenholzsensor
m	Formparameter der van Genuchten-Anpassung [-]
M_w	Molmasse des Wassers [$M \cdot N^{-1}$]
n	Formparameter der van Genuchten-Anpassung [-]
nFK	nutzbare Feldkapazität [L]
pF	Logarithmus (Basis 10) der Saugspannung in hPa [-]
pF ₅	Logarithmus (Basis 10) der Saugspannung in hPa in 5 cm Bodentiefe [-]
r	Porenradius [L]
R	universelle Gaskonstante [$L^2 \cdot M \cdot T^{-2} \cdot N^{-1} \cdot \Theta^{-1}$]

Verzeichnis der Begriffe, Symbole und Abkürzungen

R_{LHS}	Sensorsignal der Lindenholzsensoren (elektrischer Widerstand) [$L^2 \cdot M \cdot T^{-3} \cdot I^{-2}$]
RF	relative Luftfeuchte [-]
t	empirischer Transmissionskoeffizient [-]
T	Temperatur [Θ]
TP_a	aktuelle Transpiration [L]
TP_p	potentielle Transpiration [L]
TDR	Time Domain Reflectometry (Messtechnik zur Bestimmung volumetrischer Bodenwassergehalte)
u. GOF	unter Geländeoberfläche
W	relativer Wurzelanteil im Bodenprofil im Wasserhaushaltsmodell [-]
α	Kehrwert des Lufteintrittspunkts [L^{-1}]
β	Standardisierter Regressionskoeffizient [-]
β_0	Konstante bei der Berechnung temperaturabhängiger Saugspannungen [Θ]
ϵ_r	relative Dielektrizitätskonstante [-]
θ	volumetrischer Wassergehalt (WG) [$L^3 \cdot L^{-3}$]
θ_s	Sättigungswassergehalt [$L^3 \cdot L^{-3}$]
θ_r	Residualer Wassergehalt [$L^3 \cdot L^{-3}$]
σ_a	elektrische Leitfähigkeit der Bodenfestphase [$L^{-3} \cdot M^{-1} \cdot T^3 \cdot I^2$]
σ_w	elektrische Leitfähigkeit der Bodenlösung [$L^{-3} \cdot M^{-1} \cdot T^3 \cdot I^2$]
σ_s	elektrische Oberflächenleitfähigkeit der Bodenmatrix [$L^{-3} \cdot M^{-1} \cdot T^3 \cdot I^2$]
μ_r	relative magnetische Permeabilität [-]
ρ_w	Dichte des Wassers [$L^{-3} \cdot M$]
ρ_b	Trockenrohichte [$L^{-3} \cdot M$]
ρ_s	Substanzdichte [$L^{-3} \cdot M$]
γ_w	Oberflächenspannung des Wassers [$M \cdot T^{-2}$]
ϕ	Porosität [-]
ϑ	Winkel der Wasseroberfläche mit der Kapillarwand (Randwinkel) [-]
Ψ	Saugspannung [L]
Ψ_t	totale Saugspannung [L]

Zusammenfassung

Die Humusaufgabe ist ein wichtiger Bestandteil von Waldböden, der stark durchwurzelt wird und, in Abhängigkeit von der Mächtigkeit, einen bedeutenden Beitrag zur pflanzenverfügbaren Speicherung von Wasser leisten kann. Dennoch wird die Humusaufgabe in Bodenwasserhaushaltsmodellen nur selten berücksichtigt. In dieser Arbeit soll der Wasserhaushalt der Humusaufgabe eines Fichtenbestands (*Picea abies* L.) im Fichtelgebirge (NO-Bayern) für eine Kontroll- und eine Manipulationsfläche, die über sechs Wochen experimentell ausgetrocknet und anschließend wiederbefeuchtet wurde, quantifiziert und modelliert werden.

Für die korrekte Abbildung des Bodenwasserhaushalts im Modell wurden die bodenphysikalischen Parameter am Untersuchungsstandort umfassend charakterisiert. Die pF-Kurve wurde für die Mineralbodenhorizonte bis pF 4,2, für die Humusaufgabe bis pF 5,5 ermittelt. Die Spanne der volumetrischen Wassergehalte zwischen Sättigung und maximaler Austrocknung ist dabei in der Humusaufgabe sehr viel größer als im Mineralboden. Dies wirkt sich auf die Höhe der nutzbaren Feldkapazität aus, die für die 13 cm mächtige Humusaufgabe mit 41 mm, für den Mineralboden bis 40 cm Bodentiefe, unter Berücksichtigung des Skelettanteils, mit 71 mm bestimmt wurde. Die experimentelle Austrocknung des Fichtenbestands führte, im Vergleich zur Kontrollfläche, lediglich in der Humusaufgabe zu signifikant geringeren Wassergehalten, während im Mineralboden keine Manipulationseffekte auftraten. Zwischen Juli und August 2006 wurden für die Humusaufgabe der Manipulations- und der Kontrollfläche maximale Saugspannungen von pF 6 bzw. pF 5 über die pF-Kurve errechnet.

Ein weiteres Ziel war die Weiterentwicklung eines Lindenholzsensors zur horizontgenauen Bestimmung von Matrixpotentialen in Humusaufgaben mittels elektrischer Leitfähigkeitsmessung. Im Bereich der Messtechnik und bei der Beachtung des Temperatureinflusses konnten Fortschritte erzielt werden, eine kontinuierliche *in situ*-Bestimmung von Matrixpotentialen wurde aber nicht erreicht. Die volumetrischen Wassergehalte konnten im trockenen Bereich bis $0,20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ erfasst werden, im feuchteren Bereich sind die Lindenholzsensoren ungeeignet. Neben der Entwicklung von Lindenholzsensoren sollten weitere Sensoren auf ihre Anwendbarkeit in Humusaufgaben hin getestet und verglichen werden. ECH₂O-Sonden bildeten über eine gute Freilandkalibrierung die volumetrischen Wassergehalte in der Humusaufgabe von 3 bis 60 Vol.-% kontinuierlich und korrekt ab, bei weitestgehender Wartungsfreiheit der Messtechnik. Auch mit einer mobilen FDR-Sonde konnte im Freiland eine gute Kalibrierung zur Bestimmung von volumetrischen Wassergehalten in der Humusaufgabe erzielt werden. Die Verwendung von Einstichtensiometern hingegen kann nur unter feuchten Bedingungen zur Ermittlung von Saugspannungen in Humusaufgaben empfohlen werden. Mit einem Wasserhaushaltsmodell konnte der Wasserhaushalt der Mineralbodenhorizonte und der Humusaufgabe für die Austrocknungsperiode abgebildet werden. Nach stärkeren Niederschlagser-

Zusammenfassung

eignissen wurden die Wassergehalte, insbesondere in der Humusauflage, jedoch teils deutlich überschätzt. Dies wird auf die Ausbildung von Hydrophobizität und dadurch bedingtem präferentiellen Fluss als Folge vorausgegangener Austrocknung zurückgeführt.

Die Arbeit hat gezeigt, dass die Humusauflage in der Vegetationsperiode für den Wasserhaushalt des Fichtenbestands von großer Bedeutung ist. Durch den Vergleich unterschiedlicher Sensoren und die Simulation des Wasserhaushalts im Modell hat sich gezeigt, dass die hohe Dynamik der Wassergehalte und Saugspannungen in der Humusauflage relativ zuverlässig beschrieben werden kann.

Summary

The organic layer is an important part of forest soils, which comprises large amounts of roots and contributes considerably, depending on its thickness, to the plant available storage of water. However, only seldom the organic layer is accounted for in soil water budget models. In this work the water budget of the organic layer of a spruce stand (*Picea abies* L.) in Fichtelgebirge (NE-Bavaria) should be quantified and modelled for a control and a manipulation plot, which was experimentally dried over six weeks with following rewetting.

In order to achieve a correct reproduction of the soil water budget in the model, the soil physical parameters at the study site were comprehensively characterised. The retention curves for the mineral soil horizons and the organic layer were determined until pF 4.2 and pF 5.5, respectively. Thereby, the range of volumetric water contents from saturation to maximum drying is very much greater in the organic layer than in the mineral soil. This affects the plant available water capacity, which was 41 mm in the 13 cm thick organic layer, and 71 mm in the mineral soil down to 40 cm, with respect to the stone content. In comparison to the control plot, the experimental drying of the spruce stand lead to significantly lower water contents only in the organic layer, whereas no manipulation effects occurred in the mineral soil. In the period from July to August 2006, maximum soil water tensions of pF 6 and pF 5 were calculated for the organic layer of the manipulation plot and the control plot, respectively, from the retention curves.

Another aim was the further development of a basswood sensor in order to determine matric potentials in organic layer horizons through electrical conductivity measurements. Concerning the measuring technique and the consideration of temperature influence, progress was achieved, whereas no continuous *in situ*-determination of matric potentials was obtained. The volumetric water contents could be described until $0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ for dry conditions. In a wetter domain, basswood sensors are unsuitable. Besides the development of basswood sensors, other sensors should be tested and compared with regard to their application in organic layers. ECH₂O-probes reproduced the volumetric water contents of the organic layer continuously and correctly from 3 to 60 vol.-%, based on a good calibration in the field at low maintenance of the measuring technique. A good field calibration could also be achieved for a mobile FDR-probe to determine volumetric water contents in the organic layer. On the other hand, the use of injection-tensiometers in the organic layer can only be recommended for the determination of water tensions under wet conditions. The use of a water budget model allowed reproducing the water budget of the mineral soil horizons and the organic layer for the drying period. Though, following heavier rain events, partly, the water contents were considerably overestimated, especially in the organic layer. This is attributed to the occurrence of hydrophobicity and the formation of preferential flow paths as a consequence of the preceding drying.

Summary

This study demonstrated the great importance which inheres in the organic layer during the growing season for the water budget of the spruce stand. The comparison of different sensors and the simulation of the water budget in a model showed, that the high dynamic of water contents and tensions in the organic layer can be described relatively reliably.

1. Einleitung

Die Humusauflage von Waldböden erfüllt eine Vielzahl von Funktionen innerhalb der Wald-Ökosysteme und stellt eine wichtige Komponente für deren Stoff- und Energiekreisläufe dar. Dies gilt insbesondere für die mächtigeren Humusformen Moder und Rohhumus, weniger für die geringmächtige Humusform Mull. Die Humusauflage ist Lebensraum für Bodentiere, Pilze und Bakterien, Saatbett für die Vegetation und Speicher für das Niederschlagswasser. Als geringmächtige Grenzschicht zwischen Mineralboden und Atmosphäre fungiert sie sowohl in Wäldern des temperaten als auch des borealen Klimaraums als Puffer für häufig stark schwankende meteorologische Einflüsse und beeinflusst die Infiltration und Evaporation von Niederschlags- bzw. Bodenwasser. Extreme Schwankungen von Temperatur und Niederschlag, die im Laufe eines Jahres auftreten können, werden von der Humusauflage abgeschwächt an den Mineralboden weitergegeben. Während der Vegetationsperiode unterliegen Humusauflagen damit viel stärker als der Mineralboden einem vielfachen Wechsel von Austrocknung und Wiederbefeuchtung und starken Temperaturschwankungen. Die Wasser- und damit auch die Nährstoffverfügbarkeit aus der Humusauflage variieren dadurch im Laufe der Vegetationsperiode sehr stark. Auf nährstoffarmen Standorten, meist unter Nadelwald, spielt die meist mächtige Humusauflage aber eine wichtige Rolle für die Wasser- und Nährstoffversorgung der Bäume und des Unterwuchses und hat dadurch auch ökonomische Bedeutung. Den Szenarien des IPCC (2007) zufolge, das für die kommenden Jahrzehnte längere Trockenperioden mit anschließenden Starkregenereignissen in Mitteleuropa voraussagt, würden die Schwankungen der Wasser- und Nährstoffverfügbarkeit noch verstärkt.

Mit dieser Arbeit soll ein Beitrag geleistet werden, den Wasserhaushalt von Humusauflagen in Wäldern, der in Zukunft immer mehr an Bedeutung gewinnen wird, genauer erfassen und beschreiben zu können. Es werden verschiedene Techniken zur Messung von Matrixpotentialen und Wassergehalten in Humusauflagen getestet und bewertet. Das Prinzip der elektrischen Leitfähigkeitsmessung zur Messung von Matrixpotentialen in Humusauflagen wird durch die Entwicklung eines Lindenholzsensors fortgeführt. Durch den Einsatz und Vergleich verschiedener Messsysteme sollen zum einen Aussagen über die Anwendbarkeit und die Messgenauigkeit der jeweiligen Technik getroffen werden, zum anderen soll das Maß der Austrocknung von Humusauflagehorizonten eines Fichtenbestands während einer mehrwöchigen Trockenperiode erfasst werden. Mit Hilfe des Modells WHNWIN (Huwe, 1992, Huwe und Totsche, 1995) soll der Bodenwasserhaushalt eines Fichtenbestands abgebildet werden, wobei insbesondere die Humusauflage mit ihren bodenphysikalischen Eigenschaften ins Modell integriert werden soll. Saugspannungen und Wassergehalte könnten dann auch für die Humusauflage modelliert werden.

2. Stand der Forschung

2.1. Bedeutung von Humusauflagen in Waldökosystemen

Sowohl chemisch als auch physikalisch unterscheidet sich die Humusauflage stark vom Mineralboden, da sie zu über 70 Masse-% aus organischer Substanz aufgebaut wird. Dadurch hat sie weltweit Einfluss auf die Festlegung von Kohlenstoff in Wäldern. Matthews (1997) gab eine globale Speichermenge von 68 Pg C in Humusauflagen an, was etwa 3 % der global im Mineralboden bis drei Meter Tiefe gespeicherten C-Menge (2344 Pg C) entspricht (Jobaggy und Jackson, 2000). Aufgrund von Änderungen in der Waldbewirtschaftung oder sich verändernden Umweltbedingungen ist der C-Vorrat der Humusauflage hohen Schwankungen unterworfen. Auch die biologische Aktivität ist in Humusauflagen sehr viel stärker ausgeprägt als im Mineralboden, was zu einem stetigen Umsatz des organisch gebundenen Kohlenstoffs zu CO₂ und gelöster organischer Substanz (DOC) führt, die die Humusauflage nach oben in die Atmosphäre bzw. nach unten in den Mineralboden verlassen. Die Verweilzeit von Kohlenstoff ist dadurch in der Auflage, im Vergleich zum Mineralboden, sehr viel kürzer (Gaudinski et al., 2000).

Die Struktur der Humusauflage ist eng an die Bodenentwicklung gekoppelt und damit auch von der chemischen Zusammensetzung des geologischen Ausgangssubstrats abhängig. Die Baumartenzusammensetzung des Bestands und das Klima spielen hierfür ebenso eine Rolle. Unter kühlen Klimaten treten eher mächtige Humusauflagen auf, da dort zumeist der mikrobielle Abbau der Streu durch die niedrigen Temperaturen gehemmt wird und dadurch langsam oder unvollständig abläuft. Dort sind häufig Koniferen die Bestand bildenden Baumarten, deren Streu im Vergleich zu Laubstreu langsamer abgebaut wird. Die Mächtigkeit der Humusauflagehorizonte kann somit in Wäldern des borealen Klimaraumes über 50 cm betragen (Sharratt, 1997), sofern sie nicht regelmäßig durch Waldbrände vernichtet werden (Chrosciewicz, 1989). Im temperaten Klimaraum liegen die maximalen Mächtigkeiten der Humusauflage, mit Ausnahmen, bei 20 cm bis 30 cm. Eine Differenzierung in L-, Of- und Oh-Lage kann insbesondere auf Standorten mit nährstoffarmen, sauren Böden deutlich hervortreten. Hierfür sind vor allem basenarme Ausgangsgesteine, Säure belastete Niederschläge und besonders in Mitteleuropa die großflächige Bestockung mit Fichte Ausschlag gebende Einflussgrößen, die zu geringer mikrobieller Aktivität im Boden und damit zur Ausbildung von Moder oder Rohhumus als Humusform führten. Findet jedoch die Bodenentwicklung auf besser mit Nährstoffen versorgten Standorten, wie etwa auf Kalkstein, statt, so bewirkt die dortige Bodenflora und -fauna eine rasche Einarbeitung der herabgefallenen Streu in den Mineralboden, wodurch sich geringmächtige Humusauflagen der Humusform Mull entwickeln. Die obersten Mineralbodenhorizonte besitzen dort, vor allem aufgrund der hohen Re-

genwurmaktivität, im Vergleich zu Rohhumusstandorten höhere Gehalte an organischer Substanz, wobei diese durch die Ausbildung von Ton-Humus-Komplexen zusätzlich stärker im Mineralboden gebunden wird. Geringmächtige Humusauflagen sind darüber hinaus nicht selten das Ergebnis von regelmäßig wiederkehrenden Waldbränden in trockenen Klimabereichen der Erde sowie der über Jahrhunderte hinweg für die Viehhaltung durchgeführten Streunutzung der Wälder in Europa.

Wurzelverteilung

An nährstoffarmen Standorten mit ausgeprägter Humusauflage wurzelt die Bodenvegetation überwiegend in der Humusauflage und ist somit auf dessen Wasser- und Nährstoffangebot direkt angewiesen (Paar, 1994, Emmer, 1995). Auch der Baumbestand bezieht einen Großteil seiner Wasser- und Nährstoffversorgung direkt aus der Humusauflage, abhängig von deren Mächtigkeit und Nährstoffangebot. Borken et al. (2007) wiesen bei der Untersuchung bayerischer Waldstandorte etwa 50 % der Fichtenfeinwurzeln in der Humusauflage nach, wobei die Feinwurzelbiomasse linear mit der Humusauflagenmächtigkeit anstieg. Schmid und Kazda (2002) fanden in Beständen, die nur aus einer Baumart bestehen, das Maximum der Wurzellängendichte in 0 bis 10 cm Bodentiefe. Majdi und Persson (1993) zeigten, dass sich etwa 75 % der Fichtenfeinwurzeln der durch sie untersuchten Bodenprofile in der Humusauflage befinden. Abb. 1 zeigt die Durchwurzelung des Of-Horizonts auf der Kontrollfläche K2 am Untersuchungsstandort. Die für die Wasser- und Nährstoffaufnahme sehr wichtigen kurzen Wurzeln von Fichte und Kiefer sowie Mykorrhiza können in der Humusauflage mit bis zu 85 % sogar noch höhere Anteile einnehmen (Mikola et al., 1966).



Abb. 1: Durchwurzelung des Of-Horizonts bis etwa 4 cm Tiefe am Standort Coulissenhieb II (Teilfläche K2).

Wasserhaushalt von Humusauflagen

Die Humusaufgabe spielt eine wichtige Rolle bei der Limitierung der Wasserverluste durch Evaporation aus dem Mineralboden (Park et al., 1998), bei der Vermeidung von Erosion durch auftreffenden Niederschlag (Miura, 2000) oder bei der Kontrolle des Wasser- und Energieaustausches zwischen dem Mineralboden und der Atmosphäre (Viney und Hatton, 1990). In der Literatur existieren nur wenige Arbeiten, die sich mit der Funktion und der Bedeutung von Humusaufgaben als Wasserspeicher und mit deren Wasserspeicherleistung bzw. der zeitlichen Variabilität der Wassergehalte und Wasserspannungen auseinandersetzen (Helvey und Patric, 1965, Golding und Stanton, 1972, Walsh und Voigt, 1977, Putuhena und Cordery, 1996, Schaap et al., 1997). Generell können Humusaufgaben pro Gramm Bodensubstanz sehr viel mehr Wasser speichern (ca. 1,5 – 4,5faches des Trockengewichtes) als der Mineralboden, der bei Feldkapazität nur etwa das 0,5fache seines Trockengewichtes speichert (Hölzer, 1982, Leuschner, 1998, Schäfer et al., 2002). Unterschiede in der Feldkapazität von Humusaufgaben verschiedener Ökosysteme sind vorwiegend auf unterschiedliche Humusaufgabenmächtigkeiten zurückzuführen (Marin et al., 2000). Daneben beeinflussen aber auch Struktur und Art der Streu die Höhe der Feldkapazität (Sato et al., 2004). So konnte in einem Laborversuch Buchenstreu signifikant mehr Wasser aufnehmen als die gleiche Masse Kiefernstreu, was vor allem auf das größere Verhältnis von Oberfläche zu Gewicht der Buchenblätter zurückzuführen ist, wodurch mehr Wasser gebunden werden kann (Walsh und Voigt, 1977). Innerhalb eines Bestands können im Laufe einer Vegetationsperiode räumlich und zeitlich große Unterschiede in den Wassergehalten der Humusaufgabenhorizonte auftreten (Mader und Lull, 1968, Tiktak und Bouten, 1994), die nur sehr abgeschwächt im Mineralboden ihre Fortsetzung finden. Die räumliche Variabilität der Wassergehalte in der Humusaufgabe ist hierbei - außer durch Unterschiede in der Mächtigkeit der Humusaufgabe und damit unterschiedlichem Speichervolumen - vor allem durch die Kronenstruktur des Bestands, die Ausprägung des Stammablaufs und die heterogene Wurzelverteilung bedingt. Durch die höhere Wurzeldichte und die Überschattung der stammnahen Bereiche wird dort mehr Wasser entzogen und es gelangt durch die Interzeption der Baumkronen weniger Niederschlag in die Humusaufgabe. Dagegen sind diese Bereiche meist vor direkter Sonneneinstrahlung geschützt, was zu geringerer Evaporation als in Baumlücken führt. Kleinräumige Wechsel der Wassergehalte in der Humusaufgabe sind dadurch stark ausgeprägt. Die zeitliche Dynamik der Wassergehalte wird einerseits durch die Frequenz und Intensität der Niederschläge, andererseits durch die Evapotranspiration gesteuert. Während in feuchten Perioden der Niederschlag und die Versickerung die Dynamik des Wassergehalts der Humusaufgabe bestimmen, sind es während Trockenzeiten die Evaporation und die Wurzelwasseraufnahme. Die Feldkapazität für einen typischen Moder eines Mischwaldes wurde von Borken et al. (2003) unter Freilandbedingungen mit 19 mm bestimmt, während Marin et al. (2000) an

einem Standort mit einem durchschnittlich 16 cm mächtigen Rohhumus bis zu 23 mm messen konnten. Dies stellt bei einer angenommenen durchschnittlichen Evapotranspirationsrate von etwa 2 mm/Tag in Deutschland während der Vegetationsperiode und uneingeschränkter Wasserversorgung der Pflanzen einen Speicher von bis zu 10 Tagen dar. Die Evaporation der Humusauflagehorizonte selbst wurde von Black und Kelliher (1989) bei verschiedenen Wäldern mit 3 bis 21 % der Gesamtevpotranspiration des Waldes bestimmt. Dabei beeinflusst der Wassergehalt der Humusauflage auch die Höhe der Evaporation (Kelliher et al., 1986, Schaap und Bouten, 1997, Wilson et al., 2000). Marin et al. (2000) stellten fest, dass der Anteil der Transpiration aus der Humusauflage bei den von ihnen untersuchten Waldökosystemen 15 bis 28 % der Gesamttranspiration eines Waldstandorts ausmachen kann. Den Anteil des Bestandesniederschlags, der die Humusauflage verlässt und in den Mineralboden fließt, bestimmten sie für drei von vier untersuchten Ökosystemen konstant mit 93 %, für ein weiteres mit 87 %.

Die physikalischen Eigenschaften der Humusauflage sind im Gegensatz zu denen des Mineralbodens noch unzureichend erforscht. Die Schwierigkeit, Retentionskurven für organisches Substrat aufzunehmen, ist an verschiedenen Stellen beschrieben (z. B. Kosugi et al., 2001). Insbesondere die Quell- und Schrumpfdynamik, was die organische Substanz aufgrund ihres hohen Wasserspeichervermögens bei Befeuchtung und Austrocknung auszeichnet, schafft Schwierigkeiten bei der herkömmlichen Aufnahme von pF-Kurven (=Retentionskurven) mittels hängender Wassersäule und Drucktopf. Laurén und Mannerkoski (2001) zeigten außerdem auf, dass große Unterschiede in den pF-Kurven innerhalb eines Bestands auftreten können, die hauptsächlich auf die große räumliche Heterogenität zurückzuführen sind, was eine flächendeckende Charakterisierung eines Bestands erschwert. Daneben haben sich nur wenige Arbeiten damit beschäftigt, die pF-Kurven auch bei hohen Saugspannungen (definiert als negatives Matrixpotential) im Bereich oberhalb von pF 4,2 (15 bar) aufzunehmen (Greiffenhagen et al., 2006). Bei derart starker Austrocknung des Humusauflagenmaterials wird eine Wiederbefeuchtung des Materials verzögert (=Hydrophobizität), da es wasserabweisende Eigenschaften annimmt, was durch eine Reihe von hydrophoben organischen Stoffen hervorgerufen werden kann (Bisdorf et al., 1993), wie aliphatische Substanzen (Capriel, 1997) und Wachse (Franco et al., 2000). Auch Mataix-Solera und Doerr (2004) fanden positive Korrelationen zwischen der Hydrophobizität von Böden und deren Gehalt an organischer Bodensubstanz. Die Hydrophobizität organischer Substanzen wird insbesondere durch die Zusammensetzung der organischen Substanz (Ellerbrock et al., 2005) und hierbei insbesondere durch das Verhältnis hydrophiler C=O-Gruppen zu hydrophoben CH-Gruppen bestimmt (Morrison und Boyd, 1983). Die Betrachtung der Ausrichtung dieser funktionellen Gruppen kann dabei die Erklärung der Benetzbarkeit verbessern (Ellerbrock et al., 2005). Bei Trockenheit nähern sich bei größeren Molekülen die hydrophilen Gruppen einander an, wo-

durch sich die Moleküle wölben und um ein hydrophiles Zentrum eine hydrophobe Außenhülle gebildet wird (Stevenson, 1994). Dabei spielen auch der pH-Wert der Bodenlösung und deren Salzgehalt eine Rolle (Stevenson, 1994, Falbe und Regitz, 1999). Mataix-Solera et al. (2007) konnten unter vier verschiedenen Baumarten einen negativen Zusammenhang zwischen Hydrophobizität und pH-Wert ermitteln. Die Tatsache, dass Hydrophobizitätseffekte auftreten können, gilt auch für den Mineralboden, was Greiffenhagen et al. (2006) an A-Horizonten auf sandigen Standorten in Brandenburg untersuchten. Im Mineralboden führen bei Trockenheit organische Überzüge über die Mineralpartikel, die z. B. aus der Mikroorganismenaktivität stammen können, oft zu Hydrophobizität (Wallis und Horne, 1992). Die im Vergleich zum Mineralboden schneller, stärker und vermehrt auftretenden Austrocknungseignisse führen in der Humusaufgabe zur häufigeren Ausbildung von Hydrophobizitätseffekten, da hier die Evaporation neben der Transpiration durch die Wurzeln für den Wasserentzug verantwortlich ist. Starke Ausprägung der Hydrophobizität führt dazu, dass die Versickerung des Niederschlagswassers in den Mineralboden nicht mehr flächig geschieht (Clothier et al., 2000), sondern entlang präferentieller Fließwege (z. B. Hillel, 1987, Glass und Nicholl, 1996, Bauters et al., 2000, Ritsema und Dekker, 2000). De Jonge et al. (1999) fanden einen Schwellenwert von 8 % volumetrischen Wassergehalts, unterhalb dessen Hydrophilie in Hydrophobizität übergeht. Die Angabe derartiger Schwellenwerte ist jedoch sehr kritisch zu sehen, da immer auch die standörtlichen Gegebenheiten, wie pH-Wert oder Gehalt an organischer Substanz, eine Rolle spielen. Präferentielle Fließwege müssen keine Folge starker Austrocknung sein, sondern können sich auch aufgrund der räumlichen Heterogenität und unterschiedlicher Intensität des Niederschlags (Gish et al., 2004) oder der Wurzelverteilung (Mitchell et al., 1995) ausbilden. Größere Mengen Niederschlagswassers können in jedem Fall entlang präferentieller Fließwege binnen kurzer Zeit tiefere Bodenschichten und sogar das Grundwasser erreichen. Auf diese Weise können Nähr- und Schadstoffe aus den obersten Bodenschichten bis ins Grundwasser transportiert werden (van Dam et al., 1996). Die Ausprägung der Hydrophobizität verlangsamt außerdem die Wiederbefeuchtung, die bei der Aufnahme der pF-Kurve zur Erfassung der Hysterese durchgeführt wird. Unter Hysterese versteht man, dass bei gleicher Saugspannung der volumetrische Wassergehalt einer anfänglich wassergesättigten Probe bei Entwässerung größer ist als bei Bewässerung (Bouma, 1977, Mualem, 1984). Verschiedene Mechanismen wurden inzwischen identifiziert, die Hystereseeffekte verursachen, wie eingeschlossene Luftblasen (Hopmans und Dane, 1986) oder das Prinzip der Kontaktwinkelhysterese (She und Sleep, 1998), die die Differenz zwischen dem fortschreitenden und dem rückschreitenden Kontaktwinkel beschreibt. Der fortschreitende Kontaktwinkel wird bei der Zunahme des Tropfenvolumens auf Bodensubstrat gemessen, kurz bevor sich die Kontaktlinie verschiebt, während der rückschreitende Kontaktwinkel bei abnehmendem Tropfenvolumen gemessen wird, kurz bevor sich die Kontaktli-

nie zurückzieht (Butt et al., 2003). Eine vollständige, für Humusauflagehorizonte aufgenommene pF-Kurve bis in den Saugspannungsbereich von 10^6 hPa, die auch die Hysterese berücksichtigt, konnte in der Literatur nicht gefunden werden. In den meisten Modellierungen wird selbst für Mineralböden nur die Kurve der Austrocknung verwendet, unter anderem, weil die Bodenwasserflüsse durch die Hysterese ohnehin kaum beeinflusst werden (van Dam et al., 1996).

Einfluss des Wasserpotentials der Humusauflage auf Stoffumsätze

Neben der Bedeutung für die Wasserversorgung des Bestands haben Humusauflagen in vielen Wäldern eine wichtige Funktion für die Speicherung und Abgabe von Nähr- und Schadstoffen, die durch mikrobiellen Abbau oder durch Desorption von Oberflächen mobilisiert werden können. Hierbei spielt der Wassergehalt der Humusauflage eine wichtige Rolle. Friedel et al. (2006) stellten bei der Auswertung von 80 organischen Horizonten an Standorten mit hohem Wassergehalt eine geringere Zahl an lebender mikrobieller Biomasse fest als an trockeneren Standorten, was sicher auch auf das limitierte Sauerstoffangebot zurückzuführen ist. Der Abbau der Streu und die Freisetzung von Nährstoffen laufen dadurch langsamer ab. De Santo et al. (1993) konnten in frühen Phasen der Streuzersetzung 49 – 81 % des Masseverlusts durch den Wassergehalt der Streu erklären. Osono et al. (2003) fanden bei Streubeutelexperimenten mit *Chamaecypris obtusa* längere Pilzhyphen bei höheren Wassergehalten der Streu, was für einen verbesserten Abbau durch Pilze bei höheren Wassergehalten spricht. Hentschel et al. (2007) nehmen an, dass die N-Mineralisation in Humusauflagen von Fichtenbeständen während der Vegetationsperiode von der Ausprägung der Hydrophobizität der organischen Substanz abhängig ist, die in Humusauflagen nach starker Austrocknung über mehrere Wochen Bestand haben kann. Auch die Produktion des klimarelevanten Lachgas (N_2O) ist eng mit dem Wasserhaushalt in Humusauflagehorizonten verknüpft (z. B. Sitaula und Bakken, 1993). Borken und Brumme (1997) zeigten, dass bei Feldkapazität bis zu 50 % der N_2O -Emissionen in Humusauflagen gebildet werden. Neben der Emission von N_2O spielt insbesondere die C-Mineralisation in Waldböden und dessen Abgabe an die Atmosphäre eine wichtige Rolle in Anbetracht der globalen Erwärmung. Aufgrund der hohen organischen Kohlenstoffgehalte und der damit verbundenen Konzentration der mikrobiellen Biomasse in den Humusauflagehorizonten entstammen 40 – 90 % der gesamten Bodenrespiration der Humusauflage (Glinski und Stepniewski, 1985), während die größeren C-Vorräte im Mineralboden u. a. durch die Ausbildung von Ton-Humus-Kopplungen stärker komplexiert vorliegen. Die Menge des im Boden entstehenden CO_2 ist dabei stark von der Temperatur, aber insbesondere auch von dessen Wassergehalt abhängig (Edwards, 1975, Keith et al., 1997, Davidson et al., 1998, Rey et al., 2002). Nicht nur die Bildung von Lachgas und Kohlendioxid, sondern auch deren Austausch zwischen Mineralboden und At-

mosphäre können durch die Dynamik des Wassergehalts in der Humusaufgabe erheblich beeinflusst werden. Besonders in Buchenwäldern kann die laminare Blattstruktur bei hohen Wassergehalten eine Diffusionsbarriere für sie und andere Gase darstellen (Ball et al., 1997).

2.2. Bodenfeuchtemessung in Mineralboden- und Humusaufgabe-horizonten

Zur Bestimmung von Wassergehalten und Matrixpotentialen im Mineralboden werden verschiedene Techniken erfolgreich eingesetzt, deren Anwendungsmöglichkeit in Humusaufgaben meist begrenzt ist. Die exakteste Methode zur Wassergehaltsbestimmung von Bodenproben ist die gravimetrische Bestimmung. Probenmaterial wird vor und nach einer Trocknung (bei 105°C bis zur Gewichtskonstanz) gewogen, wodurch der Masseanteil des Wassers an der frischen Bodenprobe bestimmt wird. Diese destruktive Art der Wassergehaltsbestimmung ist jedoch mit erheblichem Aufwand verbunden und ergibt nur für den Zeitpunkt der Probenahme einen Messwert. Daneben muss bei der Bestimmung von Wassergehalten immer berücksichtigt werden, dass, wenn keine Retentionskurve vorliegt, die über den Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Saugspannung Auskunft gibt, keine Aussagen bezüglich des Wasserpotentials getroffen werden können. In diesem Fall muss die Saugspannung direkt gemessen werden.

2.2.1. TDR-, FDR- und ECH₂O-Sonden

Kleinräumig liefern TDR- (Time Domain Reflectometry) und FDR-Sonden (Frequency Domain Reflectometers) gute Ergebnisse bei der Bestimmung volumetrischer Wassergehaltsänderungen im Boden (Topp et al., 1982, Roth et al., 1992, Nissen et al., 1999, Veldkamp and O'Brien, 2000).

Bei der TDR-Messung wird die Laufzeit einer elektromagnetischen Welle entlang ihrer Sondenstäbe gemessen. Die Geschwindigkeit c [m s^{-1}] einer elektromagnetischen Welle ist im Vakuum gleich der Lichtgeschwindigkeit c_0 [m s^{-1}]. Außerhalb des Vakuums ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit c nur von der relativen Dielektrizitätskonstanten ϵ_r [-] und der relativen magnetischen Permeabilität μ_r [-] des Materials, in dem sich die Welle ausbreitet, abhängig (1). Letztere kann in nicht magnetischen Materialien gleich 1 gesetzt werden, so dass die Ausbreitungsgeschwindigkeit nur von der relativen Dielektrizitätskonstanten des durch die Messung erfassten Bodenvolumens abhängig ist.

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon_r \cdot \mu_r}} \quad (1)$$

Da die Dielektrizitätskonstante von Wasser mit etwa 81 deutlich höher liegt als diejenige für trockenen Boden ($\epsilon_r=3-5$) oder Luft ($\epsilon_r=1$), kann mit hoher Genauigkeit der volumetrische Wassergehalt des Bodens bestimmt werden, da zwischen dem volumetrischen Wassergehalt des immer gleichen Bodenvolumens zwischen den Sondenstäben und der Wurzel aus ϵ_r ein linearer Zusammenhang besteht (Topp et al., 1982).

Bei der FDR-Sonde wird zwischen zwei bis mehreren Elektrodenstäben ein elektrisches Feld erzeugt. Die Dielektrizitätskonstante des Bodens zwischen den Sonden wird bei der FDR-Technik kapazitiv bestimmt. Hierbei wird der Scheinwiderstand (Impedanz) des Bodens mit einer Referenzimpedanz bekannter Größe verglichen und aus dem Verhältnis der Wassergehalt bestimmt. Da die Impedanz bei trockenen Böden am größten ist, nimmt die Genauigkeit mit zunehmendem Wassergehalt des Bodens ab (IMKO Micromodultechnik GmbH, schriftliche Mitteilung).

Sowohl TDR- als auch FDR-Sonden finden jedoch bei der Wassergehaltsbestimmung von Humusauflagen kaum Anwendung (Schaap et al., 1997). Allein die Größe des Sensors beschränkt den Einbau in den oft wenige Zentimeter schmalen Humusauflagehorizonten. Ebenso wichtig ist die Tatsache, dass bei TDR- und FDR-Sonden der Wassergehalt des Bodens in einem kleinen Bodenvolumen zwischen den Sondenstäben ermittelt wird. 70 % des Messsignals werden durch einen zylinderförmigen Bereich 2,5 mm um die Sondenstäbe beeinflusst (UMS, 2002), wodurch ein sehr guter Kontakt der Metallstäbe zum Bodenmaterial unabdingbar ist. Bereits kleine luftgefüllte Poren ($\epsilon_r=1$) können dabei zu großen Messfehlern führen. Wilpert et al. (1998) stellten Unterschätzungen des tatsächlichen Wassergehalts durch die Messungen von FDR- und TDR-Sonden, insbesondere an der Mineralbodenoberfläche und bei hohen Skelettgehalten, von bis zu 14 Vol.-% *in situ* aufgrund von Spalten entlang der Sondenstäbe fest. Schrumpfung und Quellung der organischen Substanz in der Humusaufgabe beeinflussen damit die TDR-Reflexionszeiten bzw. die FDR-Kapazität und damit den gemessenen volumetrischen Wassergehalt (Schaap et al., 1996). Aufgrund der veränderten Lagerungsdichte und der Bildung von Luftkammern an den Sensorstäben nach Austrocknung und Schrumpfung des Materials wird der volumetrische Wassergehalt damit häufig unterschätzt. Bei hohen Salzgehalten kann es zu einer Überschätzung der Wassergehalte kommen (Dalton, 1992), da die Dielektrizitätskonstante mit dem Salzgehalt der Bodenlösung zunimmt. Steine und Wurzeln, die sich zwischen den Sondenstäben, und damit im direkten Messbereich der Sonde, befinden, beeinflussen das Messergebnis, da bei den meisten Fragestellungen der Wassergehalt des Feinbodens durch die Anwendung von TDR- und FDR-Sonden ermittelt werden soll, der meist höher ist als der von Steinen, und niedriger als der in Wurzeln. Eine Weiterentwicklung zur Bestimmung volumetrischer Bodenwassergehalte stellen die ECH₂O-Sensoren der Firma Decagon Devices, Inc. (Pullman, USA) dar, die in verschiedenen Größen erhältlich sind. Das Messprinzip beruht auf der kapazitiven Mes-

sung der Dielektrizitätskonstante ϵ_r und damit des volumetrischen Wassergehalts, was dem Messprinzip der FDR-Sonden entspricht. Der Zusammenhang zwischen der Ausgangsspannung und dem volumetrischen Wassergehalt kann wiederum durch eine empirische Gleichung beschrieben werden (Czarnomski et al., 2005). Aufgrund der sehr flachen (1 mm), linealartigen Struktur des Sensors ist eine Anwendung in geringmächtigen Humusauflagen denkbar, wobei das Auftreten oben beschriebener Kontaktprobleme zu untersuchen bleibt.

2.2.2. Tensiometer

Tensiometer, die in Mineralböden standardmäßig zur Bestimmung des Matrixpotentials eingesetzt werden (z. B. Klinge et al., 2001), bestehen aus einem porösen Keramikkörper, der über ein Rohr aus wetterfestem Kunststoff mit einem Druckaufnehmer in Verbindung steht. Das Tensiometerrohr ist mit Wasser gefüllt und luftdicht verschlossen. Nach Einbau der Tensiometer in den Boden ist die Wassersäule im Rohr über die Keramik direkt mit der Bodenlösung verbunden und steht mit ihr im Gleichgewicht. Die Kapillarkräfte des Bodens ziehen am Wasservorrat in der Tensiometerkeramik und erzeugen dadurch im Inneren des Rohrs einen Unterdruck. Überdruck kann durch einen von der Bodenmatrix ins Innere der Tensiometerkeramik gerichteten Wasserfluss entstehen. Der Druckaufnehmer erfasst diesen Druck, welcher nach kurzer Zeit der Gleichgewichtseinstellung und Abzug der Höhe der im Rohr stehenden Wassersäule, der im Boden vorherrschenden Saugspannung entspricht. Der Messbereich des Tensiometers ist dabei direkt vom Lufteintrittspunkt der Keramik, und damit vom Porendurchmesser der Keramik abhängig. Luft kann dann eindringen, wenn die Druckdifferenz zwischen dem Inneren der Tensiometerkeramik, zur Außenseite, die im Kontakt zum umgebenden Boden steht, größer als die Kapillarspannung wird ((2) und (3)), da dann in den größten Poren der Wasserfilm reißt. Die Porung der Keramik sollte deshalb möglichst homogen sein. Meist werden Keramiken mit Porengrößen von 1 μm verwendet.

$$K = \rho_w \cdot g \cdot h_k \quad (2)$$

K	= Kapillarspannung [N m^{-2}]
ρ_w	= Dichte des Wassers [kg m^{-3}]
g	= Erdbeschleunigung [$9,81 \text{ m s}^{-2}$]
h_k	= kapillare Steighöhe [m]

mit
$$h_k = \frac{2 \cdot \gamma_w \cdot \cos \vartheta}{r \cdot \rho_w \cdot g} \quad (3)$$

γ_w = Oberflächenspannung des Wassers [N m⁻¹]

ϑ = Winkel der Wasseroberfläche mit der Kapillarwand (Randwinkel) [°]

r = Porenradius [m]

Ähnlich wie bei TDR- und FDR-Sonden treten bei der Verwendung von Tensiometern in Humusauflagen Probleme auf. Bei fortschreitender Austrocknung des Mineralbodens reißt bei etwa 850 hPa Saugspannung im Boden, abhängig von der Porengröße, der Kontakt zwischen Bodenwasser und dem Wasser in der Tensiometerkeramik ab, wodurch Luft in die Keramik eindringt, die Wassersäule im Rohr nicht mehr durch einen Unterdruck gehalten wird und der Wasservorrat über die Keramik ausläuft. Die obere Grenze des Messbereichs von Tensiometern liegt damit bei etwa pF 2,8. Beim Einsatz in Humusauflagen reißt durch die höhere Dynamik des Materials dieser Kontakt bereits bei niedrigeren pF-Werten ab, womit hohe Saugspannungen bis pF 4,2 und darüber hinaus, die während Austrocknungsphasen in den Sommermonaten häufig auftreten, von Tensiometern nicht erfasst werden können. Geringmächtige Horizonte können aufgrund der Kerzengröße nur mit sehr kleinen Tensiometern beprobt werden, wobei hier der Kontakt noch schneller abreißen kann.

2.2.3. Equitensiometer

Eine weitere Entwicklung zur Bestimmung von Matrixpotentialen im Boden stellen Equitensiometer dar. Ein Equitensiometer ist prinzipiell eine FDR-Sonde, über die ein poröser Keramikkörper geklebt wurde. Nach Einbau im Boden stellt sich, abhängig von der Saugspannung des Bodens, in der Keramik ein definierter Wassergehalt ein, der durch die FDR-Sonde gemessen wird. Die pF-Kurve ist für die Tensiometerkeramik bekannt, worüber die Saugspannung der Keramik, die bei angenommener Gleichgewichtseinstellung der des Bodens entspricht, berechnet wird. Mit dieser Methode können Saugspannungen von 0 bis 1,5 MPa (15000 hPa) mit geringerem Wartungsaufwand als bei Tensiometern gemessen werden. Allerdings ist der Zusammenhang zwischen dem mV-Ausgangssignal des Equitensiometers und der Saugspannung im Boden nichtlinear und muss für jede Sonde gesondert interpoliert werden, d. h. jede Sonde muss einzeln kalibriert werden. Die Messgenauigkeit bei niedrigen Saugspannungen ist gering und Überstauhöhen können gar nicht erfasst werden. Bei der Verwendung in Humusauflagehorizonten muss der Kontakt des Bodens zur Keramik stets zur Gleichgewichtseinstellung gegeben sein, wobei die bei der Verwendung von Tensiometern beschriebenen Probleme auftreten können. Horizontgenaue Messungen sind, wie bei Tensiometern, aufgrund der Größe des Messgerätes (17 cm x 4 cm x 2 cm) auf mächtigere

Horizonte beschränkt. Beim Einbau sind größere Störungen des Bodens nicht zu vermeiden.

2.2.4. Feuchtemessung mittels elektrischer Leitfähigkeit

2.2.4.1. Elektrische Leitfähigkeit des Bodens und der Bodenlösung

Die elektrische Leitfähigkeit des Bodens wurde zur Bestimmung von Wassergehalten im Mineralboden eingesetzt (Freeland, 1989, Hilhorst, 2000). Zwischen dem Wassergehalt und der elektrischen Leitfähigkeit des Bodens besteht ein enger Zusammenhang. Die meisten Minerale im Boden sind Isolatoren, wodurch die Stromleitung im Boden nicht wie in Metallen über freie Elektronen stattfindet, sondern durch Ionen. Diese sind entweder im Bodenwasser gelöst oder befinden sich als austauschbare Ionen an den Oberflächen der Bodenpartikel. Die elektrische Leitfähigkeit hängt dabei von der Art und Konzentration der gelösten Ionen sowie von der Temperatur ab. Zusätzlich wird die elektrische Leitfähigkeit im Boden von der Porenstruktur sowie maßgeblich vom Bodenwassergehalt beeinflusst. Die elektrische Leitfähigkeit der Bodenfestphase ist dabei sehr viel niedriger als die Leitfähigkeit der Bodenlösung. Die elektrische Leitfähigkeit im Boden kann nach Rhoades et al. (1976) berechnet werden:

$$\sigma_a = \sigma_w \theta t + \sigma_s \quad (4)$$

σ_a = elektrische Leitfähigkeit der Bodenfestphase [$S\ m^{-1}$]

σ_w = elektrische Leitfähigkeit der Bodenlösung [$S\ m^{-1}$]

θ = volumetrischer Wassergehalt [%]

σ_s = Oberflächenleitfähigkeit der Bodenmatrix [$S\ m^{-1}$]

t = empirischer Transmissionskoeffizient [-]

Die Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit im Boden erfolgte bisher entweder im Labor durch konduktometrische Messungen an wässrigen Bodenlösungen, die durch Extraktion von Bodenproben oder mit Keramiksaugkerzen im Gelände gewonnen wurden oder durch *in situ* Messung mittels elektrischer Sensoren wie z. B. der Vier-Elektroden-Sonde nach Rhoades und van Schilfgaard (1976).

2.2.4.2. Messtechnik unter Verwendung elektrischer Leitfähigkeitsmessung

Gipsblock und Watermark-Sensoren

Zur Bestimmung der Saugspannung in Mineralböden finden neben Tensiometern und Equitensiometern auch Gipsblöcke Anwendung (Pereira, 1951, Johnston, 2000). Der elektrische Widerstand zwischen zwei Elektroden, die in einen Gipsblock gegossen wurden, ist dabei nur von der elektrischen Leitfähigkeit der Porenlösung im Gipsblock abhängig.

Diese gesättigte Gipslösung (CaSO_4 -Lösung) steht im Gleichgewicht mit der Bodenlösung und besitzt dadurch die gleiche Saugspannung. Niedrigere Saugspannungen führen dabei zu niedrigeren elektrischen Widerständen aufgrund größerer Fließquerschnitte für den elektrischen Strom und umgekehrt. Obwohl Gipsblöcke günstig zu beziehen sind, werden sie in wissenschaftlichen Untersuchungen nur selten verwendet. Ausschlaggebend dafür sind ihre kurze Lebensdauer und ihre ungenaue und instabile Eichkurve, wodurch im Mineralboden meist Tensiometern der Vorzug gegeben wird. Der Messbereich der Gipsblöcke liegt mit 500 bis 15000 hPa allerdings deutlich höher als bei herkömmlichen Tensiometern. Um das Matrixpotential erfassen zu können muss für jeden Gipsblock eine eigene Eichkurve erstellt werden (Hartge, 1989). Weiterhin weisen sie eine starke Hysterese auf. Sind Gipsblöcke im Mineralboden ein Jahr oder länger verwendbar, kommt es in sauren Humusauflagehorizonten zur schnelleren Auflösung des Gipskörpers. Seit einigen Jahren stehen Watermark-Sensoren, eine Weiterentwicklung der Gipsblöcke, zur Verfügung. Watermark-Sensoren bestehen dabei nicht aus massivem Gips wie die Gipsblöcke, sondern aus einem Gips getränkten Gewebe und haben einen Messbereich von 30 bis 2000 hPa. Der Sensor ist etwas stabiler und auch bei höheren Wassergehalten einsetzbar. Für die Anwendung in geringmächtigen Humusauflagehorizonten stellt bei beiden auch ihr Durchmesser von ca. 2,5 cm eine Einschränkung dar.

„Electrical Impedance Grids“

Gillespie und Kidd (1978) entwickelten als erste ein Messverfahren, mit dem die Benetzung lebender Blätter über die Veränderung einer angelegten Wechselspannung an einem künstliches Blatt simuliert wurde, um Pflanzenkrankheiten zu erforschen (Abb. 2). Diese Blattnäsensensoren werden von der Firma Campbell Scientific, Inc. (Logan, USA) als „Model 237“ hergestellt und vertrieben.

Auf diesem Messsystem basierend untersuchten Wilson et al. (2000) den Wassergehalt organischer Humusauflagehorizonte. Sie brachten als Sensoren Blätter der Kastanieneiche (*Quercus prinus* L.) in die Streuschicht eines Waldbodens ein, an die über Elektroden nach bestimmten Zeitintervallen kurzzeitig eine Spannung angelegt wurde. Die Änderung des Widerstands wurde aufgezeichnet. Hierbei wird angenommen, dass sich die eingebrachten Eichenblätter bezüglich der Wasseraufnahme und -abgabe ähnlich verhalten wie die Streuschicht des Bodens. Darüber hinaus wird vorausgesetzt, dass die Eichenblätter immer das gleiche Wasserpotential aufweisen wie die umgebende Streuschicht. Zur Kalibrierung der Sensoren im Gelände wurde zu verschiedenen Zeitpunkten der gravimetrische Wassergehalt gesammelter Blätter mit den aufgezeichneten Spannungen am Blatt in Beziehung gesetzt. Zwischen gravimetrischem Wassergehalt und Sensorsignal ergab sich eine lineare Beziehung mit $r^2=0.87$.

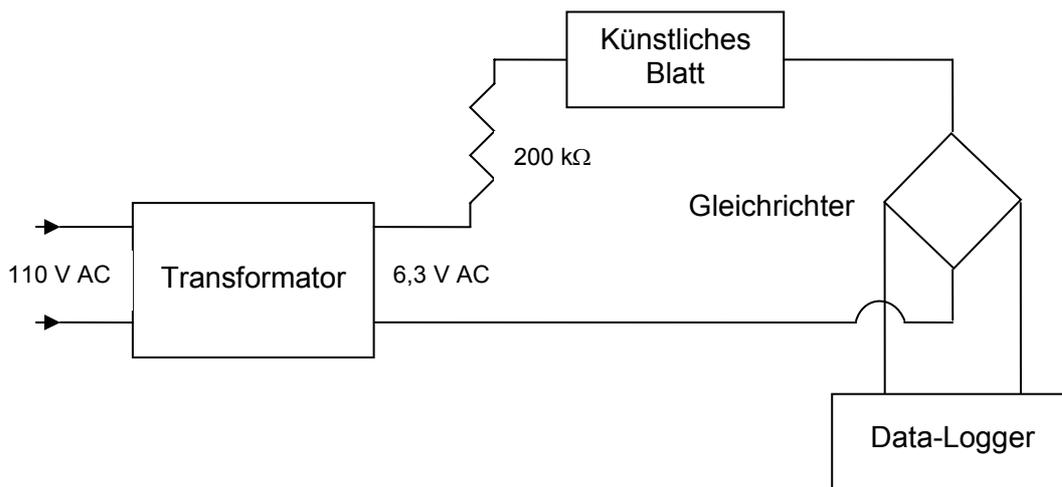


Abb. 2: Versuchsanordnung nach Gillespie und Kidd (1978).

Hanson et al. (2003) führten die Entwicklung mit einer ähnlichen Messanordnung fort (Abb. 3), jedoch verwendeten sie Gleichspannung. Zwischen Sensorsignal und gravimetrischem Wassergehalt konnten sie eine lineare Beziehung mit einem Bestimmtheitsmaß von $r^2=0,87$ herstellen.

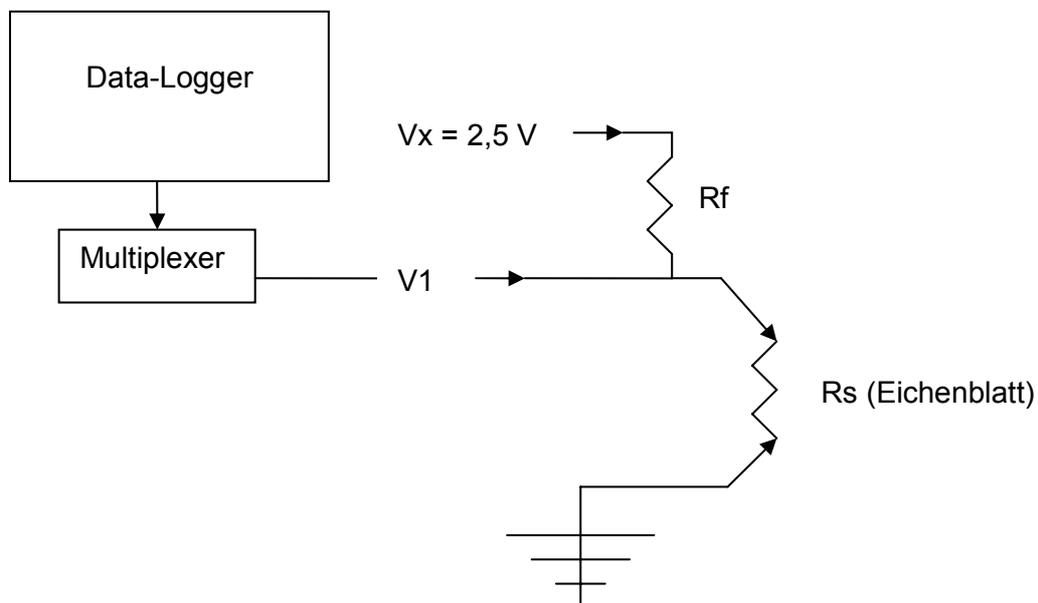


Abb. 3: Versuchsanordnung nach Hanson et al. (2003), $V_1 = V_x(R_s / (R_s + R_f))$.

Borken et al. (2003) verwendeten schließlich Lindenholzstücke (*Tilia americana* L.) statt Eichenblätter als Feuchtesensoren. Mittels Klemmen legten sie eine Gleichspannung an die Hölzer an und brachten die Sensoren in den L- und Of-Horizont eines Waldstandorts ein. Die Kalibrierung der Sensoren mit gravimetrisch bestimmten Wassergehalten ergab für den L- und den Of-Horizont lineare Beziehungen mit $r^2=0.72$ bzw. $r^2=0.68$. Diese Ergebnisse bedeuteten einen Fortschritt auf dem Weg zu kontinuierlichen *in situ* Messungen des Wassergehalts organischer Horizonte. Allerdings zeigte sich auch, dass das elektronische Sensorsignal nicht immer stabil war, so dass eine technische und methodische Weiterentwicklung erforderlich ist. Weiterhin wurde bei der Messung unberücksichtigt gelassen, dass sich die elektrische Leitfähigkeit im Lindenholz mit der Temperatur ändert.

„Soil Surface Wetness Sensor“

Die neueste Entwicklung zur Messung von Wassergehalten in der Humusauflage mittels elektrischer Leitfähigkeit ist bei Osborne und Jin (2004) beschrieben. Der durch sie entwickelte Sensor wird auf die Bodenoberfläche aufgelegt und misst dabei den gravimetrischen Wassergehalt des Bodens an der Boden-Luft-Grenze mittels einer Halbbrücke, ebenfalls über den Zusammenhang zur elektrischen Leitfähigkeit. Zwischen dem elektrischen Widerstand, der bis 6999 k Ω reicht, und dem gravimetrischen Wassergehalt der Humusauflage besteht ein nichtlinearer Zusammenhang, mit exponentiell ansteigenden Widerständen bei zunehmender Austrocknung. Die Bodentiefe, für die der Wassergehalt bestimmt wird, ist jedoch nicht exakt fassbar und die Auflösung der Messsignale ist erst bei gravimetrischen Wassergehalten <100 % aussagekräftig. Bei höheren Wassergehalten verläuft die Kurve, die den Zusammenhang zwischen Sensorsignal und Bodenfeuchte beschreibt, sehr flach.

2.3. Berücksichtigung der Humusauflage in Wasserhaushaltsmodellen

Da die Mächtigkeit der Humusauflage im Vergleich zur Mächtigkeit des sich darunter anschließenden Mineralbodens bis zur Grundwasseroberfläche oft nur einen Bruchteil ausmacht, werden die bodenphysikalischen Eigenschaften der Humusauflage in Wasserhaushaltsmodellen häufig vernachlässigt. Dennoch beschäftigten sich einige Autoren mit dem Einfluss der Humusauflage in Wasserhaushaltsmodellen. Hölzer (1982) führte „Wasserhaushaltsuntersuchungen der Streu- und obersten Bodenschicht eines Fichtenbestands unter Verwendung von Modellrechnungen“ durch. Auf Basis der Wasserhaushaltsgleichung für einen Waldbestand entwickelte Leuschner (1998) das „Forest floor water flux model“ zur Berechnung des Wasserflusses an der Grenze zwischen Humusauflage und Mineralboden, ohne Berücksichtigung von kapillarem Aufstieg und Lateralfloss. Daneben existieren nur wenige weitere Modelle zur Wasserhaushaltssimulation von Humusauflagen (Hörmann, 1997,

Ogéé und Brunet, 2002). Tamai et al. (1998) simulierten die Evaporation eines Waldbodens unter Berücksichtigung der Humusaufgabe mit Hilfe eines Modells, das von der Ausnutzung der maximalen Wasserspeicherkapazität der Humusaufgabe horizonte ausgeht und die Versickerung aus der Differenz zwischen Evaporation und Niederschlag berechnet, wenn die Feldkapazität überschritten wird. Tiktak und Bouten (1992) entwickelten ein ähnliches Modell, wobei der beschriebene Bilanzansatz nur für den oberen ihrer beiden Humusaufgabe horizonte galt. Für den unteren wendeten sie die Richards-Gleichung an, da zum Mineralboden ein sehr guter Kontakt angenommen wurde, obwohl diese Gleichung ursprünglich für den Mineralboden entwickelt wurde. Schaap et al. (1997) wendeten die Richards-Gleichung schließlich auf die gesamte Humusaufgabe an, unter Verwendung von Retentionsfunktionen und Leitfähigkeiten, die über die van Genuchten-Gleichung ermittelt wurden. Häufig liegt die Vernachlässigung der Humusaufgabe in den Problemen bei der Erstellung der pF-Kurve begründet. Für Mineralbodenhorizonte kann dieser Zusammenhang anhand anderer, einfach zu bestimmender Bodenparameter, wie Bodenart und Lagerungsdichte, über Pedotransferfunktionen abgeschätzt werden (Teepe et al., 2003, Walczak et al., 2006). Hammel und Kennel (2001) weisen in diesem Zusammenhang jedoch darauf hin, dass Pedotransferfunktionen für organische Böden nicht ohne weiteres auf Humusaufgaben übertragen werden können, um pF-Kurven für Wasserhaushaltsmodelle zu erhalten. Liegen die nötigen bodenphysikalischen Parameter vor, kann die Humusaufgabe als Teil einer Bodensäule im Modell abgebildet werden. Ogeé und Brunet (2002) betonen, dass die Einbeziehung einer Streuaufgabe ins Modell erlaubt, zwischen der Feuchte in der Streu und dem oberen Mineralboden zu unterscheiden und ihre zeitliche Variation korrekt abzubilden.

2.4. Forschungsbedarf

In Humusaufgaben sind die biologischen, chemischen und physikalischen Prozesse anders zu beurteilen als im darunter liegenden Mineralboden, da z. B. die Mikroorganismenaktivität, die Bildung gelöster organischer Substanz oder Austrocknungs-Wiederbefeuchtungsereignisse dort mit höherer Intensität erfolgen als im Mineralboden. Die pflanzenverfügbare Speicherung von mit Nährstoffen befrachteten Wassers in Humusaufgaben beeinflusst direkt das Pflanzenwachstum, in welchem Maße ist bisher jedoch unklar. Für die genauere Erforschung der Prozessabläufe in der Grenzschicht zwischen Boden und Atmosphäre ist die Kenntnis der Wassergehalte und Matrixpotentiale in Humusaufgaben mit deren zeitlicher Variabilität sowie deren korrekte Abbildung in Wasserhaushaltsmodellen von grundsätzlicher Bedeutung. Bisher existiert aufgrund der Größe der Messinstrumente bzw. der für organische Substrate unangepassten Messmethoden keine zufrieden stellende Messtechnik, mit der *in situ* und kontinuierlich der Wassergehalt und insbesondere das Matrixpotential in Humusaufgaben ausreichend genau bestimmt werden kann. Trotz der ökologisch und hydrologisch wichtigen

Funktionen, die die Humusaufgabe in vielen Wäldern erfüllt, gibt es nur mangelhafte Erkenntnisse über deren Bedeutung für die Wasserdynamik eines Waldstandorts. Die Bodenfeuchte nahe der Boden-Luft-Grenze ist mit der aktuellen Messtechnik schwierig zu bestimmen. Gipsblöcke, (Equi-)Tensiometer, TDR, FDR und andere Messinstrumente wurden zur Bestimmung von Wasserhaushaltsparametern im Mineralboden entwickelt, sind jedoch bei dauerhafter Installation nur für größere Tiefen unterhalb der Bodenoberfläche geeignet. Eine vergleichende Betrachtung der für Humusaufgaben in Frage kommenden Messtechniken fehlt bislang.

Der Mangel an einer geeigneter Messtechnik hat, ebenso wie die aufgrund der schwierigen Bestimmung meist nicht vorliegenden Wasserspannungskurven, dazu beigetragen, dass der Wasserhaushalt von Humusaufgaben in bodenhydrologischen Modellen selten berücksichtigt oder die Humusaufgabe als Teil des Mineralbodens im Modell behandelt wurde. Die Vernachlässigung der Humusaufgabe in Wasserhaushaltsmodellen ist jedoch, insbesondere aufgrund ihres hohen Retentionsvermögens, allenfalls bei sehr geringen Mächtigkeiten und schwacher Durchwurzelung gerechtfertigt. Wenn die Humusaufgabe als eigenständiger Horizont im Modell berücksichtigt wird, ist jedoch die Kenntnis deren bodenphysikalischer Parameter unumgänglich. Insbesondere spielen die Retentionskurven für den Of- bzw. Oh-Horizont neben der hydraulischen Leitfähigkeit eine wichtige Rolle bei der vollständigen bodenphysikalischen Abbildung der Humusaufgabe im Modell. Auf diese Weise kann die Wasserverfügbarkeit in diesem stark durchwurzelten Kompartiment auch während Trockenperioden abgeschätzt werden.

3. Ziele

Der Wasserhaushalt von Humusauflagen hat Einfluss auf verschiedene biologische und chemische Prozesse des Waldbodens. Um diesen Einfluss zu quantifizieren, ist es zunächst notwendig, durch geeignete Messtechniken und Simulationsmodelle kontinuierlich den Wasserhaushalt in Humusauflagen während der Vegetationsperiode und insbesondere während längerer Trockenperioden zu ermitteln. In der vorliegenden Arbeit wird dies durch nachstehende Teilziele verfolgt:

I) Bodenphysikalische Charakterisierung des Untersuchungsstandorts

Eine bodenphysikalische Charakterisierung des Untersuchungsstandorts, die auch die Humusauflagehorizonte einschließen soll, hat das Ziel, für die Modellierung des Bodenwasserhaushalts die Randbedingungen zu parametrisieren. Hierbei soll besonderes Augenmerk auf die Erstellung von Retentionskurven für ungestörte Proben der Humusauflagehorizonte durch die Verwendung von hängender Wassersäule und Drucktopf bis pF 4,2 und gesättigten Salzlösungen bis pF 5 gelegt werden. Die Aufnahme der Retentionskurven für die Mineralbodenhorizonte soll bis pF 4,2 erfolgen. Über die Anpassung der van Genuchten-Funktion an die Retentionskurven soll die nutzbare Feldkapazität der Humusauflage und des Mineralbodens errechnet werden, um deren jeweilige Bedeutung für die Wasserversorgung des Bestands abschätzen zu können. Daneben sollen die Korngrößenverteilung, die gesättigte Leitfähigkeit und die Substanzdichte aller Horizonte bestimmt werden, um die Parametrisierung des Wasserhaushaltsmodells zu optimieren.

II) Entwicklung eines Sensors zur Messung von Matrixpotentialen in Humusauflagehorizonten

Weitere Zielsetzung dieser Arbeit ist die Entwicklung eines Messsystems, das kontinuierlich, *in situ* und möglichst exakt das Matrixpotential in der Humusauflage eines Fichtenstandorts im Fichtelgebirge misst, um Aussagen über die dortige Wasserverfügbarkeit auch während Trockenperioden treffen zu können. Gerade der trockene Bereich über pF 3, der von herkömmlichen Tensiometern nicht mehr gemessen werden kann, soll durch die gezielte Entwicklung eines Lindenholzsensors beschrieben werden können. Während Phasen intensiver Austrocknung könnten dadurch die tatsächlich in der Humusauflage auftretenden Saugspannungen erfasst werden. Um dies zu erreichen, soll an die bisher in der Literatur vorgestellten Forschungsergebnisse zur Wassergehaltmessung in Böden mittels elektrischer Leitfähigkeit angeknüpft werden. Die Anwendbarkeit eines derartigen Messsystems würde einen erhebli-

chen Fortschritt bei der Bestimmung von Matrixpotentialen in Humusauflagehorizonten bedeuten.

III) Vergleich unterschiedlicher Messtechnik zur Bestimmung von Wassergehalten und Matrixpotentialen in der Humusauflage

Neben der Entwicklung eines Lindenholzsensors zur Messung des Matrixpotentials in Humusauflagehorizonten werden ECH₂O-Sonden, eine tragbare FDR-Sonde sowie Einstichtensiometer zur volumetrischen Wassergehaltsbestimmung bzw. Bestimmung der Matrixpotentiale in Humusauflagehorizonten eingesetzt und auf deren Eignung hin getestet. Zu mehreren Messterminen wird der volumetrische Wassergehalt der Humusauflagehorizonte Of und Oh durch Trocknung und Rückwägung entnommener Proben direkt gemessen, um den zeitlichen Verlauf der Wassergehalte über die Vegetationsperiode abzubilden und um eine Freilandkalibrierung der ECH₂O-Sonden, FDR-Sonden und Lindenholzsensoren zu erhalten. Der Vergleich zwischen einer Manipulationsfläche und einer Kontrollfläche soll zeigen, welche Unterschiede eine intensive Austrocknungsphase mit anschließender Wiederbefeuchtung in den Wassergehalten und Saugspannungen der Humusauflagehorizonte bewirkt. Eine vergleichende Betrachtung der unterschiedlichen Messsysteme soll die Möglichkeiten und Grenzen deren Einsetzbarkeit in Humusauflagehorizonten insbesondere auch unter trockenen Bedingungen aufzeigen.

IV) Simulation des Bodenwasserhaushalts

In das bestehende Wasserhaushaltsmodell WHNWIN (Huwe, 1992, Huwe und Totsche, 1995) soll die Humusauflage neben den Mineralbodenhorizonten getrennt nach Of- und Oh-Horizont mit ihren bodenphysikalischen Charakteristika integriert werden. Die für die Bodenwasserhaushaltsmodellierung notwendigen meteorologischen und bodenphysikalischen Eingangsparameter und Randbedingungen sollen für eine Kontroll- und eine Austrocknungs-Wiederbefeuchtungsfläche zusammengestellt bzw. direkt im Freiland gemessen werden. Die Modellkalibrierung soll im ersten Jahr über Messungen der volumetrischen Wassergehalte und Matrixpotentiale im Mineralboden einer Kontrollfläche erfolgen. Im zweiten Jahr erfolgt die Validierung des Modells durch den Vergleich der modellierten mit den gemessenen Wassergehalten und Saugspannungen im Mineralboden und in der Humusauflage für eine Kontroll- und eine Austrocknungs-Wiederbefeuchtungsfläche. Mit Hilfe des Simulationsmodells sollen somit auch Wassergehalte und Saugspannungen als Zeitreihen für die Humusauflage horizontweise ermittelt und Wasserflüsse quantifiziert werden können. Insbesondere der Einfluss einer ausgeprägten Trockenperiode auf den Wasserhaushalt einer simulierten Bo-

densäule - und hier besonders der Humusaufgabe - soll durch das Modell abgebildet werden. Es soll geklärt werden, ob das Prozessverständnis des Modells für die Abbildung des Bodenwasserhaushalts auch für den Fall extremer Austrocknung mit anschließender Wiederbefeuchtung ausreicht, oder ob zusätzliche bodenphysikalische Prozesse in das Modell integriert werden müssen.

4. Material und Methoden

4.1. Untersuchungsstandort

Die Freilanduntersuchungen wurden auf der im Sommer 2005 eingerichteten Intensivmessfläche des Bayreuther Zentrums für Ökologie und Umweltforschung (BayCEER - Bayreuth Center of Ecology and Environmental Research) am Standort Coulissenhieb II am Waldstein im nordwestlichen Fichtelgebirge durchgeführt. Das Fichtelgebirge ist eine weitestgehend aus Graniten, Phylliten und Quarziten aufgebaute Mittelgebirgskette in Nordost-Bayern mit Erhebungen bis über 1000 m über NN. Die Forschungsfläche Coulissenhieb II befindet sich etwa 775 m über NN (Messturm Weidenbrunnen, 50°8'35''N, 11°52'8''O). Der mittlere jährliche Niederschlag beträgt etwa 1157 mm bei einer Jahresmitteltemperatur von 5,3 °C (1971-2000). Der Baumbestand des Untersuchungsgebiets besteht fast ausschließlich aus etwa 140jähriger Fichte (*Picea abies* L.) mit sporadischer Naturverjüngung. Der Unterwuchs wird vorwiegend gebildet aus *Calamagrostis villosa* Chaix., *Deschampsia flexuosa* L., und *Vaccinium myrtillus* L., wobei die beiden letzteren als deutliche Säurezeiger bekannt sind.

4.1.1. Bodeneigenschaften des Untersuchungsgebiets

Die Böden am Standort Coulissenhieb II entwickelten sich über mehrere Meter mächtigem Granitzersatz. Aufgrund des sauren Ausgangsgesteins, das die Grundlage für die anschließende Pedogenese mit der Entwicklung saurer Böden bildete, ist die biologische Aktivität im Boden gering. Es erfolgte kaum Durchmischung von organischer Substanz aus den Humusauflagehorizonten mit dem unterliegenden Mineralboden. Akkumulation der schlecht abbaubaren Fichtenstreu sowie eine ausgeprägte Horizontierung in L-, Of- und Oh-Horizonte mit Mächtigkeiten der Humusauflage von 5 cm bis zu 15 cm sind Folge der geringen Bioturbation. Die Unterteilung in L-, Of- und Oh-Lage ist grundsätzlich definiert nach dem Anteil der Feinsubstanz im jeweiligen Horizont. Demnach besitzt der L-Horizont <10 Vol.-% und der Of-Horizont <70 Vol.-% organische Feinsubstanz (Ad-hoc-AG Boden, 2005). Der Oh ist bestimmt durch einen Feinsubstanzgehalt >70 Vol.-%. Die Mächtigkeiten der Humusauflagehorizonte auf der Versuchsfläche Coulissenhieb II sind jedoch kleinräumig sehr heterogen ausgebildet und auch innerhalb der verschiedenen Teilflächen können Schwankungen von mehreren Zentimetern auftreten. Die Humusformen reichen vom typischen Moder bis zum feinumusreichen Rohhumus. Gerstberger et al. (2004) geben eine mittlere Mächtigkeit der Humusauflage einer angrenzenden Versuchsfläche von 8,5 cm an. Die Bodenart bestimmten sie dort als sandigen Lehm bis Lehm mit Skelettanteilen von 10-25 Vol.-% in den A- und B-Horizonten und 50-75 Vol.-% in den C-Horizonten. Hohe Gehalte organischer Substanz in

den A- und B-Horizonten bedingen eine relativ hohe Porosität bei niedriger Trockenrohdichte. Im Bs-Horizont wurden diese Parameter mit 71 Vol.-% bzw. $0,73 \text{ g cm}^{-3}$ bestimmt. Im tieferen Mineralboden dreht sich dieses Verhältnis zunehmend um, wodurch auch die hydraulische Leitfähigkeit stark abnimmt: $0,002 \text{ cm s}^{-1}$ im C1-Horizont im Vergleich zu $0,018 \text{ cm s}^{-1}$ im Bs-Horizont (Gerstberger et al., 2004).

Für den Mineralboden im Untersuchungsgebiet spielen die Prozesse der Verbraunung und Podsolierung die wichtigste Rolle, wodurch Braunerden mit variabel stark ausgeprägter Podsolierung bzw. Braunerde-Podsole als Bodentypen vorherrschen. Am Standort Coulissenhieb II wurde das Profil an einer Profilgrube nach Bodenkundlicher Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Boden, 2005) als Braunerde-Podsol ausgewiesen (Abb. 4).

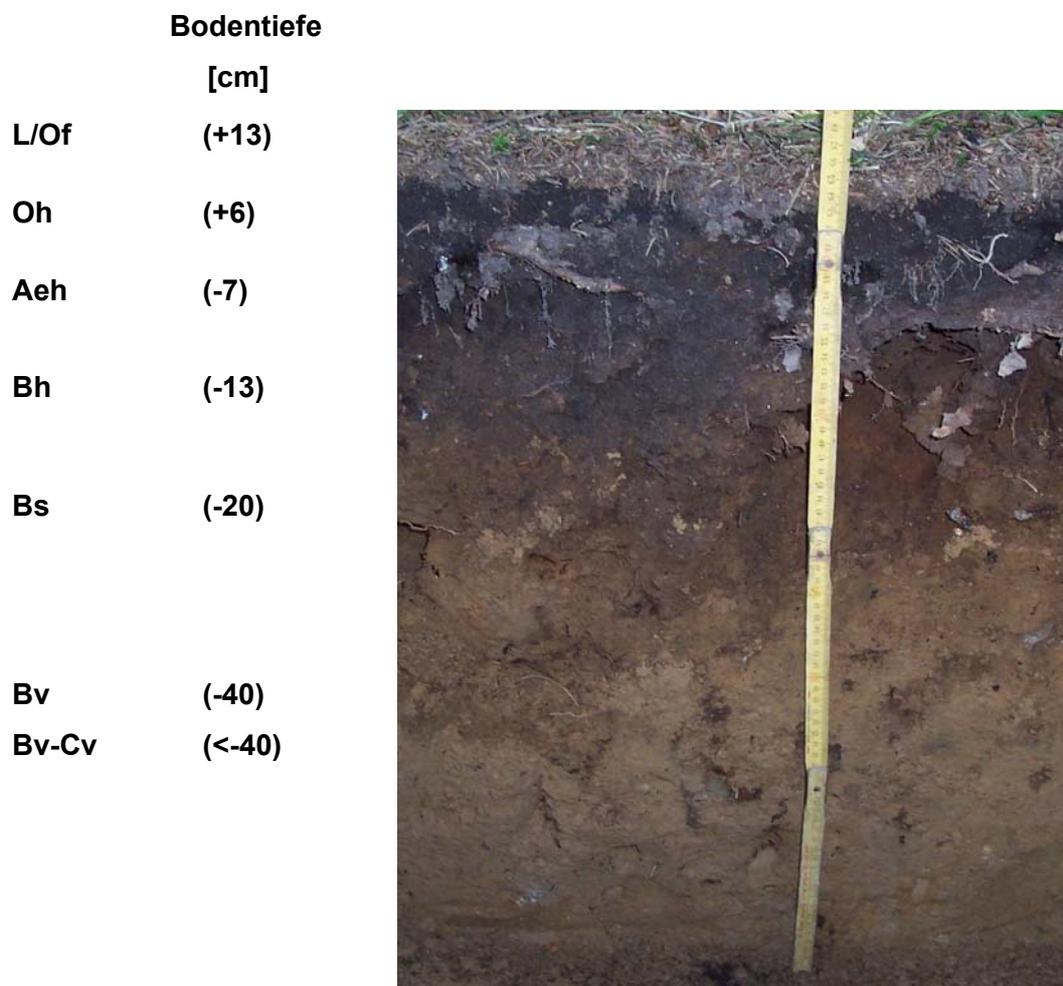


Abb. 4: Bodenprofil am Standort Coulissenhieb II (Fläche K2), Bodentyp Braunerde-Podsol.

Tab. 1: Mittlere chemische Eigenschaften von Bodenhorizonten am Standort Coulissenhieb II im Fichtelgebirge (nach Hentschel et al., 2007).

Hori- zont	Tiefe [cm]	pH		C — [%] —	N	C/N	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Al ³⁺	H ⁺	KAK _{eff}	BS [%]
		H ₂ O	CaCl ₂											
Oh	5	4.0	3.3	18.2	1.0	17.7	94.4	7.6	1.4	3.4	74.1	16.7	206	52
Aeh	-5	4.3	3.4	7.4	0.4	19.2	60.9	3.6	1.0	1.9	66.9	15.5	152	44
Bh	-12	4.3	3.4	5.5	0.3	19.7	70.9	2.3	1.1	1.3	97.6	8.3	190	40
Bs	-18	4.6	3.7	3.4	0.2	20.5	30.1	1.1	0.9	1.0	87.8	3.0	126	26
Bv	-55	4.6	4.1	1.3	0.1	12.3	3.7	0.2	1.1	1.0	41.3	0.6	48	12
Bv-C	<-55	4.5	4.0	0.4	<0.05	8.3	2.7	0.2	3.0	1.1	35.3	0.5	43	16

Die chemischen Eigenschaften der Bodenhorizonte wurden von Hentschel et al. (2007) durch die Beprobung von neun Profilen auf der Versuchsfläche Coulissenhieb II bestimmt (Tab. 1). Im tieferen Mineralboden liegen geringe Gehalte basischer Kationen bei geringer Basensättigung (12 % im Bv) vor. Die höheren Gehalte in der Auflage und im Oberboden mit einer Basensättigung im Bh von 40 % sind auf Kalkungsmaßnahmen zurückzuführen, in deren Folge auch die Bioturbation angeregt wurde. Al³⁺ stellt dennoch das bedeutendste austauschbare Kation im Mineralboden dar, was charakteristisch für die sauren Verhältnisse ist.

4.1.2. Teilflächen

Im Rahmen des DFG geförderten Forschungsvorhabens „FOR 562 Bodenprozesse“ wurde der Untersuchungsstandort durch die „Forschergruppe Bodenprozesse“ (im Weiteren nur „Forschergruppe“) in neun Teilflächen untergliedert (Abb. 5). Neben den Teilflächen K1, K2 und K3, die als Kontrollen dienen, wurden die Teilflächen A1, A2 und A3 vom 24. Juni bis 8. August 2006 unterhalb des Kronenansatzes überdacht (Abb. 5), um eine intensive Sommer-trockenheit zu simulieren, wie sie für Mitteleuropa vom IPCC (2007) im Zusammenhang mit der globalen Klimaänderung für die nächsten Jahrzehnte prognostiziert wird. Sechs Wochen nach dem Dachschluss wurden die Dachplatten wieder abgebaut. Durch Beregnung der Flächen mit Quellwasser innerhalb von zwei Tagen mit 30 bzw. 37 mm d⁻¹ wurde eine Wiederbefeuchtung der Flächen durchgeführt. Die Freilandversuche innerhalb dieser Arbeit wurden auf den zentral gelegenen Teilflächen K2 und A2 durchgeführt.

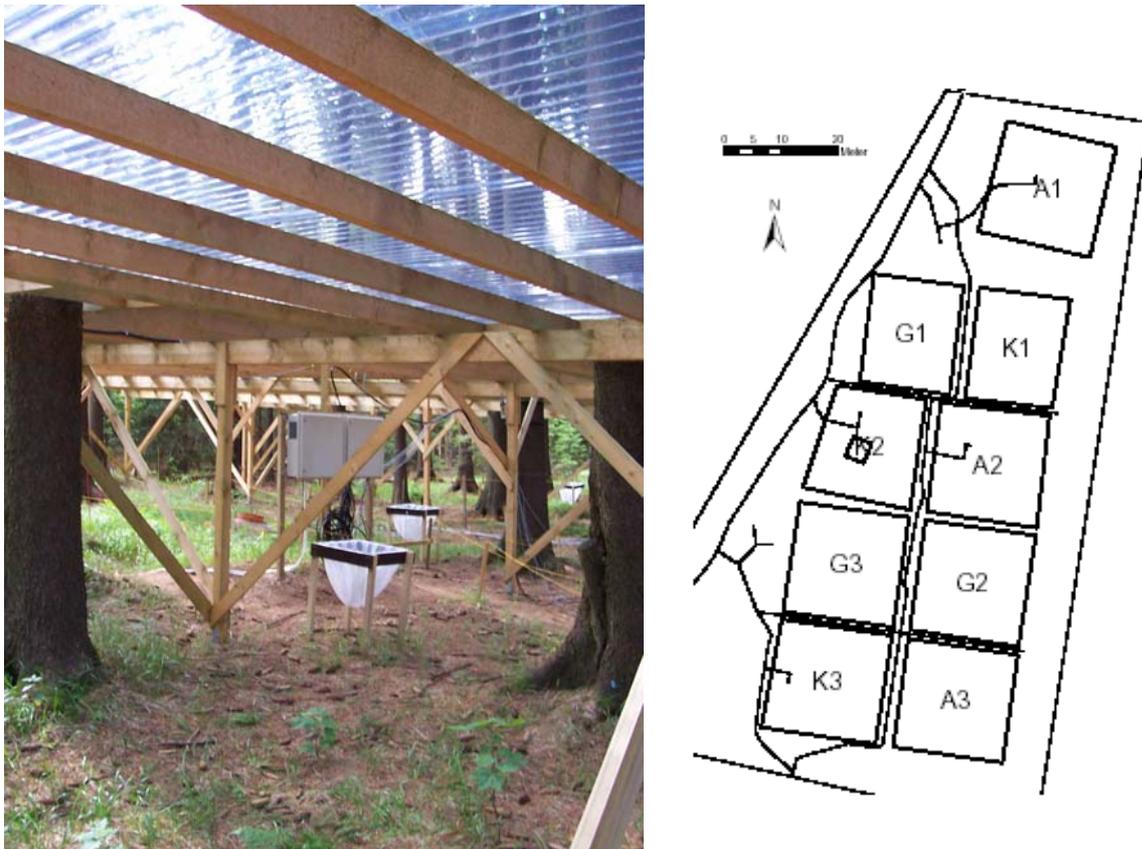


Abb. 5: Überdachung der Fläche A2 zur Simulation eines Austrocknungsereignisses im Jahr 2006 auf der Untersuchungsfläche „Coulissenhieb II“ der Forschergruppe des BayCEER am Waldstein im Fichtelgebirge und Lage der Teilflächen.

4.2. Bodenphysikalische Laboruntersuchungen

Die bodenphysikalischen Kenngrößen wurden an ungestörten Bodenproben ermittelt, die im Juni 2005 auf der Teilfläche K2 horizontweise mittels Stechzylinder (100 cm³, 4 cm Höhe) entnommen wurden. Alle Proben wurden vertikal dem Profil entnommen. Die Humusaufgabe wurde getrennt nach L/Of- und Oh-Horizont beprobt. Eine separate Untersuchung des L-Horizonts war aufgrund der meist geringen Mächtigkeit von 1-2 cm nicht möglich. Zur Entnahme des L/Of-Horizonts wurde ein Stechzylinder vorsichtig und langsam in die Humusaufgabe eingedreht, so dass keine Verformung der Proben auftrat. Nach der Entnahme des Zylinders wurden die Oberfläche und der Boden des Stechzylinders glatt abgeschnitten. Die Entnahme des Oh-Horizonts geschah in gleicher Weise, nachdem der L/Of-Horizont vorher entfernt wurde. Die Beprobung der Mineralbodenhorizonte geschah durch Eindrehen bzw. Einhämmern des Stechzylinders in den jeweiligen Horizont (Abb. 6).



Abb. 6: Beprobung des obersten Mineralbodenhorizonts (Aeh).

Zur Bestimmung der **Korngrößenverteilung** der Mineralbodenhorizonte wurde je eine Probe pro Horizont (20 g) zunächst auf 2 mm zur Abtrennung des Skelettanteils gesiebt. Mit Wasserstoffperoxid (H_2O_2) wurde die organische Substanz oxidiert. Zur Dispergierung des Feinbodens wurde 0,5 g Natriumpyrophosphat ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$) zugesetzt (Hartge und Horn, 1989). Durch Nasssiebung wurden die Grob-, Mittel- und Feinsandfraktion ($>63 \mu\text{m}$ Äquivalentdurchmesser) quantifiziert, während die Fraktionen von Grobschluff ($63\text{--}20 \mu\text{m}$), Mittelschluff ($20\text{--}6,3 \mu\text{m}$) über Feinschluff ($6,3$ bis $2 \mu\text{m}$) bis Ton ($<2 \mu\text{m}$) mit der Pipettmethode bestimmt wurden (Köhn, 1929).

Die Bestimmung der **gesättigten Wasserleitfähigkeit (k_s)** [m s^{-1}] erfolgte durch Verwendung eines Wasserpermeameters nach der Methode der konstanten Druckdifferenz (Eijkelkamp Agrisearch Equipments, 2003). Hierfür wurden die ungestörten Bodenproben mit einer Wiederholungszahl von $n=6$ für die Mineralbodenhorizonte bzw. $n=4$ für die Humusauflagehorizonte verwendet.

Die Bestimmung der **Substanzdichten (ρ_s)** [g cm^{-3}], definiert als Masse des trockenen Bodens pro Substanzvolumen, erfolgte mit Glaspyknometern (Segeberg, 1955) an je einer gestörten Probe je Horizont.

Zur Bestimmung der **Trockenrohdichten (ρ_b)** [g cm^{-3}] wurden die ungestörten Bodenproben ($n=6$ für Mineralbodenhorizonte, $n=4$ für Humusauflagehorizonte), die zur Bestimmung der gesättigten Leitfähigkeiten verwendet wurden, samt Stechzylinder bei $105 \text{ }^\circ\text{C}$ bis zur Ge-

wichtskonstanz getrocknet. ρ_b wurde als Verhältnis von Trockenmasse und Ausgangsvolumen berechnet (Campbell und Henshall, 1991), wobei nur der Feinbodenanteil berücksichtigt wurde. Zur Überprüfung der an den kleineren Stechzylindern ermittelten Trockenrohddichten der Humusauflagehorizonte wurden an zusätzlich je drei größeren Stechzylinderproben (471 cm³) des L/Of- und Oh-Horizonts die Bestimmung der Trockenrohddichte durchgeführt.

Die **Porosität (ϕ)** [%] wurde aus der Trockenrohddichte und der Substanzdichte für die jeweiligen Horizonte berechnet:

$$\phi = \left(1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \right) \cdot 100 \quad (5)$$

- ϕ = Porosität [%]
- ρ_b = Trockenrohddichte [g cm⁻³]
- ρ_s = Substanzdichte [g cm⁻³]

Nach kompletter Wassersättigung von jeweils fünf Proben jedes Horizonts erfolgte die Entwässerung und damit die Bestimmung der pF-Kurven bis pF 2,5 auf keramischen Platten mittels hängender Wassersäule (10 cm, 31 cm, 100 cm, 316 cm Wassersäule) und von pF 2,5 bis pF 4,2 (n=3) im Drucktopf durch anlegen definierter Überdrücke (1 bar, 3 bar, 15 bar). Für jeweils drei Proben aus dem L/Of und Oh-Horizont, wurden zusätzlich die pF-Werte 4,52, 5,01 und 5,59 mittels gesättigter Salzlösungen (vgl. Kapitel 4.3.3.2) durch die Verwendung von K₂SO₄, (NH₄)H₂PO₄ bzw. NaCl im Exsikkator eingestellt. Um eine Hysterese zwischen Austrocknung und Wiederbefeuchtung für die Bodenproben zu erreichen, wurde nach der Austrocknung bis pF 4,2 im Drucktopf ein niedrigerer Druck (1 bar) angelegt und ein Wasservorrat bereitgestellt, aus dem über einen Plastikschauch die Wiederbefeuchtung der Proben stattfinden sollte. Dieser Versuch scheiterte jedoch, da über den Schlauch bei abnehmender Saugspannung kein Wasser in die Probe gelangte. Für die Integration in das Wasserhaushaltsmodell WHNWIN wurde zur Beschreibung des $\theta(\psi)$ -Zusammenhangs somit für jeden Horizont nur die Austrocknungskurve verwendet. Um den $\theta(\psi)$ -Zusammenhang für die Humusauflage- und die Mineralbodenhorizonte genauer zu beschreiben und Werte für Feldkapazität (FK) und nutzbare Feldkapazität (nFK) berechnen zu können, wurde das Modell von van Genuchten (1980) verwendet. Dieses geht von einer unimodalen Porengrößenverteilung im Boden aus und wurde an die mittleren Wassergehalte der Bodenproben bei den zugehörigen Saugspannungen angepasst:

$$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha\Psi)^n\right]^m} \quad (6)$$

$\theta(\psi)$	= Wassergehalt als Funktion der Saugspannung [m ³ m ⁻³]
ψ	= Saugspannung [hPa]
θ_r	= Restwassergehalt [m ³ m ⁻³]
θ_s	= Wassergehalt bei Sättigung [m ³ m ⁻³]
α, n, m	= van Genuchten-Parameter mit $m=1-1/n$ [-]

Die Anpassung der van Genuchten-Funktion an die Messpunkte erfolgte über nichtlineare Regression mit dem Statistikprogramm Statistica, Version 5.5 (StatSoft, Inc., 1999). Die Parameter α und n wurden nach der Methode der kleinsten Quadrate geschätzt. Als Wassergehalt bei Sättigung wurde der im Labor ermittelte Wert verwendet, der Restwassergehalt wurde jeweils so gewählt, dass eine optimale Anpassung der Funktion an die Messwerte erreicht wurde. Für die Charakterisierung der Wasserspeicherung wurden für jeden Horizont FK und nFK aus der jeweils parametrisierten van Genuchten-Funktion berechnet. Als FK wurde definitionsgemäß der volumetrische Wassergehalt bei pF 1,8 (63 hPa Saugspannung) berechnet (Ad-hoc-AG Boden, 2005). Die nFK errechnet sich aus der Differenz zwischen FK und dem Wassergehalt bei pF 4,2 (15 bar, permanenter Welkepunkt).

4.3. Entwicklung eines Lindenholzsensors zur Bestimmung von Matrixpotentialen in Humusauflagehorizonten

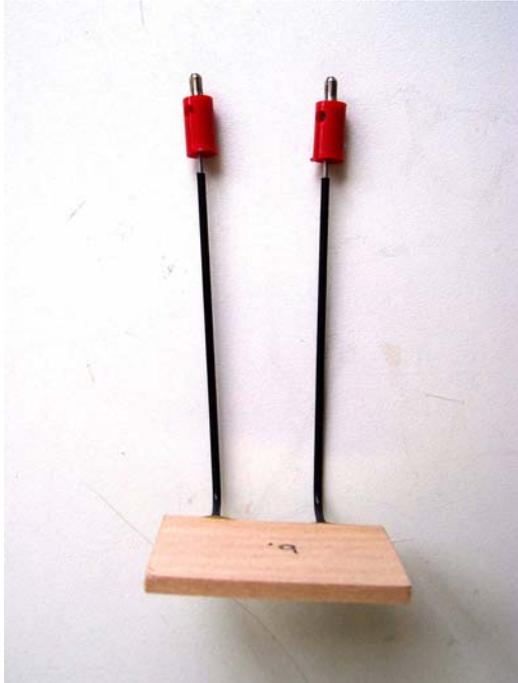
Die bisher in der Literatur beschriebenen Methoden, die elektrische Leitfähigkeitsmessung zur Bestimmung des Wassergehalts von Humusauflagehorizonten einsetzen, sollten in dieser Arbeit weiterentwickelt werden. Die Grundidee von Borken et al. (2003), eine definierte Spannung an Lindenholzstücke statt an Eichenblätter, wie sie Wilson et al. (2000) und Hanson et al. (2003) verwendeten, anzulegen, wurde aufgegriffen und weiterentwickelt.

4.3.1. Aufbau des Sensorelementes und Messtechnik

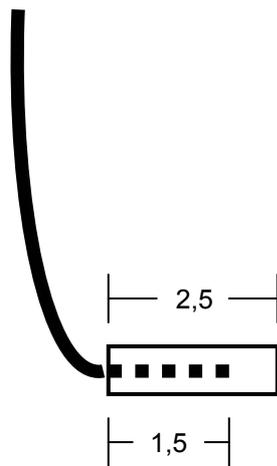
Bei der Herstellung der Sensoren in dieser Arbeit wurde zunächst Lindenholz durch Sägen, Hobeln und Fräsen auf die Maße 2,5 cm x 4 cm mit einer Dicke von 0,2 cm gebracht, was sich aus umfangreichen Vorversuchen als günstig bezüglich des schnellen Wasseraustausches mit umgebendem Bodenmaterial herausstellte. Mit Schleifpapier (Körnung 100) wurde die Oberfläche jedes Holzstückes aufgeraut, so dass die Stücke bezüglich ihrer Wasseraufnahmefähigkeit vergleichbarer waren. Mit Hilfe einer exakt steuerbaren Fräsmaschine wurden an einer der beiden schmalen Längsseiten im Abstand von 2,0 cm senkrecht zur Mase-

rung des Holzes zwei 0,9 mm starke Löcher 1,5 cm tief ins Holz vorgebohrt, in welche anschließend die Elektroden (1,0 mm VA Edelstahlraht) per Hand eingedreht wurden. Zwischen den Elektroden konnte somit der Strom entlang der Leitungsbahnen des Holzes fließen. Bis zum Eintrittspunkt der Elektroden in das Holz wurden diese mit Schrumpfschlauch überzogen. Der Kontaktpunkt zwischen Holz und Schrumpfschlauch wurde mit Zwei-Komponenten-Kleber (UHUplus endfest[®]) abgedichtet, so dass entlang der Elektroden kein Wasser in das Holz eindringen konnte. Weiterhin wurden die schmalen Seiten der Holzstücke mit Zwei-Komponenten-Kleber abgedichtet, wodurch der Wasseraustausch nur über die Oberfläche des Holzes und nicht randlich erfolgen kann. Somit konnte die Hysterese zwischen Austrocknung und Wiederbefeuchtung verringert werden, was ebenfalls in Vorversuchen abgeklärt wurde. Abb. 7 zeigt ein Foto sowie den schematischen Aufbau des Sensorelementes. Die Messtechnik beruht auf dem Prinzip der elektrischen Leitfähigkeitsmessung. Mit zunehmender Feuchte und zunehmender Temperatur des Holzstückes verringert sich dessen elektrischer Widerstand. Dieser Widerstand, den das Holzstück zwischen den beiden Elektroden im Stromkreis darstellt, wird als Messgröße in dieser Arbeit verwendet. Um Polarisationseffekte an den Elektroden zu vermeiden, wurde von vornherein, im Gegensatz zur Arbeit von Borken et al. (2003), Wechselstrom verwendet. Die Frequenz wurde mit 25 Hz so gewählt, dass die Hintergrundfrequenz von 50 Hz im Boden keine Beeinflussung der Messsignale darstellt. Die Stromstärke bleibt mit 10^{-6} A (1 μ A) im Stromkreis konstant. Unter diesen Voraussetzungen wurden die Sensorelemente an die Stromversorgung angeschlossen, um je nach deren Feuchte und Temperatur definierte Widerstände anzunehmen und als Messsignal auszugeben. Die Stromversorgung erfolgte zunächst durch von der Elektronikwerkstatt der Universität Bayreuth hergestellte Versorgungseinheiten, die 5 Sensoren gleichzeitig nebeneinander mit Strom versorgen konnten. Die Erfassung der Messsignale erfolgte zunächst über DL2-Logger (Delta-T Devices, Cambridge, GB), die die Messsignale sämtlicher angeschlossener Sensoren gleichzeitig abrufen und speichern. Aus Versuchen des Jahres 2005 wurde jedoch deutlich, dass bei gleichzeitiger Messung im Boden eingebauter Sensoren eine gegenseitige Störung der Messsignale auftritt. Damit musste das Messlayout und die Datenspeicherung modifiziert werden, da die bisher verwendeten DL2-Logger ausschließlich gleichzeitig erhobene Messungen an einem Messzeitpunkt speichern können und auch die bisher entwickelte Messelektronik für die Lindenholzsensoren jeweils fünf Sensoren genau gleichzeitig mit Strom versorgte. Weiterentwicklungen führten schließlich zur Steuerung der Sensormessungen über Relais, wodurch die einzelnen Sensoren im zeitlichen Abstand von 2 sec nacheinander geschaltet werden, sodass eine gegenseitige Beeinflussung der Sensorsignale nicht möglich ist. Hierzu war jedoch auch aufgrund oben beschriebener Probleme bei Verwendung eines DL2-Loggers eine andere Form der Datenspeicherung nötig.

a)



b)



c)

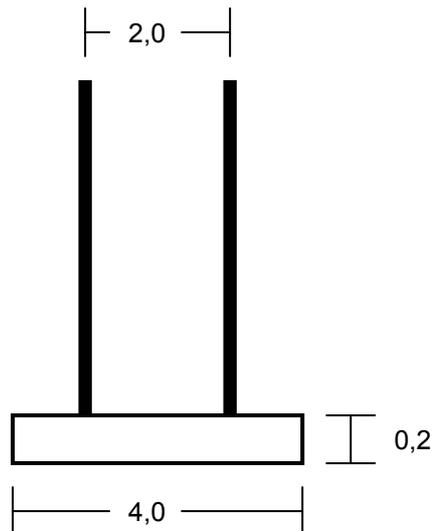


Abb. 7: a) Foto eines Lindenholzsenors mit Steckverbindungen zur Messelektronik und schematischer Aufbau in b) Seiten- und c) Frontansicht, Maßangaben in cm.

Für die Messungen der elektrischen Widerstände innerhalb der Lindenholzsensoren wurden zwei von der Elektronikwerkstatt der Universität Bayreuth entwickelte Datenlogger (Bezeichnung ELUB 0621/0 und ELUB 0621/3) für die vorliegende Fragestellung zur Messung elektrischer Leitfähigkeiten verwendet. Diese „ELUB-Logger“ enthalten die gesamte Messtechnik samt Stromversorgung und speichern die Messsignale in definierten zeitlichen Intervallen. Die elektronische Entwicklung und Fertigung der passenden Messtechnik für den benötigten Widerstandsbereich von 10 kΩ bis 5 MΩ erfolgte durch die Elektronikwerkstatt. Um die opti-

male Konfiguration der Messanordnung zu entwickeln bedurfte es häufiger Nachbesserungen und Veränderungen des bestehenden Systems, bis schließlich jeweils ein Logger für Labor- bzw. Freilandmessungen zur Verfügung stand. Im Labor konnten 24 Lindenholzsensoren, im Freiland 42 Lindenholzsensoren angeschlossen werden.

4.3.2. Beständigkeit des Sensors

Um den Abbau des Sensorholzes bei Verwendung in Humusauflagen zu minimieren, wurden die Holzstücke mit einem Holzschutzmittel auf Wasserbasis (Sadolin) definiert vorbehandelt. Diese Vorbehandlung umfasste nacheinander das Einlegen der Hölzer für 24 Stunden in das Holzschutzmittel, zwei Tage Trocknung bei 60 °C im Trockenschrank, 24 h Wasserbad zur Entfernung oberflächlichen Holzschutzmittels und nochmals 3 Tage Trocknung bei 60 °C im Trockenschrank. Zur Untersuchung der Wasseraufnahmekinetik wurden unterschiedlich vorbehandelte, trockene Sensoren in ein Wasserbad gegeben, wobei anfänglich stündlich, später täglich, der Wassergehalt der Sensorhölzer bestimmt wurde. Alle weiteren Untersuchungen erfolgten mit Lindenholzsensoren, die vor ihrer Verwendung die beschriebene Vorbehandlung erfuhren.

4.3.3. pF – Sensorsignalkurve des Lindenholzensors

Zur grundlegenden Beschreibung des Sensors und dessen Messbereichs wurde in einem Vorversuch der Zusammenhang zwischen Sensorsignal und Saugspannung des Sensorholzstückes bei konstant 20 °C ohne umgebendes Bodenmaterial untersucht. Saugspannungen von pF 2,5, 2,7, 3,0, 3,5 und 4,2 wurden im Drucktopf an anfangs vollständig wassergesättigte Sensoren angelegt (n=5). Zur Einstellung von Saugspannungen größer 15 bar (>pF 4,2) im Labor, die in Humusauflagen während der sommerlichen Austrocknung auftreten, wurden gesättigte Salzlösungen verwendet.

4.3.3.1. pF-Werte 2,5 bis 4,2 – Einstellen von Saugspannungen durch Überdruck

Die wassergesättigten Sensoren wurden auf eine 15 bar-Keramik im Drucktopf aufgesetzt und mit einem plastiküberzogenen Metallquader beschwert, damit der Kontakt zur Keramik stets gegeben war (Abb. 8, 9). Durch Anlegen eines definierten Überdrucks wird Wasser aus der Keramik gepresst und über eine Schlauchverbindung aus dem Drucktopf geführt. Auf diese Weise wird auch das Porenwasser des Sensorholzes definiert entzogen.

Über eine speziell für diesen Versuch von der Elektronikwerkstatt gefertigte, druckstabile Verbindungsbuchse in der Drucktopfwand wurden die Sensoren an die Messtechnik angeschlossen, so dass die Sensorsignale kontinuierlich aufgezeichnet werden konnten. Dies hatte den Vorteil, den Zeitpunkt der Gleichgewichtseinstellung genau zu kennen, ohne den Drucktopf zum mehrmaligen Wiegen der Sensoren öffnen und damit das System stören zu müssen. Vielmehr konnte, sobald das Sensorsignal keine Änderung mehr zeigte und sich

asymptotisch einem Wert näherte, der Asymptotenwert als der eingestellten Saugspannung zugehöriger Messwert erfasst werden.

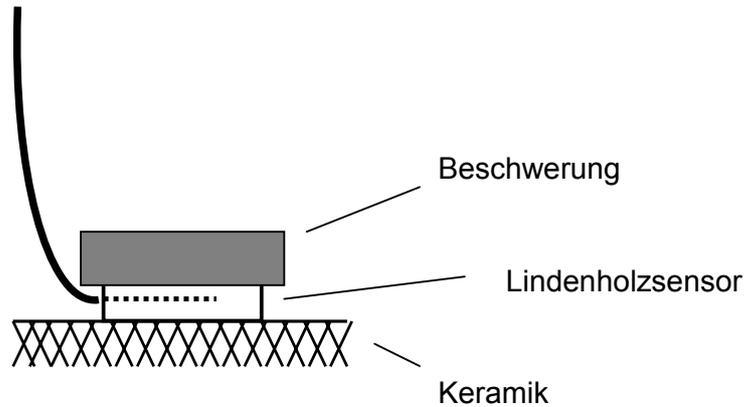


Abb. 8: Schematische Darstellung der Versuchsanordnung zur Einstellung von Saugspannungen bis $pF\ 4,2$ im Drucktopf auf keramischer Saugplatte (Lindenholzsensor in Seitenansicht, ohne Drucktopf und Elektronik).

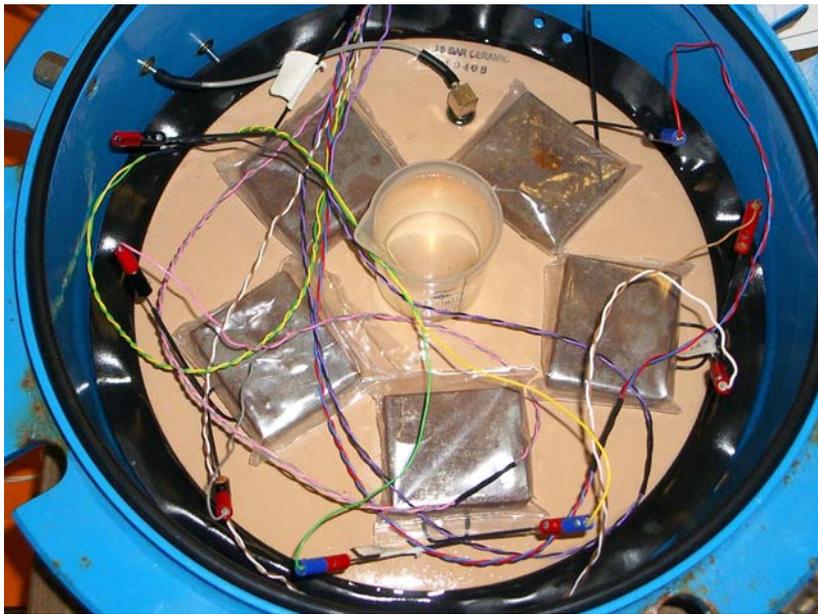


Abb. 9: Versuchsanordnung zur Einstellung von Saugspannungen im Drucktopf.

4.3.3.2. pF -Werte $>4,2$ – Gesättigte Salzlösungen zur Einstellung definierter Saugspannungen

Innerhalb eines geschlossenen Systems stellt sich über einer gesättigten wässrigen Lösung eines Salzes eine bestimmte relative Luftfeuchte (RF) ein. Setzt man in diesem „headspace“ Probenmaterial, welches Wasser aufnehmen, speichern und abgeben kann, dieser relativen

Luftfeuchte aus, so kann im Gleichgewichtszustand Kelvin's Gleichung (7), die vom idealen Gasgesetz abgeleitet wurde, angesetzt werden. Mit Hilfe dieser Gleichung ist es möglich, für die eingebrachte Probe, wie Bodenmaterial oder Sensorholz, die totale Saugspannung, welche sich aus Matrixpotential und osmotischem Potential zusammensetzt, zu berechnen (Fredlund und Rahardjo, 1993):

$$\psi_t = - \frac{RT}{M_w \left(\frac{1}{\rho_w} \right)} \ln(RF) \quad (7)$$

- ψ_t = totale Saugspannung [Pa]
- R = universelle Gaskonstante (8,314 J mol⁻¹ K⁻¹)
- T = Temperatur [K]
- M_w = Molmasse des Wassers (18,016 g mol⁻¹)
- ρ_w = temperaturabhängige Dichte des Wassers (0,9982 g cm⁻³ bei 20°C)
- RF = relative Luftfeuchte [%]

Diese Methode, über Salzlösungen definierte relative Luftfeuchten zu erzeugen, wurde bereits in verschiedenen Arbeiten vorgestellt (z.B. Zanoelo, 2005, Hong et al., 2005), jedoch selten zur Einstellung von Potentialen in Böden angewandt (Greiffenhagen et al., 2006). In der vorliegenden Arbeit wurde in den verschiedenen Kapiteln mit gesättigten Lösungen der Salze K₂SO₄, Na₂HPO₄·12H₂O, (NH₄)H₂PO₄, BaCl₂·2H₂O, KCl und NaCl gearbeitet, um RF von 98 % bis 75 % einzustellen. Bei 20 °C ergeben sich aus (7) definierte Saugspannungen in den Probenstücken (Sensorhölzer oder Humusauflageproben) (Tab. 2).

Tab. 2: Relative Luftfeuchte (RF) und daraus resultierende totale Saugspannung (Ψ_t) bzw. pF-Werte von Probenmaterial über gesättigten Salzlösungen bei 20 °C.

Salzlösung	RF [-]	Ψ_t [MPa]	pF [-]
K ₂ SO ₄	0,976 ^a	3,3	4,52
Na ₂ HPO ₄ ·12H ₂ O	0,950 ^d	6,9	4,84
(NH ₄)H ₂ PO ₄	0,927 ^c	10,2	5,01
BaCl ₂ ·2H ₂ O	0,903 ^b	13,8	5,14
KCl	0,851 ^a	21,8	5,34
NaCl	0,751 ^a	38,7	5,59

a Greenspan (1977) b ASTM (1985) c Young (1967) d Falbe und Regitz (1999)

Bei der Herstellung der benötigten gesättigten Salzlösungen bei 20 °C wurde unter ständigem Rühren in Exsikkatoren zu destilliertem Wasser so viel Salz gegeben, bis sich kein Salz mehr löste und sich ein Bodensatz bildete. Dieser Bodensatz wurde so bemessen, dass er noch ausreichend Wasser aus den Proben aufnehmen konnte.

Zur Ermittlung des Sensorsignals der Lindenholzsensoren (ohne umgebendes Bodenmaterial) bei pF-Werten $>4,2$ wurden die Sensoren in dicht verschlossenen Inkubationsflaschen über den beschriebenen Salzlösungen den entsprechenden relativen Luftfeuchten ausgesetzt (Abb. 10, 11). Nach der Austrocknung der Sensoren bis pF 5,01 wurde in umgekehrter Richtung über den Salzlösungen bzw. abschließend bei pF 4,2 im Drucktopf die Befeuchungskurve ermittelt. Über pF 5,01 konnten für die Sensoren keine weiteren Saugspannungen eingestellt werden, da sonst der maximale Messbereich von 5000 k Ω überschritten worden wäre. Auf diese Weise wurden die pF-Werte 4,52, 5,01, und 5,14 (Überschreitung des Messbereichs) nacheinander eingestellt und das entsprechende Sensorsignal konnte für jede eingestellte Saugspannung erfasst werden.

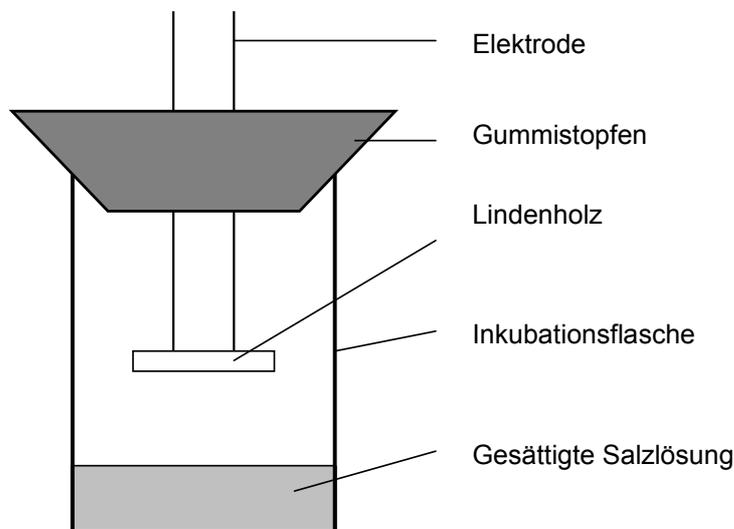


Abb. 10: Schematische Darstellung der Versuchsanordnung (ohne Elektronik) zur Einstellung von Saugspannungen $>pF 4,2$ für den Lindenholzsensor über gesättigten Salzlösungen (Lindenholzsensor in Frontansicht).

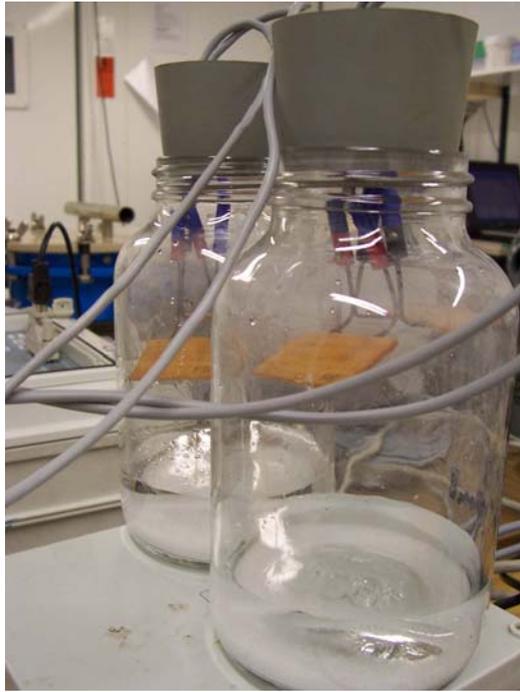


Abb. 11: Versuchsanordnung zur Einstellung von Saugspannungen über gesättigten Salzlösungen.

4.3.4. Sensormessungen in Hochmoortorfs substrat

Durch das Erkennen des aufgetretenen Problems der gegenseitigen Beeinflussung der Sensoren bei gleichzeitiger Stromversorgung (vgl. 4.3.1.) wurde auch deutlich, dass ein unbestimmter Teil des Stroms nicht nur, wie angenommen, in den Leitungsbahnen des Holzes, sondern auch über den angrenzenden Boden fließen kann. Je nach Leitfähigkeit des umgebenden Bodenmaterials würde sich somit bei gleichen Wassergehalten ein unterschiedliches Sensorsignal einstellen. Um zu prüfen, ob bei gleichen Saugspannungen das für den Sensor ohne umgebendes Bodenmaterial aufgenommene Sensorsignal gleich dem Sensorsignal ist, wenn der Sensor in organisches Material eingebaut wird, wurde durch Verwendung von Torfsubstrat getestet. In Plastikzylinder, die nach unten mit einem feinmaschigen, wasserdurchlässigen Netz abgeschlossen waren, wurde in vierfacher Wiederholung Torf (Hochmoortorf, pH 2,5 bis 3,5, ohne Zusätze) gefüllt (Lagerungsdichte $0,20 \text{ g cm}^{-3}$). Ins Zentrum der Zylinder wurden parallel zur Oberfläche mit destilliertem Wasser gesättigte Lindenholzsensoren eingebaut. Die Zylinder mit Torf und Sensor wurden im Drucktopf an die Mess elektronik angeschlossen und Saugspannungen von 2,85 bis 4,2 ausgesetzt. Über einer gesättigten K_2SO_4 -Lösung wurde der pF-Wert 4,52 eingestellt. Die so für definierte Saugspannungen ermittelten Sensorsignale wurden mit den Sensorsignalen verglichen, die ohne umgebendes Torfmaterial bei der eingestellten Saugspannung erhalten wurden (vgl. 4.3.3.).

4.3.5. Temperaturabhängigkeit des Sensorsignals

Mit einem ersten Prototyp des Lindenholzsensors, der sich vom endgültigen Sensor nur durch das etwas stärkere Holz (3 mm) unterschied, wurden Vorversuche durchgeführt, die den grundlegenden Zusammenhang zwischen Temperatur, Wassergehalt des Holzes und Sensorsignal aufzeigen sollten. Dabei wurden die Lindenholzstücke (n=5) durch Einlegen in destilliertes Wasser vollständig aufgesättigt und sukzessive durch Austrocknung auf definierte gravimetrische Wassergehalte gebracht. Bei Erreichen des gewünschten Wassergehalts, welcher durch kontinuierliches Wiegen der Hölzer genau erzielt wurde, wurden die Sensoren mit Parafilm versiegelt, so dass der Wassergehalt des Holzstückes konstant blieb. Bei fünf Temperaturen (2, 5, 10, 15 und 20°C) wurden die Sensorsignale bei den eingestellten definierten gravimetrischen Wassergehalten aufgezeichnet. Um die Temperatur von 10 °C zu erreichen, wurde die 15 °C Temperaturkammer zeitweise auf 10 °C abgekühlt. An die Messpunkte wurde für jeden Wassergehalt eine lineare Funktion angepasst. Um zwischen den Parametern Wassergehalt, Temperatur und Sensorsignal des Lindenholzsensors eine Beziehung herzustellen, wurde mit Statistica (StatSoft, 1999) eine multiple lineare Regression gerechnet.

4.3.6. Laborkalibrierung anhand definierter Saugspannungen und Temperaturen

Um eine substratspezifische Kalibrierung durchzuführen, wurde Of- und Oh-Material des Standorts Coulissenhieb II verwendet, wo in der Vegetationsperiode der Jahre 2005 und 2006 die Freilandmessungen durchgeführt wurden. Der Einfluss der Temperatur auf das Signal der in Humusauflagematerial eingebauten Sensoren wurde durch Einstellen von vier verschiedenen Temperaturen bei konstanten Saugspannungen untersucht. Die Probenahme des Humusauflagematerials erfolgte im Herbst 2005. Sowohl das Of- als auch das Oh-Material wurde feldfrisch gesiebt (2 cm bzw. 5 mm), um grobe Bestandteile wie kleine Äste und Wurzeln zu entfernen. Nach unten mit einem Kunststoffgewebe abgedichtete Plastikzylinder (91 cm³) wurden mit Humusauflagematerial gefüllt. Dabei wurden die im Labor bestimmten Lagerungsdichten von 0,14 g cm⁻³ für den Of- (n=8) und 0,20 g cm⁻³ für den Oh-Horizont (n=8) eingestellt. In die Mitte der Zylinder wurde parallel zur Oberfläche je ein mit destilliertem Wasser gesättigter Lindenholzsensor eingebaut. Damit sich ein Gleichgewicht zwischen Sensorholz und Probenmaterial einstellen konnte, ohne dass sich der Wassergehalt verändert, wurden diese Systeme zwei Wochen verschlossen bei 2 °C gelagert.

Im Drucktopf bei Überdruck und über gesättigten Salzlösungen wurden die Zylinder mit den eingebauten Sensoren bei 20 °C auf definierte pF-Werte eingestellt, während gleichzeitig das Sensorsignal aufgezeichnet wurde (Abb. 12-14). Je acht Zylinder mit Of- bzw. Oh-

Material wurden auf einer Keramik durch Einstellen von 15 bar Überdruck im Drucktopf auf den pF-Wert 4,2 eingestellt. Die Erhebung der Messwerte erfolgte wie unter 4.3.3.1. beschrieben, wo ohne umgebendes Bodenmaterial gearbeitet wurde. Für die Einstellung von pF-Werten >4,2 über gesättigten Salzlösungen wurden die Lösungen K_2SO_4 und $(NH_4)H_2PO_4$ (Tab. 2) in zwei Exsikkatoren verwendet. Die jeweils acht Zylinder mit Of- bzw. Oh-Material, die bereits bei pF 4,2 im Drucktopf verwendet wurden, wurden für diese höheren pF-Werte weiterverwendet. Die angestrebten pF-Werte im Substrat wurden als erreicht angenommen, wenn sich der Median der Sensorsignale über mehrere Tage nicht mehr veränderte. Dieser Zustand trat allerdings trotz der Verwendung von Ventilatoren in den Exsikkatoren bei diesen hohen Saugspannungen erst nach etwa drei Monaten ein. Anschließend wurden die Exsikkatoren geöffnet und die Plastikzylinder sofort samt Humusauflagenmaterial und Sensoren mit Parafilm abgedichtet, so dass kein weiterer Wasseraustausch mit der Atmosphäre stattfinden konnte und die eingestellte Saugspannung damit konstant blieb. Nach Einstellung von pF 4,2 und nach Abschluss der Kalibrierung bei pF 5,01 wurden die Zylinder gewogen, um durch abschließende Trocknung bei 105 °C bis zur Gewichtskonstanz den jeweiligen volumetrischen Wassergehalt bestimmen zu können. Dadurch kann verglichen werden, ob die hier erhaltenen Wassergehalte bei pF 4,2 und pF 5,01 mit den entsprechenden Wassergehalten, die bei den gleichen Saugspannungen bei der im Labor aufgenommenen pF-Kurve erzielt wurden (vgl. 4.2.), übereinstimmen, oder ob sich Abweichungen ergeben und damit die ermittelte pF-Kurve für die Humusauflagehorizonte angezweifelt werden sollte.

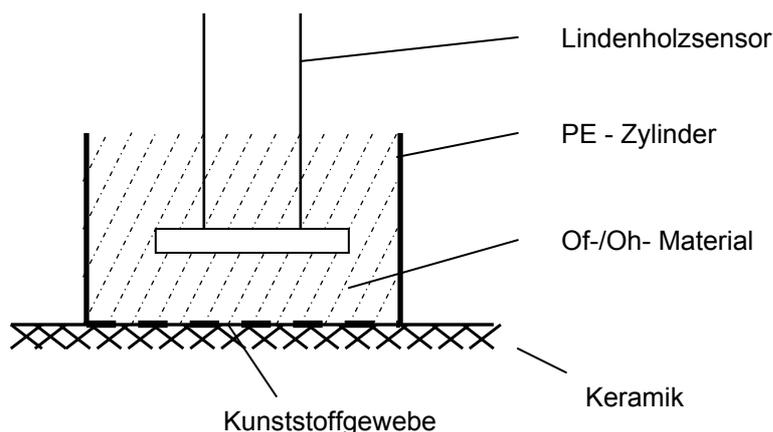


Abb. 12: Schematische Darstellung der Versuchsanordnung im Drucktopf zur Einstellung von pF 4,2 für das System Sensor-Humusauflagenmaterial (ohne Darstellung der Messelektronik).

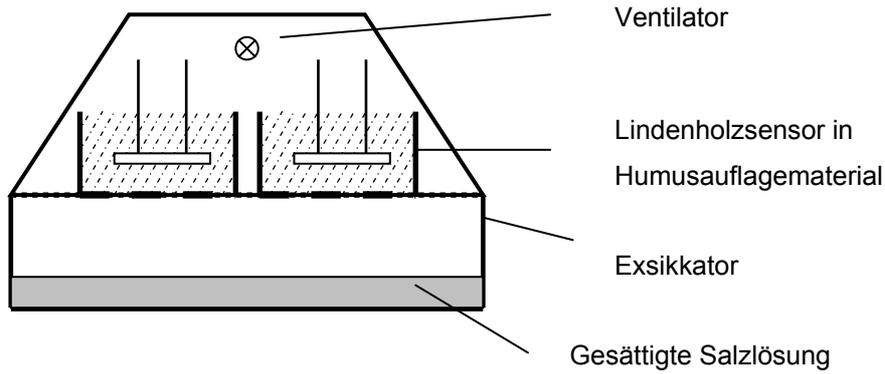


Abb. 13: Schematische Darstellung der Versuchsanordnung zur Einstellung von Saugspannungen für das System Sensor-Humusauflagematerial im Exsikkator über gesättigten Salzlösungen für pF-Werte >4,2 (ohne Darstellung der Messelektronik).



Abb. 14: Versuchsanordnung zur Einstellung von Saugspannungen >pF 4,2 über gesättigten Salzlösungen für das System Sensor-Humusauflagenmaterial. Anschluss der Sensoren durch Stopfenbohrungen an die Messelektronik.

Durch anschließende Messung der elektrischen Widerstände bei 2 °C, 5 °C und 15 °C wurden die Messwerte bei konstanter Saugspannung und konstanter Temperatur ermittelt. Als Messwert wurde der Median aller Messungen der acht Wiederholungen pro Horizont im Zeit-

raum etwa eines Tages bei jeder Temperatur ermittelt. Aufgrund von geringfügigen Schwankungen der Temperaturen in den Thermoräumen wurde diese Maßnahme gewählt, um einen Medianwert über einen längeren Zeitraum zu erzielen, in dem das Sensorsignal nur noch von der Temperatur abhängig ist. Die Temperatur wurde zeitgleich durch drei Thermistoren bestimmt, deren Messsignale von einem DL2-Logger aufgezeichnet wurden. Aus den drei Wiederholungen der Temperaturmessungen wurde der Mittelwert über die gleiche Zeitspanne wie bei den Lindenholzsensoren gebildet.

Da die Saugspannung einer Bodenprobe temperaturabhängig ist, muss dies auch bei eben beschriebenen Vorgehen zur Ermittlung des Temperatureinflusses auf das Messergebnis betrachtet werden. (8) beschreibt den Zusammenhang zwischen Saugspannung und Temperatur (Grant und Salehzadeh, 1996, Grant und Bachmann, 2002, Grant, 2005).

$$\psi(T) = \psi(T_r) \frac{\beta_o + T}{\beta_o + T_r} \quad (8)$$

$\psi(T)$ = Saugspannung [Pa] bei Temperatur T [K]

$\psi(T_r)$ = Saugspannung [Pa] bei Referenztemperatur T_r [K]

β_o = Konstante [K]

In dieser empirisch ermittelten Gleichung gelten für die meisten Mineralböden β_o -Werte von -350 K bis -450 K (Grant, 2005). Für organische Substrate fehlen Angaben für β_o . Setzt man jedoch die beiden für Mineralböden ermittelten β_o -Grenzwerte von -350 K und -450 K exemplarisch jeweils in die Gleichung ein, so ergibt sich für eine Temperaturabnahme von 20°C auf 2°C rechnerisch eine maximale Zunahme der Saugspannung von beispielsweise pF 4,2 auf pF 4,3, von pF 5,0 auf pF 5,1 oder von pF 6,0 auf pF 6,1.

Daneben wird durch das Einbringen der abgedichteten Zylinder von 20 °C in die 2 °C Temperaturkammer der Taupunkt überschritten, wodurch ein Teil der Luftfeuchte kondensiert. Durch das nun frei vorliegende Wasser im Boden würde die Saugspannung etwas absinken, wenn genügend Wasser kondensieren würde. Bei 20 °C und 97,6 % Luftfeuchte (pF 4,52 der Bodenproben) beträgt die absolute Feuchte 17 g m⁻³. Bei 2 °C sinkt die absolute Feuchte auf 5 g m⁻³ bei Sättigung ab. Somit würden 12 g Wasser m⁻³ Luft bei einer Temperaturenniedrigung von 20 °C auf 2 °C kondensieren. Im Zylindervolumen von 91 cm³ würde somit nur 1 mg Wasser kondensieren, wobei das im Zylinder eingeschlossene Luftvolumen jedoch aufgrund der ebenfalls im Zylinder enthaltenen Bodenmatrix noch weitaus geringer ist. Somit kann weit weniger als 1 mg Wasser innerhalb eines Zylinders frei werden, der aufgrund der für die Humusauflagehorizonte ermittelten pF Kurve bei pF 4,52 etwa 8 Vol.-% Wasser (ent-

spricht 7 g) enthält. Eine Veränderung der Saugspannung aufgrund kondensierenden Wassers bei Temperaturerniedrigung von 20 °C auf 2 °C kann dadurch vernachlässigt werden. Da die Zunahme der Saugspannung bei sinkenden Temperaturen nicht ohne weiteres quantifiziert werden kann, wird die bei 20 °C eingestellte Saugspannung in dieser Arbeit als temperaturkonstant angenommen. Eine wie oben berechnete mögliche Veränderung von 0,1 pF-Einheiten als Folge der Temperaturveränderung muss dabei in Erwägung gezogen werden. Der Zusammenhang zwischen Messsignal, Saugspannung und Temperatur wurde aus den Messergebnissen über multiple lineare Regression in Statistica Vers. 5.5 (StatSoft, Inc., 1999) ermittelt, wodurch eine Laborkalibrierfunktion für die Lindenholzsensoren bei Einbau in Humusauflagematerial unter Berücksichtigung der Temperatur erhalten wurde. Die abhängige Variable „Messsignal“ wurde dabei durch die beiden unabhängigen Variablen „Temperatur“ und „Saugspannung“ beschrieben.

4.3.7. Freilandkalibrierung

Die im Freiland gemessenen Sensorsignale der Lindenholzsensoren wurden mit den jeweils im Freiland gemessenen Temperaturen und gravimetrisch bestimmten volumetrischen Wassergehalten über multiple Regression in Beziehung gebracht. Die somit erhaltene Freilandkalibrierfunktion erlaubte die Ermittlung kontinuierlicher volumetrischer Wassergehalte aus den aufgezeichneten Temperaturen und den Lindenholzsensorsignalen. Über die angepasste van Genuchten-Funktion wurden die so ermittelten Wassergehalte des Of- und Oh-Horizonts in Saugspannungen umgerechnet. Aufgrund ihrer schiefen Verteilung wurde der Median der Sensormessungen (n=10) verwendet, während bei der Bestimmung des volumetrischen Wassergehalts aus den je drei Wiederholungen je Fläche und Horizont der Mittelwert gebildet wurde.

4.4. Freilandmessungen

4.4.1. Messtechnik und Messprogramm

Auf der Fläche K2 wurden bereits im Jahr 2005 Messungen des Bestandesniederschlags und des Bodenwasserhaushalts durchgeführt. So wurden im Mai 2005, vor der Instrumentierung der Teilflächen durch die Forschergruppe, vier Regensammler sowie je drei registrierende Tensiometer in 10 cm, 20 cm und 90 cm und drei FDR-Sonden in 25 cm Mineralbodentiefe installiert. Diese Messdaten des Jahres 2005 wurden zur Kalibrierung des Wasserhaushaltsmodells WHNWIN verwendet. In der Humusaufgabe wurden für Messungen im Zeitraum Juni bis November 2005 je 10 Lindenholzsensoren im Of (4 cm unter Geländeoberfläche (u. GOF)) bzw. Oh (8 cm u. GOF) zur Prüfung der Freilandtauglichkeit der Messtechnik eingebaut. In den gleichen Tiefen wurden je vier Temperaturfühler installiert.

Im Jahr 2006 fand von April bis Dezember die Intensivmessung auf den beiden Teilflächen

K2 und A2 statt. Dabei wurden die im Folgenden aufgeführten Untersuchungen durchgeführt.

4.4.1.1. Bestandesniederschlag

Der Bestandesniederschlag wurde während der Vegetationsperiode (April bis November 2006) auf der Versuchsfläche K2 2 m entfernt von den im Boden eingebauten Sensoren mittels Niederschlagsgeber nach Hellmann (Kippwaage, Firma Fischer, Typ 4413), dessen Messdaten durch einen DL2-Logger in stündlicher Auflösung gespeichert wurden, bestimmt. Die Werte der Kippwaage, die als Randbedingung in das Simulationsprogramm eingehen, wurden zunächst auf Plausibilität geprüft und schließlich zu Tageswerten aggregiert. Messlücken der Kippwaage wurden über die Daten von acht Regenbechern (35 mm Fassungsvermögen), die mindestens einmal wöchentlich abgelesen wurden, geschlossen. Aus den Niederschlagsmengen in den Regenbechern zwischen zwei Ablesungen wurde zur Ermittlung von Tageswerten zunächst der Mittelwert gebildet. Dieser Wert wurde entsprechend der Verteilung des täglichen Freilandniederschlages in diesem Zeitraum anteilig auf Tageswerte umgerechnet. Auf die Bestimmung des Stammabflusses wurde verzichtet, da er bei Fichten weniger als 2 % des Bestandesniederschlags ausmacht (Mitscherlich, 1981, Benecke, 1984) und der messtechnische Aufwand damit in keinem Verhältnis zur Messgenauigkeit steht. Zur Ermittlung des Bestandesniederschlags während der Wintermonate (November bis März) wurde auf die Bestandesniederschlagsmengen, die im Rahmen der zweiwöchigen Routinebeprobung des Lehrstuhls Bodenökologie mit einem RS 200-Sammler (UMS, München) für die Teilfläche K2 erhoben werden, zurückgegriffen. Hier wurde ebenfalls die innerhalb zwei Wochen gesammelte Bestandesniederschlagsmenge anhand der Verteilung des täglichen Freilandniederschlages auf tägliche Bestandesniederschlagsmengen umgerechnet.

Für die Fläche A2 wurde der Bestandesniederschlag der Fläche K2 angenommen, wobei während des Zeitraums der Überdachung kein Bestandesniederschlag auf der Fläche A2 auftraf, jedoch 80 mm auf der Fläche K2. Nach Abbau der Dachplatten wurde zwei Tage durch Vierecksregner mit 30 bzw. 37 mm d⁻¹ künstlich wiederbefeuchtet, so dass sich in der Jahresbilanz nur 13 mm Unterschied im Bestandesniederschlag zwischen A2 und K2 ergaben.

4.4.1.2. Bodentemperatur

Die Messung der Bodentemperatur auf den beiden Teilflächen war insbesondere zur Bestimmung der Matrixpotentiale in den Humusauflagehorizonten durch die Lindenholzsensoren von Wichtigkeit. Es wurden je vier Thermistoren 4 bzw. 8 cm u. GOF im Of- bzw. Oh-Horizont auf den Flächen A2 und K2 eingebaut. Die acht auf A2 eingebauten Sensoren wurden im März 2006 an den Logger der Forschergruppe angeschlossen, während diejenigen auf der Fläche K2 bereits im April 2005 an einen DL2-Logger außerhalb der Forschergruppe angeschlossen und 2006 weiterbetrieben wurden. Für die Berechnungen verwendet wurde

der Mittelwert aus je vier im selben Horizont eingebauten Sensoren.

4.4.1.3. Instrumentierung des Mineralbodens

Zur Messung von Saugspannungen im Mineralboden wurden in 10, 20 und 90 cm Mineralbodentiefe im Jahr 2005 je drei Tensiometer auf der Teilfläche K2 eingebaut und betrieben. Diese Tensiometer wurden nach neuerlicher Kalibrierung in 2006 weiterverwendet. Die Tensiometer wurden bis zum Boden mit Kunststoffhauben überstülpt, so dass bei Niederschlagsereignissen kein Wasser entlang der Tensiometerrohre in den Boden eindringen konnte. Die Wasserinfiltration war dadurch im Radius von ca. 5 cm um die Rohre in den Boden unterbunden. Die im Jahr 2005 auf der Fläche K2 eingebauten FDR-Sonden zur Bestimmung des Wassergehalts in 25 cm Tiefe für die Modellkalibrierung konnten aufgrund technischer Probleme im Jahr 2006 nicht weiterverwendet werden. Durch die Forschergruppe sind jedoch auf der Fläche K2 je eine TDR-Sonde in den Tiefen 7 cm, 35 cm und 71 cm u. GOF eingebaut (stündliche Messung), um den volumetrischen Wassergehalt zu messen. Auf der Fläche A2 sind durch die Forschergruppe keine Wassergehaltsmessungen im Mineralboden vorgesehen, Saugspannungen werden durch je ein registrierendes Tensiometer in 20, 40 und 90 cm Bodentiefe gemessen.

4.4.1.4. Volumetrische Wassergehaltsbestimmung an Humusauflagenmaterial

Mindestens einmal wöchentlich erfolgte die volumengenaue Entnahme von Of- und Oh-Material zur volumetrischen Wassergehaltsbestimmung. Hierzu wurden auf den Teilfläche A2 und K2 im Radius von maximal 2 m um die im Boden eingebauten Sensoren mittels Stechzylinder (100 cm^3) jeweils drei Proben aus dem Of- bzw. Oh-Horizont entnommen. Bei Mächtigkeiten der Horizonte unter der Stechzylinderlänge von 4 cm wurde entsprechend weniger Volumen entnommen, das aber berechnet wurde, indem mittels Zollstock die Höhe des Humusaufagematerials im Zylinder gemessen wurde. Bei $105 \text{ }^\circ\text{C}$ wurden die Bodenproben im Trockenschrank bis zur Gewichtskonstanz getrocknet und anschließend rückgewogen. Aus der Differenz, die in Beziehung zum jeweiligen Volumen der Probe gesetzt wurde, ergab sich der volumetrische Wassergehalt der Bodenprobe. Dieser wurde als Kalibriergröße für die eingebauten Sensoren (Lindenholzsensoren, ECH_2O -Sonden, FDR) verwendet. Weiterhin wurden aus den volumetrischen Wassergehalten über die im Labor aufgenommene pF-Kurve und die daran angepasste van Genuchten-Funktion Saugspannungen im Of- und Oh-Horizont berechnet. Hierzu wurden die Einzelmessungen der volumetrischen Wassergehalte anhand der jeweiligen Gleichung in Saugspannungen umgerechnet, wovon der Mittelwert mit Standardabweichung für den Of- und Oh-Horizont ermittelt wurde.

4.4.1.5. Instrumentierung der Humusauflagehorizonte zur Messung von Wassergehalten und Saugspannungen

ECH₂O-Sonden

Um in Humusauflagen volumetrische Wassergehalte kontinuierlich bestimmen zu können, wurden ECH₂O-Sonden des Typs EC-20 (im Folgenden als „ECH₂O-Sonde“ bezeichnet) der Firma Decagon Devices Inc. (Pullman, USA) in 4 cm (Of) und 8 cm (Oh) Bodentiefe in je dreifacher Wiederholung parallel zur Oberfläche auf den Teilflächen K2 und A2 eingebaut und von Mai bis Dezember 2006 betrieben. Die Sensoren benötigen eine konstante Eingangsspannung von 2,5 V Gleichspannung. Dies ist insofern wichtig, da das Outputsignal der Sonden direkt von der angelegten Spannung abhängig ist. Die Versorgungsspannung wurde über ein Relais des DL2-Loggers nur zu den Messzeitpunkten an die Sonden angelegt, da nach Herstellerangaben eine ständige Spannungsversorgung der Sonden vermieden werden soll. Die Ausgangsspannung der ECH₂O-Sonden wurde den destruktiv ermittelten volumetrischen Wassergehalten im Of und Oh gegenübergestellt, um eine Freilandkalibrierung zu erhalten, wobei die beiden Teilflächen A2 und K2 horizontweise zusammengefasst wurden.

Die Laborkalibrierung der ECH₂O-Sonden erfolgte an gestörtem Of- und Oh-Material des Untersuchungsstandorts. Bei definierten Lagerungsdichten von 0,13 g cm⁻³ (Of) und 0,20 g cm⁻³ (Oh) wurden die Sonden in dreifacher Wiederholung in 10 cm hoch in eine Plastikwanne gefülltes Substrat eingebaut. Das entsprechende Spannungssignal wurde mit dem volumetrischen Wassergehalt des Substrats, welches durch Ausstechen einer Substratprobe mit einem kleinen Stechzylinder (47 cm³) und anschließender Trocknung bis zur Gewichtskonstanz bei 105 °C bestimmt wurde, für verschiedene Wassergehalte von feucht (ca. 0,7 m³ m⁻³) bis trocken (ca. 0,05 m³ m⁻³) in Beziehung gesetzt. Aus den Sensorsignalen bei bestimmten Wassergehalten konnten für die beiden Horizonte Of und Oh Kalibriergeraden ermittelt werden.

Mobile Einstich-FDR-Sonde

Parallel zur Entnahme von Humusauflagenmaterial zur Bestimmung der Wassergehalte im Of- und Oh-Horizont wurde auf den Flächen A2 und K2 die Outputspannung einer mobilen FDR-Sonde (Abb. 15, Theta Probe ML-2x, Delta-T Devices, Cambridge, GB) bei senkrechtem Einstich in den Boden aufgenommen, um Zusammenhänge zum oberflächennahen Bodenwassergehalt und Aussagen über die Anwendbarkeit von FDR-Sonden zur Bestimmung von aktuellen Wassergehalten organischer Humusauflagen treffen zu können. Das Einstechen erfolgte auf den Teilflächen A2 und K2 in jeweils zwölfacher Wiederholung. Die Sondenstäbe von sechs Zentimetern Länge durchstechen beim Eindringen in den Boden neben dem Of-Horizont in jedem Fall auch den L- und evtl. auch den Oh-Horizont, wenn dieser un-

ter 6 cm u. GOF ansteht. Die Output-Spannung der FDR-Sonde wird deshalb vom Wassergehalt von zwei bis drei Horizonten beeinflusst. Diese über die jeweilige Teilfläche gemittelten Spannungssignale, die beim senkrechten Einstich in den Boden erhalten wurden, wurden den mittleren, destruktiv ermittelten volumetrischen Wassergehalt des Of- und Oh-Horizonts gegenübergestellt. Dieses Vorgehen ist somit rein empirisch, da dem einzelnen, durch mehrere Horizonte beeinflussten Messsignal, der Wassergehalt zweier Horizonte gegenübergestellt wird. Durch die relativ hohe Zahl an Wiederholungen ergibt sich für die Fläche eine repräsentative mittlere Ausgangsspannung, die somit den Wassergehalten des Of- und des Oh-Horizonts gegenübergestellt wird. Die Güte des Zusammenhangs soll Aussagen darüber zulassen, ob durch dieses schnell durchführbare Verfahren die herkömmliche Bestimmung volumetrischer Wassergehalte über die gravimetrische Bestimmung ersetzt werden kann.



Abb. 15: Mobile FDR-Sonde (ML-2x, Delta-T Devices) zur Bestimmung des Wassergehalts in der Humusauflage.

Einstichtensiometer

Die Tauglichkeit von Tensiometern zur Messung von Saugspannungen in Humusauflagehorizonten ist sehr beschränkt. Um die Probleme und Möglichkeiten dieser Methode abzuschätzen, wurden auf der Teilfläche K2 vier Einstichtensiometer (20 cm Rohrlänge) in 8 cm u. GOF im Oh-Horizont installiert. Die Saugspannungen wurden ebenfalls zu den Messzeitpunkten mit einem Handauslesegerät bestimmt. Über den Einstich einer Nadel durch ein Septum, das das Tensiometerrohr zur Atmosphäre hin abschließt, wird der anliegende Unterdruck im Tensiometerrohr gemessen, der, nach Abzug der Länge der Wassersäule im Rohr, direkt der im Boden anliegenden Saugspannung entspricht. Der Wasserstand in den Tensiometern wurde zu jedem Messtermin überprüft und gegebenenfalls durch Befüllen mit destilliertem, entgastem Wasser wieder angehoben. In Trockenperioden wurde auf das Befüllen der Tensiometerrohre verzichtet, da innerhalb kurzer Zeit die Rohre wieder leer laufen würden. Erst nach Niederschlagsereignissen und einer damit verbundenen natürlichen Be-

feuchtung des Bodens wurden die Tensiometerrohre befüllt. Aus den vier Wiederholungen wurde für jeden Messzeitpunkt der Mittelwert gebildet und die Standardabweichung bestimmt.

Lindenholzsensoren



Abb. 16: Instrumentierung der Humusauflage mit Lindenholzsensoren (Bildmitte; im Vordergrund Regenmessbecher und Kippwaage zur Bestimmung des Bestandesniederschlags).

In der Humusauflage wurden je zehn Lindenholzsensoren im Of- bzw. Oh-Horizont auf beiden Flächen (K2 und A2) eingebaut (Abb. 16). Die Installation der Sensoren erfolgte in 4 cm u. GOF im Of- und in 8 cm u. GOF im Oh-Horizont, wobei die Holzstücke parallel zur Bodenoberfläche eingebaut wurden. Im Abstand von 20 Minuten wurden die Sensoren nacheinander im Abstand von 2 Sekunden per Relais mit Strom versorgt, wobei der jeweilige elektrische Widerstand geloggt wurde. Der kurze zeitliche Abstand zwischen der Messung des ersten und des letzten Sensors spielt bei der Betrachtung von Wassergehalten in der Humusauflage keine Rolle. Aus den je zehn Messsignalen je Fläche und Humusauflagehorizont wurde der Median gebildet.

4.5. Modellierung des Bodenwasserhaushalts

4.5.1. Modellbeschreibung

Zur Modellierung des Bodenwasserhaushalts auf den beiden Teilflächen K2 und A2 wurde das Programm WHNWIN, Version 2.0 (Huwe, 1992, Huwe und Totsche, 1995) verwendet. Die Verwendung dieses Modells hatte den Vorteil, dass der Quellcode vorlag. So konnten bei Problemen, die insbesondere durch die Einbeziehung der Humusauflagehorizonte auftreten können, direkt am Modell bestimmte Veränderungen vorgenommen werden. Das Modell wurde ursprünglich zur Beschreibung des Wasser-, Wärme- und Stickstofftransports landwirtschaftlich genutzter Böden entwickelt und ist aus mehreren Teilmodellen aufgebaut, die die Komponenten des Wasserhaushalts des zu betrachtenden Systems beschreiben (z. B. Verdunstung, Vegetation, Wassertransport). Die Teilmodelle werden zu einem Gesamtmodell zusammengefasst, das schließlich den Wasserhaushalt, aber auch den Wärme- und Stickstofftransport, unter gegebenen Randbedingungen abbilden kann. Die Simulation des Bodenwasserhaushalts geschieht auf Basis einer eindimensionalen Bodensäule.

Mit Hilfe dieses Programms wurde der zeitliche Verlauf der Bodenwassergehalte sowie der Saugspannungen der Teilflächen A2 und K2 in der Auflage und im Mineralboden bis 90 cm Bodentiefe modelliert. Weiterhin wurde für das Jahr 2006 die Sickerwassermenge in 90 cm Tiefe ermittelt. Lateraler Fluss sowie Oberflächenabfluss konnten aufgrund der geringen Hangneigung der Versuchsfläche vernachlässigt werden.

Als Inputgrößen für das Modell wurden für den Untersuchungsstandort meteorologische und bodenphysikalische Parameter ermittelt. Insbesondere wurde die Humusauflage mit ihren im Labor bestimmten bodenphysikalischen Eigenschaften ins Modell integriert, um zum einen die Bodensäule komplett abzubilden, und zum anderen um Saugspannungen und Wassergehalte auch für die Humusauflagehorizonte modellieren zu können.

Der für die vorliegende Fragestellung wichtige abzubildende Teilaspekt des Modells ist der Wassertransport. Dieser wird im Modell durch die erweiterte Richardsgleichung, eine partielle Differentialgleichung, beschrieben, welche durch ein Finite-Differenzenverfahren numerisch gelöst wird. Kosugi et al. (2001) wiesen nach, dass die Richards-Gleichung den ungesättigten Wasserfluss auch in Humusaufgaben beschreiben kann. Das im Modell integrierte Newton-Raphson-Verfahren wurde in die Modellierung einbezogen (Marsal, 1976, Hornung und Messing, 1984), um durch diesen iterativen Prozess eine möglichst exakte modellinterne Wasserbilanz zu erhalten. Um die partielle Differentialgleichung lösen zu können, sind Anfangs- und Randbedingungen für den oberen Rand (Grenze Humusauflage–Atmosphäre) und unteren Rand (unteres Ende der Modellbodensäule) nötig.

4.5.2. Meteorologische Randbedingungen

Für die Modellierung des Bodenwasserhaushalts stellen die meteorologischen Parameter wichtige obere Randbedingungen dar. Der Bestandesniederschlag und die Evapotranspiration beeinflussen dabei als Randflüsse direkt die Wassergehalte und Matrixpotentiale im Boden. Das Sättigungsdefizit geht zur Berechnung der aktuellen Verdunstung bei definierter vertikaler Wurzelverteilung in das Modell ein. Die Interzeptionsverdunstung wurde aufgrund der Verwendung des Bestandesniederschlags als Input-Größe auf 0 gesetzt.

4.5.2.1. Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration

Die potentielle Evapotranspiration ist definiert als die maximale Verdunstungshöhe, die unter gegebenen Klimabedingungen erzielt wird, unter der Voraussetzung, dass genügend Wasser verfügbar ist. Zur Abschätzung der potentiellen Evapotranspiration wurden unterschiedliche Verfahren entwickelt, die unterschiedliche Ansprüche an die meteorologische Datenbasis stellen (Schrödter, 1985).

In dieser Arbeit erfolgte die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration unter Verwendung des Programms Tranpenn (Manderscheid, 1999), das entweder auf der Grundlage der Penman-Monteith-Gleichung (Monteith, 1965, Thom, 1975, Federer, 1982, Schrödter, 1985, Ernstberger, 1987), oder nach dem Haude-Ansatz (Haude, 1955) rechnet. Dieses Programm wurde bereits zur Berechnung der potentiellen Evapotranspirationsrate bei vorangegangenen Untersuchungen auf der angrenzenden Fläche Coulissenhieb I verwendet (Matzner et al., 2004). Zur Berechnung der täglichen Verdunstung mit diesem Programm wurde das genauere Modell nach Penman-Monteith gewählt. Hierfür wurden die meteorologischen Parameter Freilandniederschlag, relative Luftfeuchte, Tagesmitteltemperatur, Nettostrahlung und Windgeschwindigkeit benötigt. Als Freilandniederschlag wurde der auf der direkt neben der Versuchsfläche gelegenen Freifläche Pflanzgarten durch die Abteilung Klimatologie der Universität Bayreuth gemessene Niederschlag verwendet. Die anderen Parameter stammten von den Messungen der Abteilung Klimatologie am Messturm Weidenbrunnen, der etwa 150 m von den Versuchsflächen entfernt im selben Fichtenbestand steht. Die Parameter Lufttemperatur, relative Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit stammen von Messungen in 2 m Höhe. Die Nettostrahlung wurde aus der Differenz der kurzwelligen und langwelligen Strahlungsbilanz über dem Bestand errechnet. Fehlwerte wurden jeweils über Regressionen mit den entsprechenden Messparametern der Fläche Pflanzgarten berechnet und in den Datensatz integriert. In WHNWIN werden aus der potentiellen Evapotranspiration die potentielle Evaporation (EP_p) und die potentielle Transpiration (TP_p) berechnet.

4.5.2.2. Bestimmung des Sättigungsdefizits

Die Berechnung des Sättigungsdefizits (ΔE) erfolgte aus der gemessenen relativen Luftfeuchte (RF) und dem Sättigungsdampfdruck nach:

$$\Delta E = E_w(T) - e \quad (9)$$

$E_w(T)$ = temperaturabhängiger Sättigungsdampfdruck [hPa]

Mit e = Dampfdruck des Wassers = RF gilt

$$\Delta E = E_w(T) - RF \quad (10)$$

Der temperaturabhängige Sättigungsdampfdruck (E_w) wurde dabei nach der Magnus-Formel (nach Sonntag, 1982) berechnet:

$$E_w(T) = E_0 \cdot \exp\left(\frac{17,5043 \cdot T}{241,2^\circ\text{C} + T}\right) \quad (11)$$

mit T = Temperatur ($-30^\circ\text{C} < T < 70^\circ\text{C}$)

$E_0(T=0^\circ\text{C})$ = Sättigungsdampfdruck bei 0°C = 6,11 hPa.

4.5.3. Parametrisierung des Modells

4.5.3.1. Bodenphysikalische Parametrisierung des Modells

Neben den meteorologischen Inputgrößen stellen die Bodeneigenschaften der zu modellierenden Bodensäule die wichtigsten Parameter des Modells dar. Das Tiefenprofil der eindimensionalen Säule ist charakterisiert durch die im Freiland und im Labor bestimmten bodenkundlichen Kenngrößen Horizontmächtigkeit, Wurzelverteilung und Bodenart der Horizonte. Die im Gelände aufgenommene Horizontierung des Bodenprofils auf der Teilfläche K2 wurde in das Modell übernommen (Tab. 3). Durch Anfügen eines achten Horizonts wurde das Profil bis in drei Meter Tiefe im Modell verlängert. Die acht Horizonte wurden in 26 Kompartimente untergliedert. Für jeden Horizont müssen Retentionskurven zur Beschreibung des Zusammenhangs zwischen Wassergehalt und Matrixpotential angegeben werden. Das Hilfsprogramm BAP3 (Huwe und Riffel, 1999) wurde verwendet, um zwischen den Punkten der im Labor für jeden Horizont aufgenommenen Wasserspannungskurve von pF 0,5 bis pF 4,2 (bzw. bis pF 5,59 für Of und Oh) durch kubische Splines zu interpolieren. Aus der Trocken-

rohdichte und der Substanzdichte, die beide im Labor für jeden Horizont bestimmt wurden, konnte die Porosität errechnet werden. pF-Kurven, Porosität und Leitfähigkeit gehen als Parameter für die Beschreibung des Wassertransports für jeden Horizont in das Simulationsprogramm WHNWIN ein.

Um die Richardsgleichung lösen zu können, müssen kompartimentweise Matrixpotentiale als Anfangsbedingungen angegeben werden. Hierbei wurden einheitlich -100 hPa gewählt. Der Startzeitpunkt der Modellierung wurde jedoch schon einige Wochen vor den Startzeitpunkt der Freilandmessungen gelegt, sodass sich für das Matrixpotential ein Gleichgewicht einstellen konnte. Während am oberen Rand vom Programm konstant Flussbedingungen angenommen werden, wurde für den unteren Rand freie Dränung gewählt. Lateralfluss wurde ausgeschlossen. Das 20. Kompartiment wurde als „leaching compartment“ festgelegt, wodurch die jährliche Sickerwasserrate in 90 cm Mineralbodentiefe bestimmt werden konnte.

Tab. 3: *Aufbau der Bodensäule im Modell.*

Kompartiment	Horizontnummer	Horizontbezeichnung	Tiefe u. GOF [cm]
1	1	L/Of	4
2	1	L/Of	6
3	2	Oh	10
4	2	Oh	13
5	3	Aeh	16
6	3	Aeh	20
7	4	Bh	26
8	5	Bs	33
9	6	Bv	39
10	6	Bv	45
11	6	Bv	50
12	7	Bv-Cv	55
13	7	Bv-Cv	60
14	7	Bv-Cv	65
15	7	Bv-Cv	70
16	7	Bv-Cv	75
17	8		80
18	8		85
19	8		95
20	8		103
21	8		115
22	8		135
23	8		160
24	8		190
25	8		240
26	8		300

4.5.3.2. Aktuelle Evaporation und aktuelle Transpiration

Aus der auf täglicher Basis berechneten potentiellen Evapotranspirationsrate werden im Modell die potentielle Evaporation und die potentielle Transpiration über den effektiven Bedek-

kungsgrad nach (12) und (13) berechnet.

Die tägliche aktuelle Evaporation (EP_a) errechnet sich aus (14) über die aktuelle Saugspannung in 5 cm Bodentiefe (pF_5) über den Faktor f . Bis zu einem pF -Wert in 5 cm Bodentiefe von 2 bleibt $EP_a=EP_p$, d. h. $f=1$. Zwischen pF_5 2 und pF_5 5 reduziert sich der Anteil der aktuellen Evaporation linear, bis dieser bei pF_5 5=0 ist, d. h. f nimmt linear von 1 auf 0 ab (Abb. 17).

$$EP_p = (1 - BDG) \cdot ET_p \quad (12)$$

$$TP_p = ET_p \cdot BDG \quad (13)$$

$$EP_a = f \cdot EP_p \quad (14)$$

EP_p = potentielle Evaporation [mm]

TP_p = potentielle Transpiration [mm]

ET_p = potentielle Evapotranspiration [mm]

BDG = effektiver Bedeckungsgrad [-]

pF_5 = logarithmierte (Basis 10) Saugspannung in 5 cm Bodentiefe

f = Faktor zur Ableitung der aktuellen aus der potentiellen Evaporation [-]

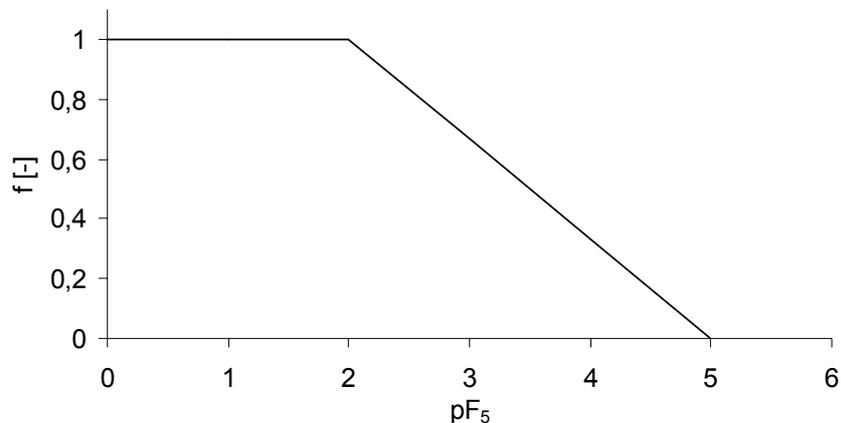


Abb. 17: Abhängigkeit des Faktors f vom pF -Wert in 5 cm Bodentiefe (pF_5).

Die tägliche aktuelle Transpiration (TP_a) hängt von der Verteilung der Wurzeln sowie der aktuellen Saugspannung in den jeweiligen Bodenkompartmenten ab. Die Reduktion der potentiellen Transpiration TP_p zur aktuellen Transpiration TP_a erfolgt, abhängig von der aktuellen Saugspannung nach dem Verfahren von Feddes et al. (1978), über den Parameter a :

$$TP_a(\Psi) = a(\Psi) \cdot TP_p \quad \text{mit } 0 \leq a \leq 1 \quad (15)$$

Dabei werden folgende Potentialgrenzwerte für a definiert (Abb. 18):

a_1 = Beginn der Wasseraufnahme durch die Wurzeln bei pF 0

a_2 = Beginn des uneingeschränkten Transpirationsentzuges bei pF 2,0

a_3 = Ende des uneingeschränkten Transpirationsentzuges bei pF 3,0

a_4 = Transpirationsende bei pF 4,2 (permanenten Welkepunkt)

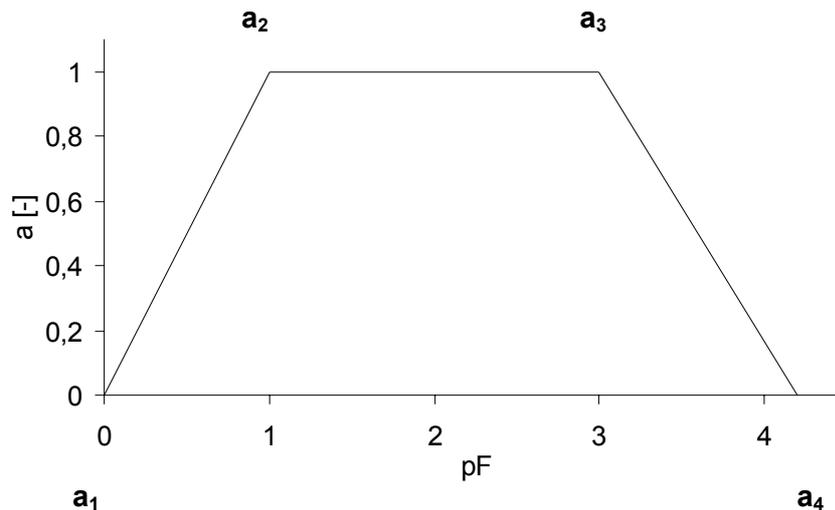


Abb. 18: Abhängigkeit des Feddes-Parameters a vom pF-Wert.

Damit wird angenommen, dass nahe Sättigung und unterhalb des permanenten Welkepunktes keine Transpiration stattfindet. Zwischen a_1 und a_2 sowie zwischen a_3 und a_4 wird dabei linear interpoliert. Die anteilige Transpiration je Bodenkompartment hängt von der Durchwurzelungstiefe und dem Wurzel dichteprofil ab.

4.5.3.3. Wurzelverteilung

Martin und Watts (1999) und Starks et al. (2003) weisen darauf hin, dass die korrekte Einbeziehung der Wurzelwasseraufnahme einen entscheidenden Parameter bei der Modellierung von Wassergehalten darstellt. Die Wurzelverteilung im Bodenprofil geht als relativer Wert in das Modell WHNWIN ein. Anhand der detaillierten Messungen der Wurzelverteilung durch die Forschergruppe konnte diese realitätsnah ins Modell integriert werden (Abb. 19, Gaul, schriftliche Mitteilung). Im Modell wurde angenommen, dass sich die Wurzelverteilung während der Vegetationsperiode nicht verändert. Bei starker Trockenheit kann ein Großteil der Wasserversorgung der Bäume aus tieferen Bodenschichten erfolgen, obwohl dort geringere Feinwurzelzahlen vorherrschen. Das Maximum der Wurzellängendichte liegt bei etwa 10 bis 20 cm u. GOF im Oh- und Aeh-Horizont. Mit der Tiefe nimmt der relative Wurzelanteil W bis 95 cm u. GOF ab. Wurzeln, die tiefer als 95 cm reichen, wurden im Modell nicht berücksich-

tigt.

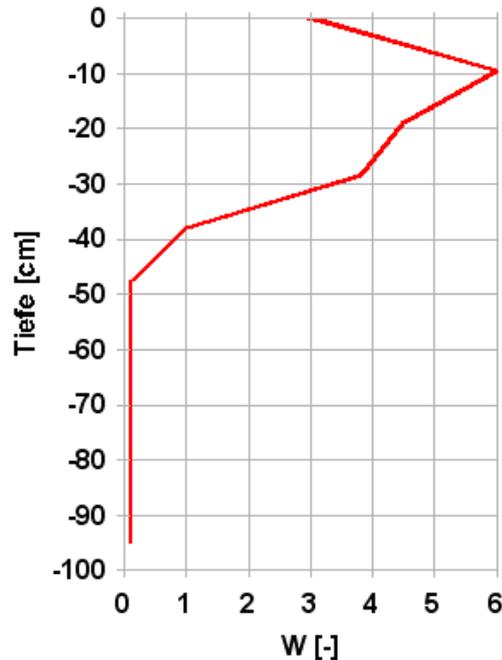


Abb. 19: Vertikale Wurzelverteilung im Modellprofil als relative Größe W ab Bodenoberfläche.

4.5.4. Kalibrierung und Validierung des Modells

Kalibriert wurde das Modell mit den im Jahr 2005 auf der Fläche K2 mittels FDR gemessenen und aus drei Wiederholungen gemittelten Bodenwassergehalten in 25 cm Mineralbodentiefe sowie mit den mittels Tensiometer gemessenen und ebenfalls aus drei Wiederholungen gemittelten Saugspannungen in 10, 20 und 90 cm Mineralbodentiefe für den Zeitraum vom 1. April 2005 bis 20. November 2005. Aufgrund fehlender Messungen des Wasserhaushalts in der Auflage im Jahr 2005 erfolgte die Kalibrierung des Modells nur aufgrund der Übereinstimmung von modellierten Werten und Messwerten für den Mineralboden.

Zur Validierung des Modells erfolgte die Modellierung des Bodenwasserhaushalts für das Jahr 2006 anhand aktueller meteorologischer Daten, die als Randbedingungen in das kalibrierte Modell gingen. Für die Simulation der Teilflächen K2 und A2 wurde dabei eine Abschmelzrate für das im Programm eingebundene Schneemodell von $0,3 \text{ cm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ angegeben, die bei der Kalibrierung für das Jahr 2005 noch nicht benötigt wurde, da dort nur die Vegetationsperiode Betrachtung fand.

5. Ergebnisse

5.1. Bodenphysikalische Laboruntersuchungen

Die gesättigten Leitfähigkeiten der einzelnen Horizonte liegen für den Mineralboden zwischen $3,4 \cdot 10^{-5}$ und $1,4 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ (Tab. 4). Die geringsten Leitfähigkeiten wurden für die B-Horizonte ermittelt. Die gesättigten Leitfähigkeiten in der Humusauflage sind mit $4,5 \cdot 10^{-3}$ und $1,3 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ für den L/Of bzw. Oh-Horizont deutlich höher.

Tab. 4: *Mittlere gesättigte Leitfähigkeit, mittlere Trockenrohddichte (Feinsubstanz <2 mm) (je n=6 für Mineralbodenhorizonte bzw. n=4 für Humusauflagehorizonte) sowie Substanzdichte und Porosität der Feinsubstanz der Mineralboden- und Humusauflagehorizonte der Fläche K2 (SD=Standardabweichung des Mittelwerts).*

Horizont	Gesättigte Leitfähigkeit	Trockenrohddichte	Substanzdichte	Porosität
	Mittelwert \pm SD [cm s ⁻¹]	Mittelwert \pm SD [g cm ⁻³]	[g cm ⁻³]	[%]
L/Of	0,45 \pm 0,24	0,14 \pm 0,02	0,74	80,7
Oh	0,13 \pm 0,14	0,20 \pm 0,04	0,73	72,8
Aeh	0,014 \pm 0,014	0,63 \pm 0,14	2,46	74,3
Bh	0,0034 \pm 0,0043	0,76 \pm 0,10	2,39	68,2
Bs	0,0069 \pm 0,0076	0,81 \pm 0,05	2,49	67,5
Bv	0,0089 \pm 0,011	0,86 \pm 0,08	2,50	65,7
Bv-Cv	0,014 \pm 0,016	1,27 \pm 0,21	2,60	51,0

Die Trockenrohddichten nehmen im Profil mit zunehmender Tiefe zu. Die Werte für den Mineralboden liegen zwischen 0,63 für den Aeh und $1,27 \text{ g cm}^{-3}$ für den Bv-Cv. Die bestimmten Substanzdichten der Mineralbodenhorizonte reichen von $2,39 \text{ g cm}^{-3}$ im Bh bis $2,60 \text{ g cm}^{-3}$ im Bv-Cv. In den Humusauflagehorizonten liegt die Substanzdichte mit etwa $0,7 \text{ g cm}^{-3}$ aufgrund größtenteils organischer Strukturen deutlich niedriger. Die Überprüfung der Ergebnisse der Trockenrohddichten für die Humusauflagen durch drei größere Stechzylinderproben (471 cm^3) lieferten Werte von $0,15 (\pm 0,03) \text{ g cm}^{-3}$ für den L/Of- bzw. $0,18 (\pm 0,04) \text{ g cm}^{-3}$ für den Oh-Horizont.

Bei der Bestimmung der Korngrößenverteilung ergab sich für das Bodenprofil ein sehr einheitliches Bild (Tab. 5). Während im Aeh die Bodenart als schluffig-lehmiger (Slu) Sand bestimmt wurde, lieferte die Analyse für die unterliegenden Horizonte die einheitliche Bodenart eines schwach sandigen Lehms (Ls2).

Ergebnisse

Tab. 5: *Textur der Mineralbodenhorizonte auf der Fläche K2.*

	gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T	Wiederfindung
	[%]									
Aeh	9	14	13	37	15	19	12	46	16	99
Bh	6	11	13	30	15	20	12	47	22	99
Bs	10	12	12	33	12	18	12	41	24	99
Bv	9	11	11	31	12	21	15	48	20	99
Bv-Cv	7	12	13	32	14	19	12	46	19	97

Für die beiden Humusauflagehorizonte L/Of bzw. Oh zeigen die im Labor ermittelten Retentionskurven für Austrocknung einen erkennbaren Unterschied in den Wassergehalten bei gleichen Saugspannungen, während der Verlauf der beiden Kurven sehr ähnlich ist (Abb. 20 oben). Die Parameter der van Genuchten-Anpassung zeigt Tab. 6. Das Bestimmtheitsmaß der Anpassung liegt für beide Horizonte bei $r^2=0,97$. Im Vergleich zu den Retentionskurven der Mineralbodenhorizonte (Abb. 20 unten) liegen die Wassergehalte bei Wassersättigung in der Humusauflage (θ_s) deutlich höher. Für pF-Werte $>4,2$ wurde im Mineralboden kein Wassergehalt bestimmt, so dass nicht geklärt ist, ob dort nicht auch, wie bei den Humusauflagehorizonten, deutlich niedrigere Wassergehalte als bei pF 4,2 auftreten könnten.

Tab. 6: *Parameter der van Genuchten-Anpassung (θ_r , θ_s , α , n) und Bestimmtheitsmaß (r^2) der Retentionskurven aus Abb. 20 für die Humusauflage- und Mineralbodenhorizonte der Untersuchungsflächen A2 und K2 sowie die berechnete Feldkapazität (FK) und nutzbare Feldkapazität (nFK) je Horizont. Der Skelettanteil wurde von Hentschel (schriftliche Mitteilung) auf der Teilfläche K2 bestimmt.*

Horizont	θ_r	θ_s	α	n	r^2	FK	nFK	Mächtigkeit	Skelett	FK	nFK
	[m ³ m ⁻³]		[-]	[-]	[-]	[Vol.-%]		[cm]	[Vol.-%]	[mm z ⁻¹]	
L/Of	0,010	0,825	0,350	1,267	0,97	36,5	27,4	6	0	21,9	16,4
Oh	0,000	0,860	0,163	1,209	0,97	52,3	35,7	7	0	36,6	25,0
Aeh	0,350	0,710	0,045	1,488	0,95	55,3	18,9	7	23	29,8	13,2
Bh	0,300	0,640	0,037	1,440	0,95	51,6	19,6	6	15	26,3	11,8
Bs	0,355	0,650	0,027	1,544	0,93	54,9	18,3	7	25	28,8	12,8
Bv	0,290	0,610	0,052	1,437	0,95	47,1	16,4	20	19	76,3	32,8
Bv-Cv	0,250	0,460	0,120	1,320	0,65	35,8	8,9				

Die Feldkapazität (FK) und nutzbare Feldkapazität (nFK) wurden aus der jeweiligen van Genuchten-Funktion berechnet. Für den L/Of-Horizont liegt der Wert für FK bei 36,5 Vol.-% und für nFK bei 27,4 Vol.-%. Für den Oh errechneten sich Werte von 52,3 Vol.-% (FK) und 35,7 Vol.-% (nFK). Bei Mächtigkeiten der L/Of- bzw. Oh-Horizonte von 6 cm bzw. 7 cm am Ver-

Ergebnisse

suchsstandort, wie sie auch als Geometrieparameter im Modell verwendet wurden, beträgt die FK für beide Humusaufagehorizonte zusammen 45,0 Vol.-%, die nFK 31,8 Vol.-%. Für die gesamte Humusaufage von 13 cm Mächtigkeit entspricht dies einer Wasserspeicherung von 58,5 mm (FK) bzw. 41,4 mm (nFK). Die Mineralbodenhorizonte weisen bis 40 cm Mineralbodentiefe eine Feldkapazität von 161 mm und eine nutzbare Feldkapazität von 70,6 mm auf.

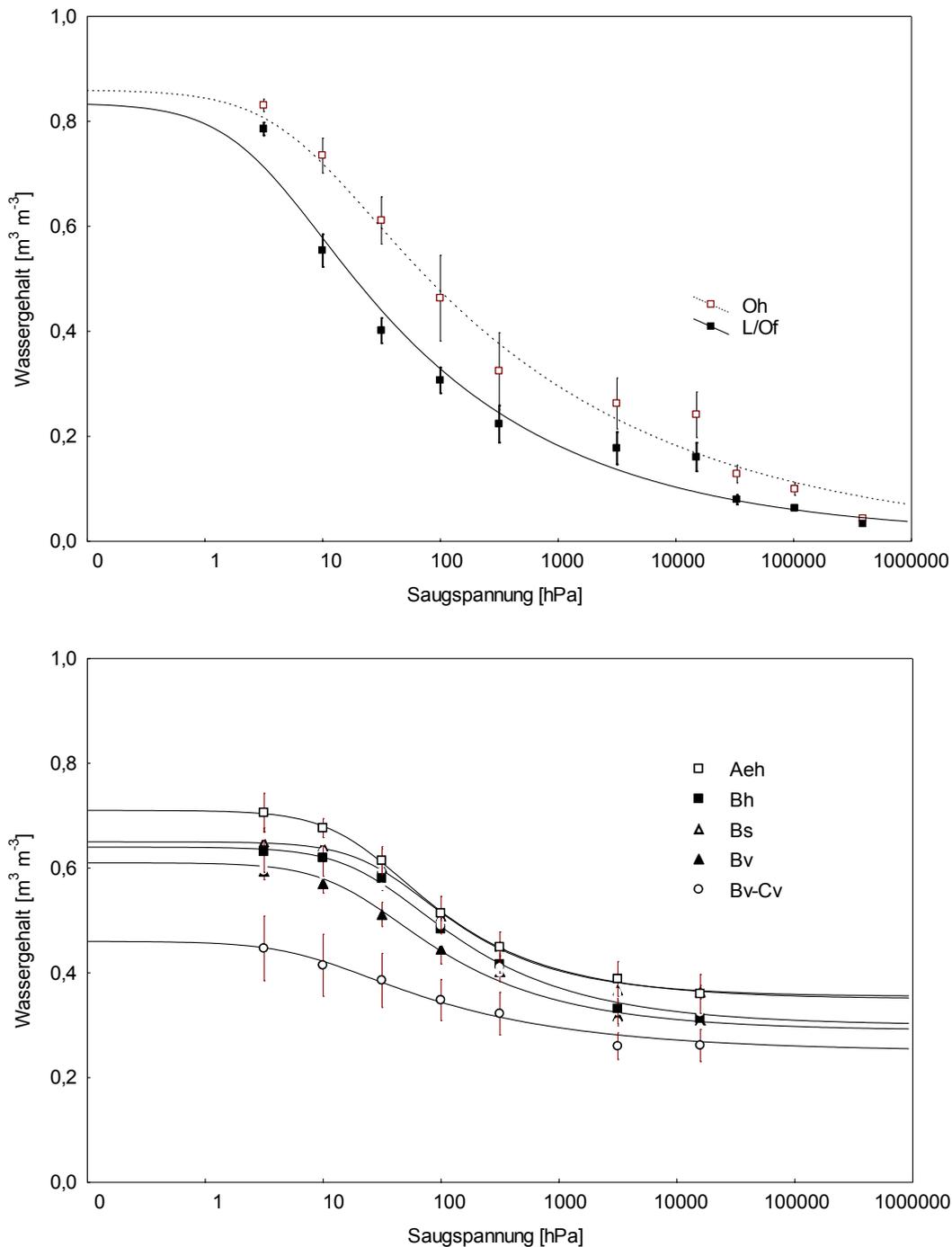


Abb. 20: Retentionskurven für die Humusaufagehorizonte (oben) und die Mineralbodenhorizonte (unten) mit den jeweiligen van Genuchten-Anpassungen (Austrocknung). Die Balken zeigen die Standardabweichung des Mittelwertes (n=5).

5.2. Entwicklung des Lindenholzensors

Den hier dargestellten Ergebnissen waren umfangreiche Versuche bezüglich der Herstellung des Sensors in seiner endgültigen Größe, der Verbindung der Elektroden mit dem Holz, der Behandlung des Holzes, der Abschirmung der Elektroden und des Aufbaus der elektronischen Messtechnik und Datenspeicherung vorausgegangen.

5.2.1. Beständigkeit und Wasseraufnahme des Sensorholzes

Die maximale Wasseraufnahmekapazität des Sensorholzes wurde durch die gezielte Behandlung mit Holzschutzmittel im Vergleich zu unbehandelten Holzstücken zwar leicht reduziert, die Spanne der Wassergehalte reicht jedoch aus, um in einem weiten Feuchtebereich Messergebnisse zu erhalten (Abb. 21).

Holzstücke, die mit Holzschutzmittel vorbehandelt wurden, wiesen im Zeitraum von 6 Monaten nach Einbringung in Of-Material eines Fichtenstandorts unter künstlich erzeugten optimalen Abbaubedingungen (20 °C, Wassergehalt 2,5 g g⁻¹) etwa 5 % Masseverlust auf (Abb. 22). Die Wasseraufnahmefähigkeit der Sensorhölzer, nachdem sie sechs Monate in Humusauf lagenmaterial dem Abbau ausgesetzt waren, wurde leicht verringert (Abb. 23). Diese Veränderungen der Holzeigenschaften unter optimalen Abbaubedingungen werden als so gering angesehen, dass der Zustand der Sensoren innerhalb einer Vegetationsperiode im Freiland unter schlechteren Abbaubedingungen als konstant angenommen wurde.

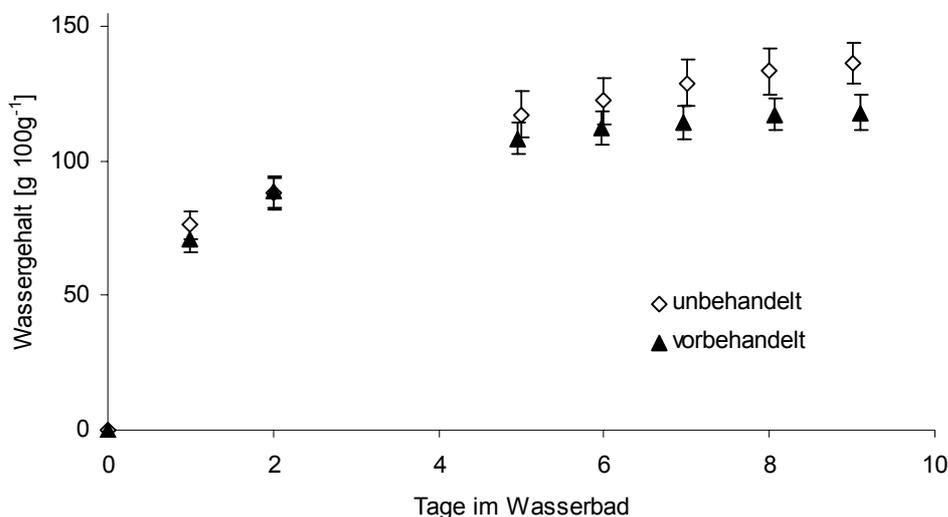


Abb. 21: Mittlere Wassergehalte von Lindenholzstücken ($n=5$, \pm Standardabweichung) beim Bad in Leitungswasser ohne und mit Vorbehandlung durch Holzschutzmittel.

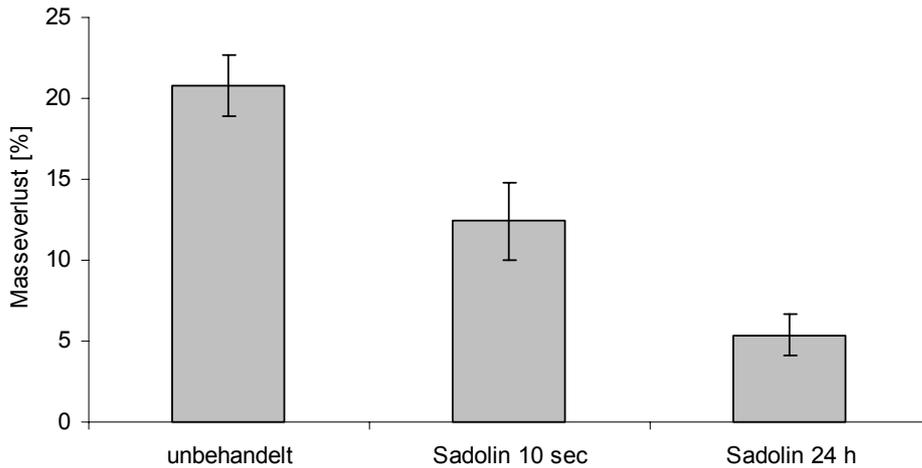


Abb. 22: Mittlerer Masseverlust von Lindenholzstücken ($n=12$, \pm Standardabweichung) nach definierten Vorbehandlungen (Bad in Holzschutzmittel Sadolin) nach 191 Tagen in Humusaufflagematerial (Of-Material eines Fichtenstandorts, 20°C , Wassergehalt $2,50\text{ g g}^{-1}$).

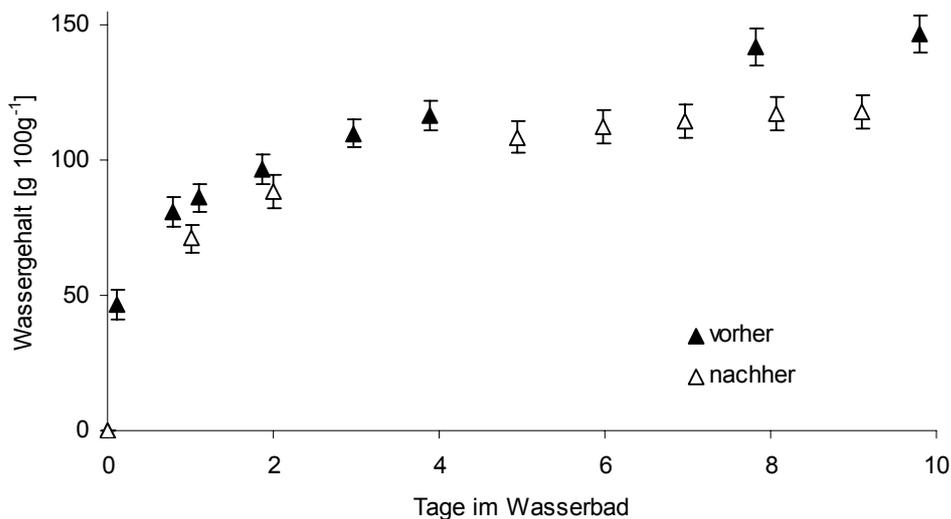


Abb. 23: Mittlere Wassergehalte ($n=8$, \pm Standardabweichung) von vorbehandelten Lindenholzstücken in Leitungswasser vor bzw. nach sechsmonatigem Verbleib im Humusaufflagematerial eines Nadelwalds im Labor bei 20°C und $2,50\text{ g g}^{-1}$ Wassergehalt.

5.2.2. pF – Sensorsignalkurve des Lindenholzensors

Zwischen den an den Sensor über keramische Platten und gesättigte Salzlösungen angelegten Saugspannungen und dem jeweils zugehörigen Sensorsignal bei 20°C konnte eine lineare Beziehung hergestellt werden (Abb. 24). Es ist zu erkennen, dass der Sensor im sehr trockenen Bereich bei hohen Saugspannungen (bis $100\,000\text{ hPa}$) Messwerte liefert, die deutlich über dem Messbereich von Tensiometern (bis 800 hPa) liegen. Zwischen Befeuchtung und Austrocknung ist eine leichte Hysterese zu erkennen.

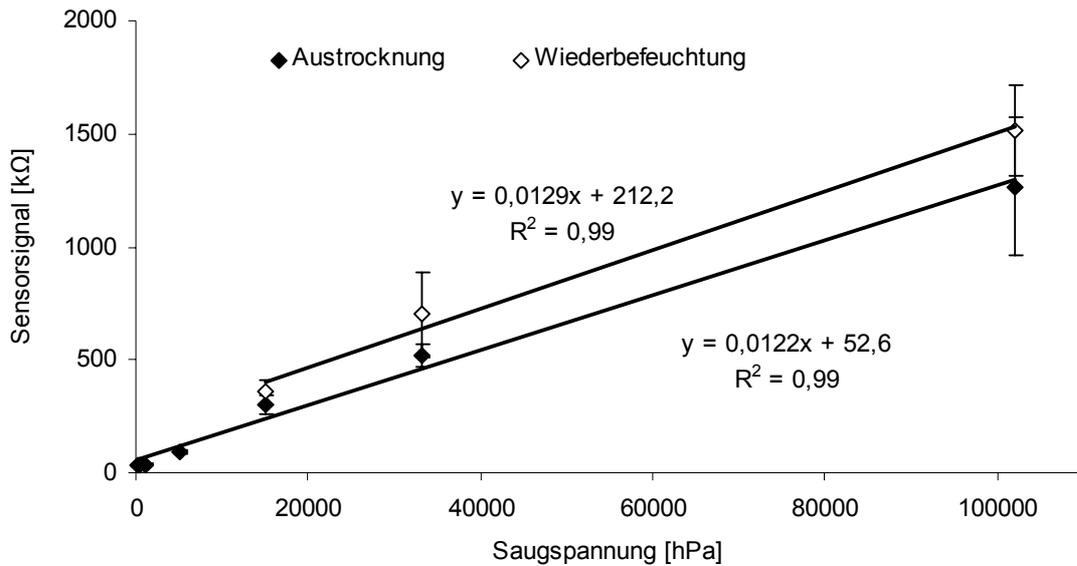


Abb. 24: Zusammenhang zwischen eingestellter Saugspannung für das Sensorholz und dem jeweiligen mittleren Sensorsignal bei Austrocknung und anschließender Wiederbefeuchtung ($n=4$, \pm Standardabweichung, 20 °C).

5.2.3. Sensormessungen in Hochmoortorfsubstrat

Im Vergleich zu den Sensorsignalen ohne umgebendes Material liegen die mittleren Sensorsignale bei Einbau der Sensoren in Torfsubstrat bei gleichen Saugspannungen deutlich niedriger (Tab. 7). Bei eingestelltem pF-Wert von 4,2 bei 20 °C lagen die Messwerte bei Einbau in Torfsubstrat bei 15 kΩ während der Sensor ohne umgebendes Bodenmaterial einen deutlich höheren Messwert von 303 kΩ lieferte. Bei pF 4,52 lagen die entsprechenden Messwerte bei 158 kΩ bzw. 517 kΩ. Diese Unterschiede waren so deutlich, dass keine weiteren, höheren pF-Werte bei Einbau der Sensoren in Torfsubstrat eingestellt werden mussten, um die Ungleichheiten in den Messwerten zwischen in Torf eingebauten und nicht eingebauten Sensoren bei gleichen Saugspannungen zu bestätigen. Die geringeren elektrischen Widerstände bei Einbau in Torfsubstrat liegen somit darin begründet, dass ein Teil des Stroms nicht im Holz, sondern außerhalb über das organische Substrat von Elektrode zu Elektrode fließt. Dies führte zu der Erkenntnis, dass die Lindenholzsensoren substratspezifisch kalibriert werden müssen, d. h. bei Einbau in Freilandmaterial, wie es am Standort der geplanten Freilandmessungen vorliegt. Dabei muss insbesondere die Lagerungsdichte des Materials im Labor entsprechend eingestellt werden.

Ergebnisse

Tab. 7: Mittlere elektrische Widerstände von Lindenholzensoren a) ohne umgebendes Torfsubstrat und b) bei Einbau in Torfsubstrat bei jeweils definierten pF-Werten (n=4, SD=Standardabweichung des Mittelwerts).

pF	Sensorsignal ^a ± SD	Sensorsignal ^b ± SD
	[kΩ]	
2,5	31 ± 4	
2,7	32 ± 4	
2,85		11 ± 1
3	37 ± 4	
3,5		13 ± 0
3,7	93 ± 10	
4,2	303 ± 40	15 ± 1
4,52	517 ± 49	157 ± 39
5,01	1267 ± 305	

5.2.4. Temperaturabhängigkeit des Sensorsignals

Der Einfluss der Umgebungstemperatur auf das Sensorsignal nimmt mit abnehmendem Wassergehalt des Sensorholzes ohne umgebendes Bodenmaterial überproportional zu (Abb. 25). Bei hohen Wassergehalten der Holzstücke ist der Einfluss der Temperatur nahezu unbedeutend. Die Steigung der Geraden beträgt -1,1 bei 100 % aber -130,5 bei 15 % gravimetrischem Wassergehalt.

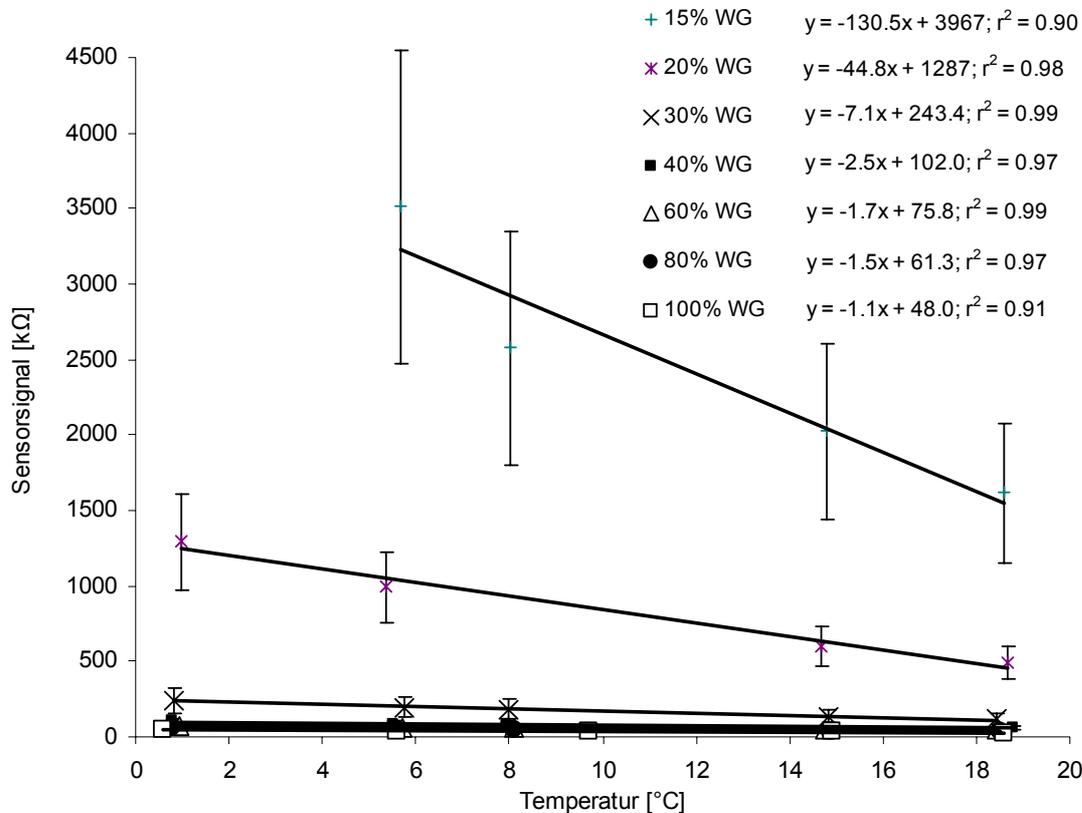


Abb. 25: Abhängigkeit des Sensorsignals (n=5, Mittelwert ± Standardabweichung) von der Temperatur bei definierten gravimetrischen Wassergehalten des Sensorholzes.

Als Ergebnis der multiplen Regression konnte der Kehrwert des elektrischen Widerstands als abhängige Variable durch die unabhängigen Variablen Wassergehalt und Temperatur über die Gleichung

$$R_{\text{LHS}}^{-1} = -0,008 + 0,034 \cdot \theta + 4,211 \cdot 10^{-4} \cdot T \quad (16)$$

R_{LHS}^{-1} = Kehrwert des Sensorsignals [$\text{k}\Omega^{-1}$]

θ = volumetrischer Wassergehalt [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]

T = Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]

beschrieben werden ($r^2=0,94$, $p<0,0001$). Hierbei müssen die jeweiligen Parameter in den angegebenen Einheiten in die Gleichung eingesetzt werden. Abb. 26 stellt den hochsignifikanten dreidimensionalen Zusammenhang zwischen Sensorsignal, Temperatur und Wassergehalt des Holzstücks dar.

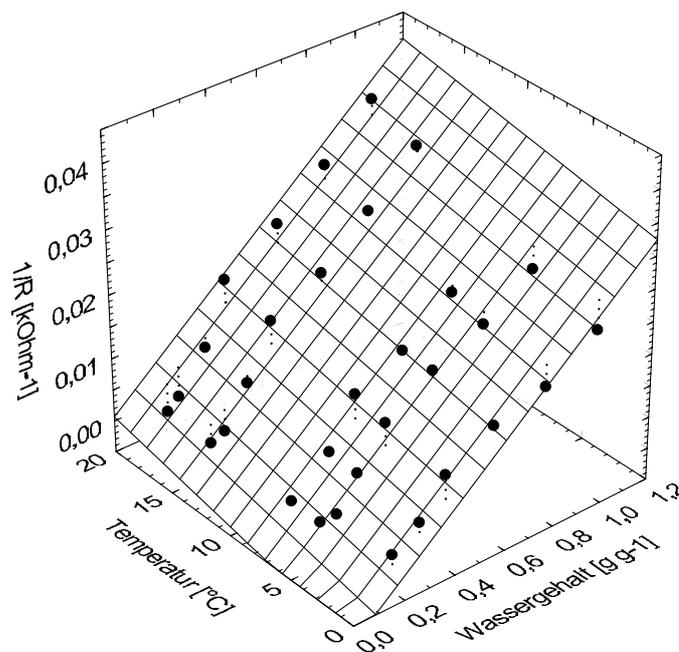


Abb. 26: Zusammenhang zwischen gravimetrischem Wassergehalt, Temperatur und Sensorsignal des Lindenholzsensors (als Kehrwert des elektrischen Widerstands).

Als Ergebnis dieses Vorversuchs kann festgehalten werden, dass sowohl die Temperatur als auch der Wassergehalt einen signifikanten Einfluss (jeweils $p<0,0001$) auf das Messergebnis haben. Dabei trägt der Wassergehalt jedoch einen sehr viel größeren Teil zur Erklärung der Varianz bei (standardisierter Regressionskoeffizient $\beta=0,94$) als die Temperatur ($\beta=0,27$). Der Einfluss der Temperatur ist insbesondere bei sehr niedrigen Wassergehalten und niedri-

gen Temperaturen bis etwa 8 °C ausgeprägt.

5.2.5. Laborkalibrierung des Sensors an Of- und Oh-Material

Der Vergleich der volumetrischen Wassergehalte der Of- und Oh-Lage, die bei der Laborkalibrierung der Lindenholzsensoren bei eingestellten pF-Werten gemessen wurden, mit den volumetrischen Wassergehalten, die bei der Aufnahme der pF-Kurve für die Humusauflagehorizonte im Labor (Abb. 20) bei gleichen Saugspannungen ermittelt wurden, zeigt Tab. 8. Der Vergleich soll zeigen, ob der Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Saugspannung der Humusauflageproben bei der Kalibrierung der Lindenholzsensoren im Substrat mit den ohne Sensoren für den Of- und Oh-Horizont ermittelten pF-Kurven übereinstimmt. Bei pF 4,2 liegen die mittleren volumetrischen Wassergehalte für den Of- bzw. Oh-Horizont bei der Kalibrierung der Sensoren bei $0,21 (\pm 0,02)$ bzw. $0,21 (\pm 0,01)$. Bei pF 5,01 liegt der volumetrische Wassergehalt der Of-Proben bei $0,04 (\pm 0,00)$, der volumetrische Wassergehalt der Oh-Proben bei $0,05 (\pm 0,01)$. Damit unterscheiden sie sich von den Wassergehalten, die bei den gleichen Saugspannungen im Rahmen der im Labor aufgenommenen pF-Kurve erzielt wurden insbesondere im Oh bei pF 5,01 ($0,10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ im Vergleich zu $0,05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Dies zeigt die Unsicherheiten, mit denen die Bestimmung von pF-Kurven für organisches Material behaftet ist. Ein Materialverlust an Feinboden bei der Kalibrierung der Sensoren durch das engmaschige Netz der Zylinder war beim Aus- und Einpacken in Parafilm nicht zu vermeiden, wodurch die in Tab. 8 für θ^b angegebenen volumetrischen Wassergehalte die tatsächlich vorliegenden volumetrischen Wassergehalte eher unterschätzen und damit insbesondere bei pF 5,01 den Wassergehalten, die bei der Erstellung der pF-Kurven im Labor für den Of- und Oh-Horizont ermittelt wurden (θ^a), näher kommen würden.

Tab. 8: Mittlere Wassergehalte (SD=Standardabweichung) des Of- und Oh-Materials bei den eingestellten pF-Werten 4,20 und 5,01 a) bei der Aufnahme der pF-Kurve für das Bodensubstrat ($n=3$, Zylindervolumen: 100 cm^3) und b) bei der Kalibrierung der Lindenholzsensoren ($n=8$, Zylindervolumen: 91 cm^3).

Horizont	pF	$\theta^a \pm \text{SD}$ [$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$]	$\theta^b \pm \text{SD}$ [$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$]
Of	4,2	$0,16 \pm 0,03$	$0,21 \pm 0,02$
Oh	4,2	$0,24 \pm 0,04$	$0,21 \pm 0,01$
Of	5,01	$0,06 \pm 0,00$	$0,04 \pm 0,00$
Oh	5,01	$0,10 \pm 0,01$	$0,05 \pm 0,01$

Die Ergebnisse der multiplen Regressionen, die das Sensorsignal als abhängige Variable durch die unabhängigen Variablen Temperatur und Saugspannung erklären, sind signifikant. Für die Of-Lage liegt das Bestimmtheitsmaß der Abhängigkeit des Messwertes von der Temperatur und der Saugspannung der Bodenprobe bei $r^2=0,87$ ($p=0,0001$). Die Abhängigkeit des Sensorsignals von der Temperatur ist statistisch signifikant, jedoch lediglich auf dem Niveau $p<0,05$ ($\beta=-0,33$). Den höheren Erklärungsbeitrag für den Messwert liefert die eingestellte Saugspannung mit $\beta=0,89$ ($p<0,0001$).

Für die Oh-Lage ergibt sich ein r^2 von 0,86 ($p=0,0001$). Auch hier liefert der pF-Wert mit einem β von 0,89 ($p<0,0001$) den höheren Erklärungsbeitrag für den Messwert als die Temperatur ($\beta=-0,29$), die wiederum einen schwach signifikanten Beitrag zur Erklärung der Varianz liefert ($p<0,05$).

Aus der multiplen linearen Regression ergeben sich damit die folgenden zwei Gleichungen für den Zusammenhang der drei Variablen als Ergebnis der Laborkalibrierung der Lindenholzsensoren.

Für die Of-Lage:

$$R_{LHS} = 195,5 - 34,5 * T + 0,017 * \Psi \quad (17)$$

Für die Oh-Lage:

$$R_{LHS} = 422,1 - 52,1 * T + 0,030 * \Psi \quad (18)$$

R_{LHS} = Sensorsignal (elektrischer Widerstand) [$k\Omega$]

T = Temperatur [$^{\circ}C$]

Ψ = Saugspannung [hPa]

Die Berechnung von Saugspannungen im Of- und Oh-Horizont aus den im Freiland bestimmten Messsignalen der Lindenholzsensoren und den Temperaturen anhand dieser beiden Kalibrierfunktionen führte allerdings zu unbefriedigenden Ergebnissen. Die berechneten Saugspannungen lagen nicht annähernd im erwarteten Bereich, der durch die Umrechnung der im Freiland gemessenen volumetrischen Wassergehalte über die van Genuchten-Funktion vorgegeben wurde. Für längere Perioden wurden negative Saugspannungen durch die Kalibrierfunktion berechnet, die sicher nicht zutreffend sind, da zu diesen Zeitpunkten keine Wassersättigung der Auflagehorizonte auftrat.

Aufgrund der geringen Zahl an eingestellten Saugspannungen ($n=3$) bei der Laborkalibrierung muss davon ausgegangen werden, dass diese Kalibrierung unzureichend ist. Insbe-

sondere, da die Sensorsignale bei eingestelltem pF 4,2 noch im Bereich unter 50 k Ω liegen, wo die Auflösung des Sensorsignals sehr schlecht ist, liegen eigentlich nur für zwei, über Salzlösungen eingestellte Saugspannungen (3,3 und 10,2 MPa) aussagekräftige Messsignale für die Kalibrierung vor. Aufgrund der sehr langen Dauer von mehreren Monaten bis zur Einstellung einer konstanten Saugspannung und damit eines konstanten Messsignals in den Bodenproben konnten keine weiteren Saugspannungen eingestellt werden. Eine Ermittlung von Saugspannungen im Freiland über die Laborkalibrierung konnte somit nicht erfolgen.

5.3. Ergebnisse der Freilandmessungen

5.3.1. Bestandesniederschlag

Die Vegetationsperiode des Jahres 2005, in der Messungen des Wasserhaushalts insbesondere zur Kalibrierung des Simulationsmodells stattfanden, war durch eine relativ gleichmäßige Verteilung der Niederschläge geprägt, wobei Ende August und Anfang September eine längere Trockenperiode herrschte, die durch hohe Niederschläge beendet wurde. Der Winter 2005/06 war einer der schneereichsten Winter der vergangenen Jahrzehnte, wodurch eine mehrere Dezimeter mächtige Schneedecke bis in den April 2006 hinein den Waldboden bedeckte. Dies ist insbesondere für die Modellierung der Wasserflüsse im tieferen Mineralboden für das Jahr 2006 von Wichtigkeit, da beim Abtauen der Schneedecke große Wassermengen innerhalb kurzer Zeit bis in tiefere Bodenschichten versickerten.

Die Vegetationsperiode des Jahres 2006 war durch eine lange Trockenperiode mit geringen Niederschlägen von Juni bis August gekennzeichnet. Gerade im Zeitraum der Überdachung auf den Austrocknungsflächen (A1-A3) herrschte lange Zeit trockenes Wetter, wodurch sich nur 80 mm Unterschied zwischen der Kontrollfläche K2 und der Austrocknungsfläche A2 im Zeitraum der Überdachung von 6 Wochen ergaben. Abb. 27 zeigt die täglichen Summen des Bestandesniederschlags vom 1. April 2005 bis 31. Dezember 2006 auf der Kontrollfläche K2.

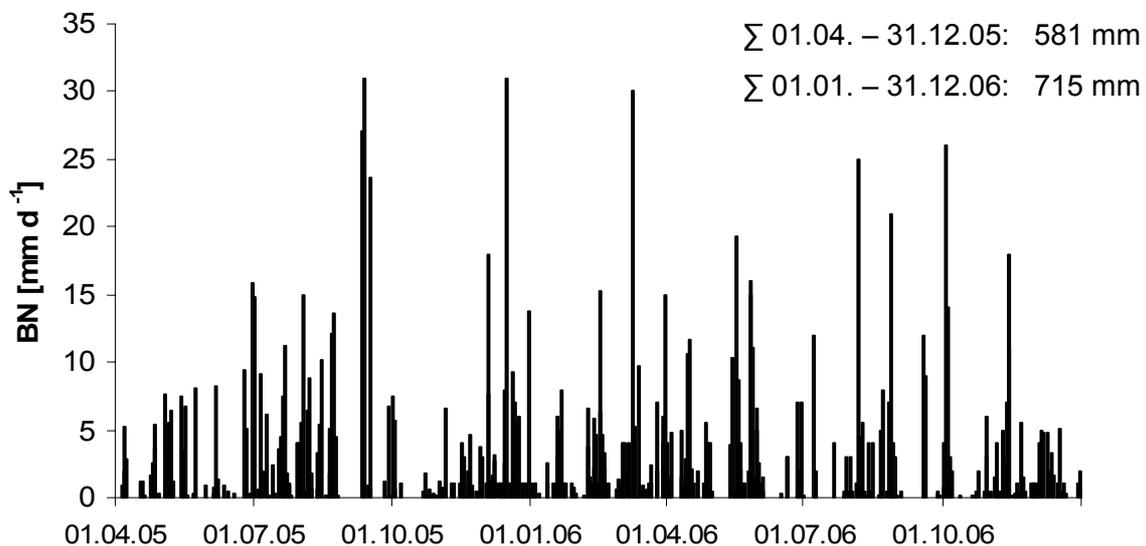


Abb. 27: Tägliche Summen des Bestandesniederschlags (BN) auf der Fläche K2 ab Beginn der Freilandmessungen am 1.4.2005 bis 31.12.2006.

5.3.2. Bodentemperaturen im Of und Oh

Die Bodentemperaturen in den Humusauflagehorizonten Of (4 cm u. GOF) und Oh (8 cm u. GOF) wiesen auf den Flächen A2 und K2 nur sehr geringe Unterschiede auf (Abb. 28). Die mittlere Temperatur im Zeitraum vom 18.05.06 – 14.12.06 betrug in 4 cm Bodentiefe auf der Fläche K2 10,1 °C, auf der Fläche A2 9,9 °C. In 8 cm Bodentiefe betrug die mittlere Temperatur im selben Zeitraum 10,0 °C (K2) bzw. 9,7 °C (A2). Die etwas weiter vom Waldrand entfernt im Bestand gelegene Fläche A2 wies damit leicht niedrigere Temperaturen auf als die Fläche K2.

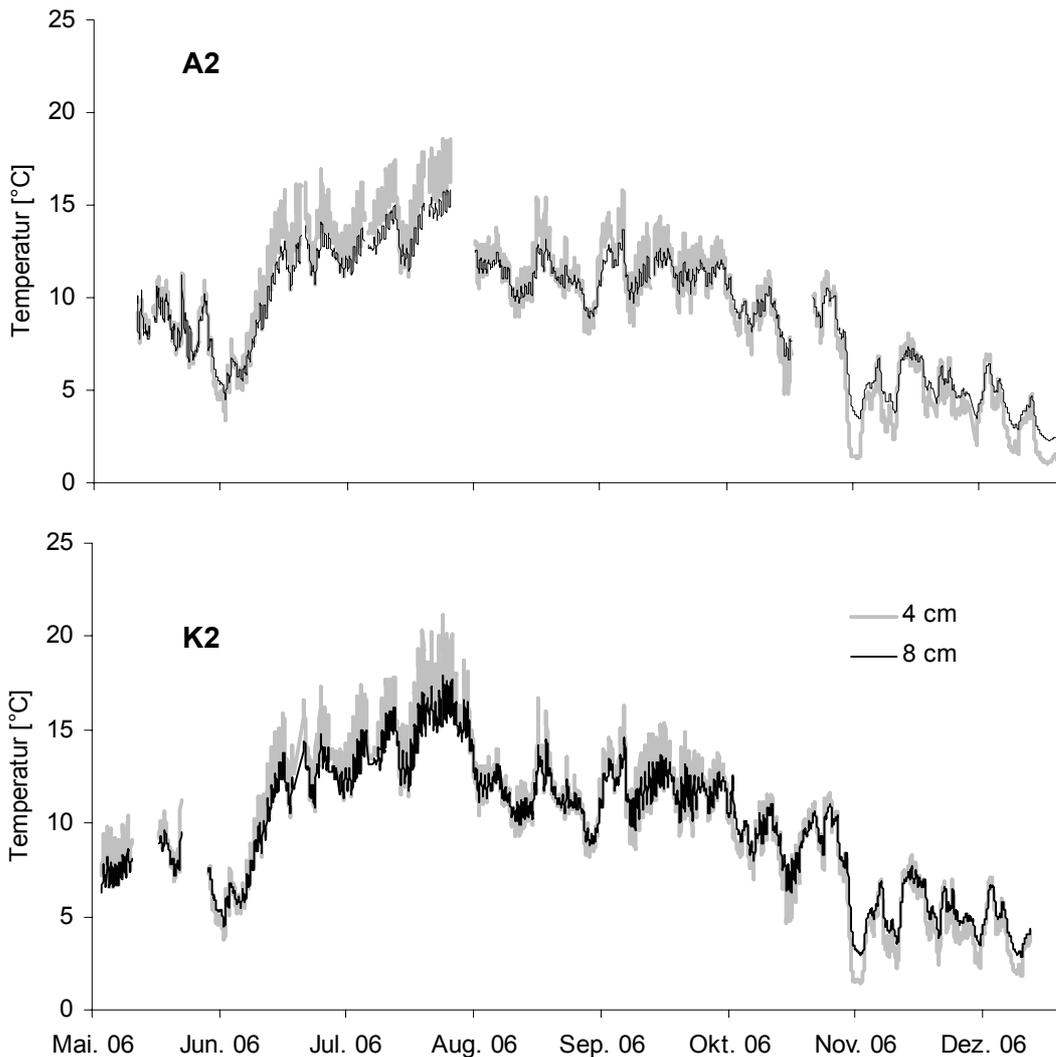


Abb. 28: Temperaturverlauf in 4 (Of) bzw. 8 cm (Oh) Bodentiefe im Jahr 2006 auf den Flächen A2 und K2.

Ausgeprägte Jahres- und Tagesgänge sind für beide Tiefen deutlich erkennbar. Die Amplitude der Messwerte der Tagesgänge und auch des Jahresgangs ist im Of-Horizont aufgrund der stärkeren Ein- und Ausstrahlung ausgeprägter als im tiefer liegenden Oh-Horizont. Während des Zeitraums ausgeprägter Trockenheit im Juli und Anfang August lagen die Tempera-

turen in der Humusaufgabe in 4 cm Bodentiefe konstant höher als in 8 cm Bodentiefe, während im November und Dezember über mehrere Tage hinweg niedrigere Temperaturen in 4 cm als in 8 cm auftraten. Der für die Messungen von Saugspannungen mittels Lindenholzsensoren in der Messperiode Mai bis Oktober 2006 wichtige Temperaturbereich liegt bei etwa 8 °C bis 20 °C.

5.3.3. Saugspannungen und Wassergehalte im Mineralboden

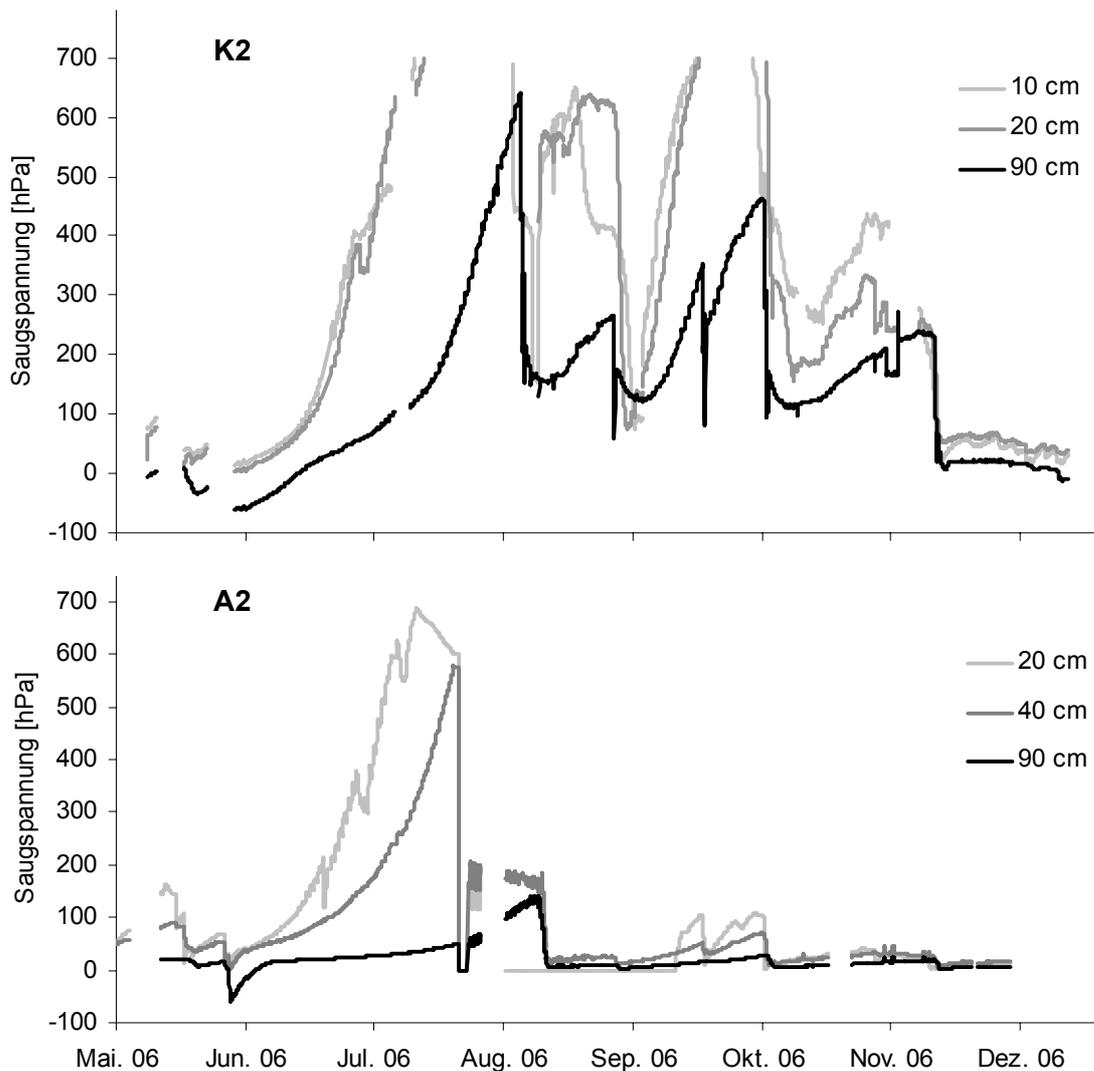


Abb. 29: Verlauf der mittleren Saugspannungen im Jahr 2006 in 10, 20 und 90 cm Mineralbodentiefe auf der Fläche K2 (oben, eigene Messungen, $n=3$ je Tiefe) und in 20, 40 und 90 cm Mineralbodentiefe auf der Fläche A2 ($n=1$, Daten der Forschergruppe).

Die gemessenen Saugspannungen in 10, 20 und 90 cm Tiefe auf der Fläche K2 veranschaulichen die Auswirkungen der Trockenphase im Juli und Anfang August 2006 in Bezug auf die Wasserverfügbarkeit im Mineralboden (Abb. 29). Ab Anfang Juni stiegen die Tensionen in allen Tiefen stark und kontinuierlich an und erst das Niederschlagsereignis vom

6. August führte zu einer deutlichen Verringerung der Saugspannungen. In 10 und 20 cm Bodentiefe wurde der maximal mögliche Messbereich von 800 hPa bereits Mitte Juli überschritten, so dass für die Zeit bis 6. August keine Messwerte vorlagen. In 90 cm Tiefe wurden maximal 640 hPa Saugspannung erreicht, was noch durch die eingebauten Tensiometer erfasst werden konnte und für diese Tiefe eine intensive Austrocknung darstellt. Auf der Teilfläche A2 waren die durch die Forschergruppe ermittelten Saugspannungen in 90 cm Tiefe deutlich niedriger. Die künstliche Wiederbefeuchtung der Fläche A2 führte dazu, dass bis Ende des Jahres die gemessenen Saugspannungen auch im Oberboden nicht über 100 hPa stiegen, was allerdings nur mit einer Wiederholung pro Horizont ermittelt wurde.

5.3.4. Wassergehalte und Saugspannungen in der Humusauflage

Die durch verschiedene Methoden ermittelten Wassergehalte und Saugspannungen in den Humusauflagehorizonten Of und Oh werden in den folgenden Kapiteln dargestellt.

5.3.4.1. Volumetrische Wassergehalte im Of- und Oh-Horizont und daraus berechnete Saugspannungen

Aufgrund der sehr häufigen Probenahme kann der Jahresgang der volumetrischen Wassergehalte in den beiden Humusauflagehorizonten Of und Oh für die beiden Flächen K2 und A2 im Verlauf der Vegetationsperiode 2006 gut abgebildet werden (Abb. 30). Deutlich zu erkennen ist die starke Austrocknung der Humusauflage auf beiden Flächen von Juni bis August mit volumetrischen Wassergehalten von minimal $0,03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Der Unterschied zwischen der von 23.06.06 bis 08.08.06 überdachten Fläche A2 und der Kontrollfläche K2 war aufgrund der in diesem Zeitraum geringen Niederschläge nur schwach ausgeprägt. Der maximal gemessene Unterschied zwischen den beiden Teilflächen lag bei $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ Anfang Juli. Hier führten mehrere kleinere Niederschläge zu einer Befeuchtung der Fläche K2 und damit höheren Wassergehalten im Of bzw. Oh im Vergleich zu der überdachten Fläche A2. Aufgrund der in der Folgezeit auftretenden Trockenheit sanken die volumetrischen Wassergehalte auch auf der Fläche K2 ab, wodurch sich kaum mehr Unterschiede zur überdachten Fläche A2 ergaben. Auch für den Zeitraum nach der Wiederbefeuchtung der Fläche A2 ab Ende August traten keine erkennbaren längerfristigen Unterschiede zwischen den beiden Teilflächen auf, da zum Zeitpunkt der Beregnung unter den Dächern auf A2 auch natürlicher Niederschlag die Fläche K2 durchfeuchtete. Im Dezember lagen die volumetrischen Wassergehalte der Humusauflage noch immer deutlich niedriger als Ende Mai. Die Wassergehalte der Oh-Horizonte lagen auf beiden Flächen bis auf einzelne Messtermine deutlich höher als die Wassergehalte im Of, was insbesondere mit der höheren Lagerungsdichte und damit höheren Feldkapazität des Oh zu erklären ist (vgl. 5.1).

Über die im Labor ermittelte pF-Kurve für die beiden Horizonte Of und Oh konnten aus den zu den Messterminen ermittelten Wassergehalten Saugspannungen errechnet werden (Abb.

31). Aus dieser Berechnung geht hervor, dass am Ende der Austrocknungsphase im Juli und August 2006 im Of-Horizont der Fläche A2 die höchsten Saugspannungen der Messperiode von über 10^6 hPa erreicht wurden (pF 6), im Oh immerhin noch über 10^5 hPa (pF 5). Von Mitte Juni bis Mitte Oktober lagen die Saugspannungen meist über 1000 hPa (pF 3). Insbesondere im Zeitraum der Überdachung lagen die Saugspannungen der Fläche A2 deutlich über denen der Fläche K2 und hier besonders bei Betrachtung des Of-Horizonts. Die Saugspannungen der Fläche K2 zeigen zwar einen ähnlichen Verlauf wie auf A2, lagen jedoch während der Phase der Überdachung durch die Regenereignisse im Juni und Juli zumeist unter denen der Fläche A2. Ansonsten wiesen die Saugspannungen der beiden Teilflächen in den Humusauflagehorizonten sehr ähnliche Werte auf und nur zu wenigen Zeitpunkten ab September überstiegen die Saugspannungen der Fläche K2 die der Fläche A2, maximal um 41000 hPa am 18. September.

Ergebnisse

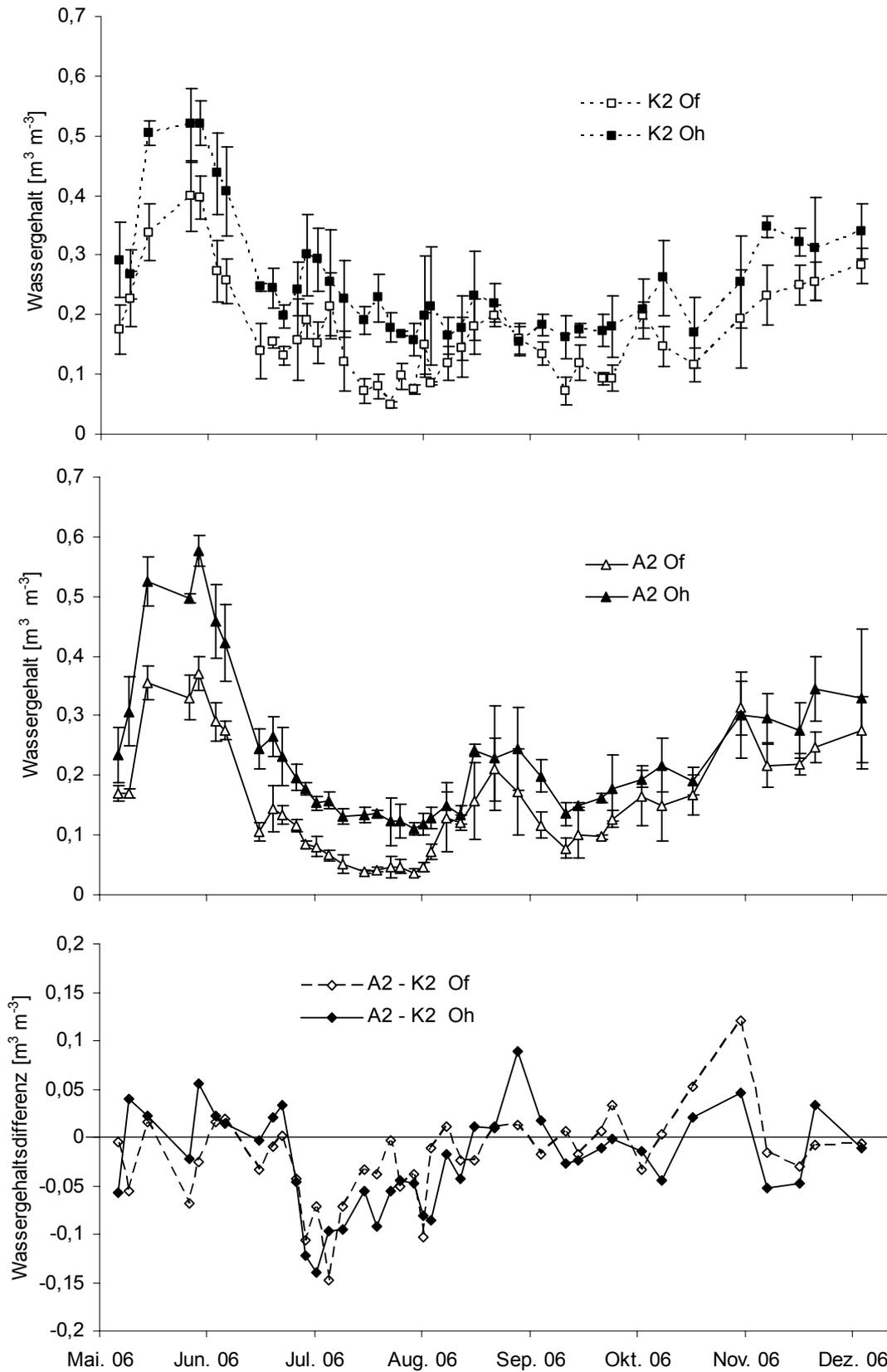


Abb. 30: Mittlerer volumetrischer Wassergehalt im Of und Oh auf den Flächen K2 und A2 (\pm Standardabweichung, $n=3$) und Differenz der jeweiligen Wassergehalte zwischen A2 und K2.

Ergebnisse

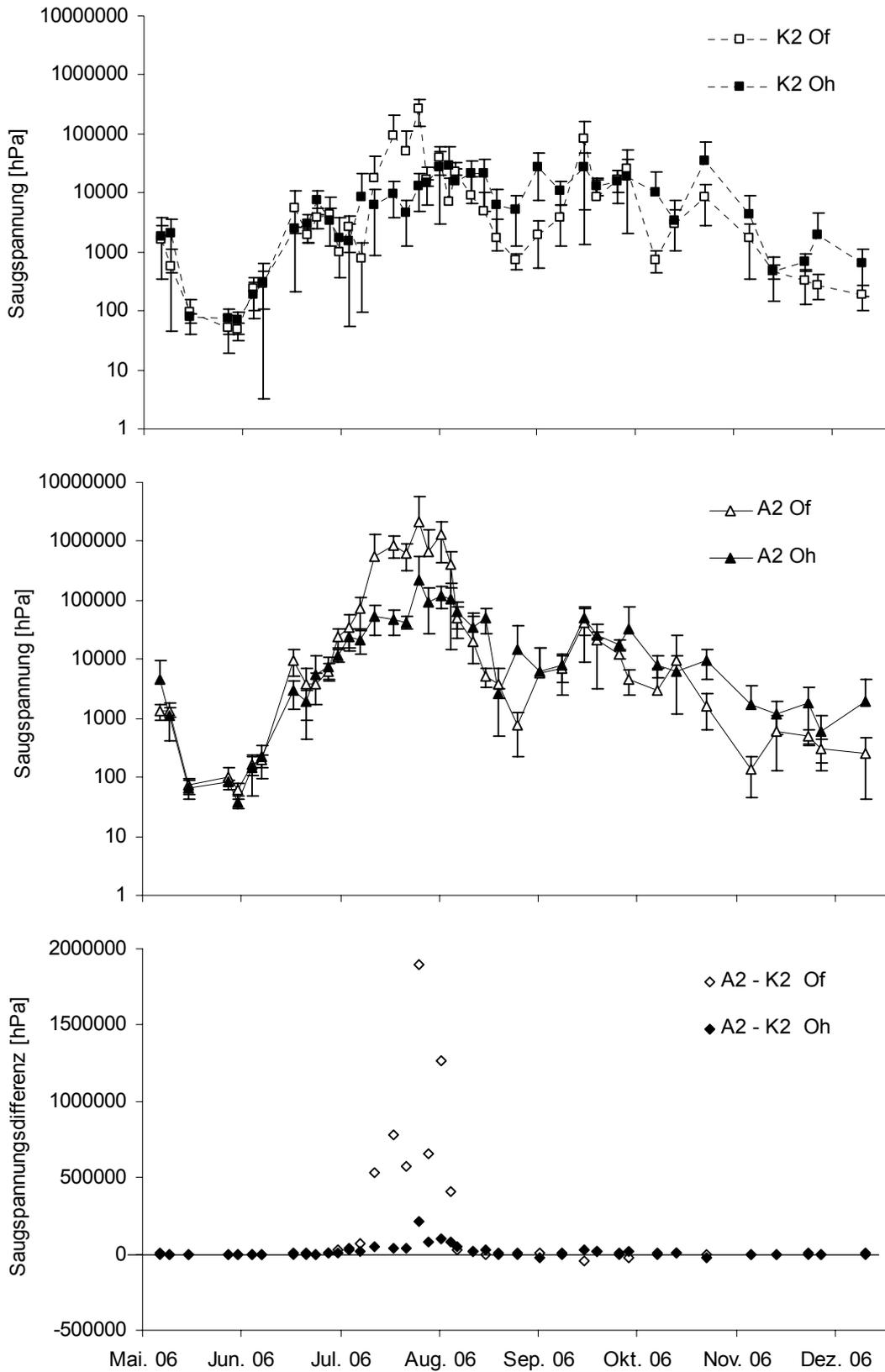


Abb. 31: Aus den volumetrischen Wassergehalten über die pF-Kurve ermittelte Saugspannungen der Horizonte Of und Oh auf den Flächen K2 und A2 (Mittelwert \pm Standardabweichung, $n=3$) und Differenz der jeweiligen Saugspannungen zwischen A2 und K2.

5.3.4.2. Kalibrierung der ECH₂O-Sonde und Messung in der Humusauflage

Die Laborkalibrierung der ECH₂O-Sonden ergab für das verwendete Of- und Oh-Material jeweils einen linearen Zusammenhang zwischen Sensorsignal und volumetrischem Wassergehalt mit einem Bestimmtheitsmaß von jeweils 0,97 (Abb. 32).

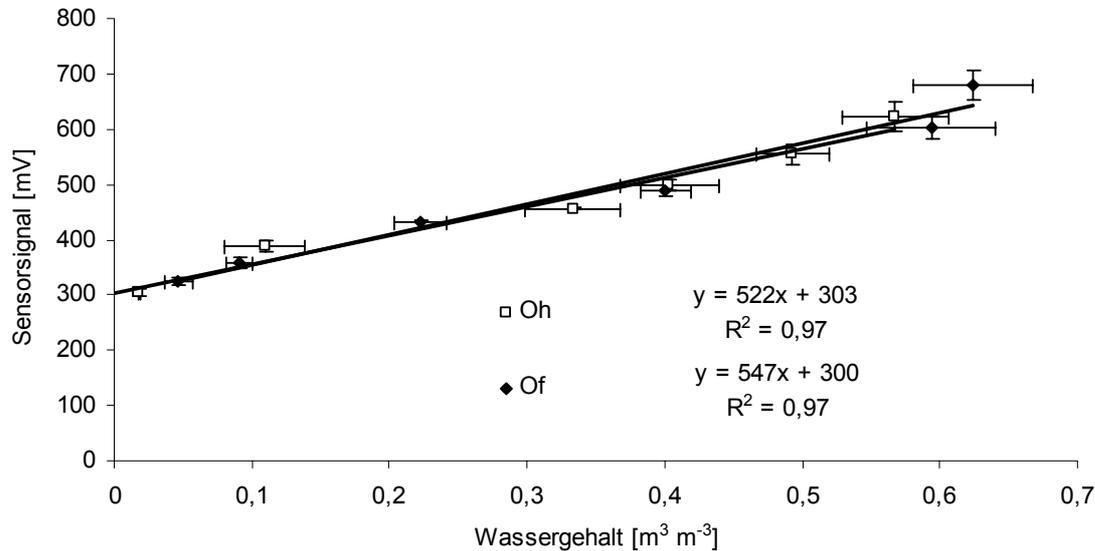


Abb. 32: Laborkalibrierung der ECH₂O-Sonden an gesiebttem Of- und Oh-Material ($\rho_b=0,13$ bzw. $0,20$ g cm⁻³) des Standorts Coulissenhieb ($n=3$) bei 20 °C.

Für die Freilandkalibrierung wurden die zu den Messterminen ermittelten volumetrischen Wassergehalte des Of- und Oh-Horizonts mit den jeweiligen Sensorsignalen der ECH₂O-Sonden in Beziehung gesetzt. Die Messsignale der beiden Teilflächen A2 und K2 wurden horizontweise zusammengefasst (Abb. 33). Die angepassten Funktionen für den Of- und Oh-Horizont sind sich sehr ähnlich. Vergleicht man aber diese Freilandkalibrierung mit der Laborkalibrierung (Abb. 32), so werden deutliche Unterschiede erkennbar. Die Laborkalibrierung, die im Gegensatz zur Freilandkalibrierung eine lineare Beziehung beschreibt, lieferte bei gleichen Sensorsignalen deutlich höhere Wassergehalte. Für die Berechnung von kontinuierlichen volumetrischen Wassergehalten aus den Output-Spannungen der ECH₂O-Sonden im Gelände wurden die im Freiland für die Horizonte Of und Oh erstellten Kalibrierfunktionen verwendet. Die Verwendung der Laborkalibrierung würde die Messwerte deutlich überschätzen (nicht dargestellt), wodurch die Laborkalibrierung für die Berechnung von Wassergehalten im Freiland ungeeignet ist.

Ergebnisse

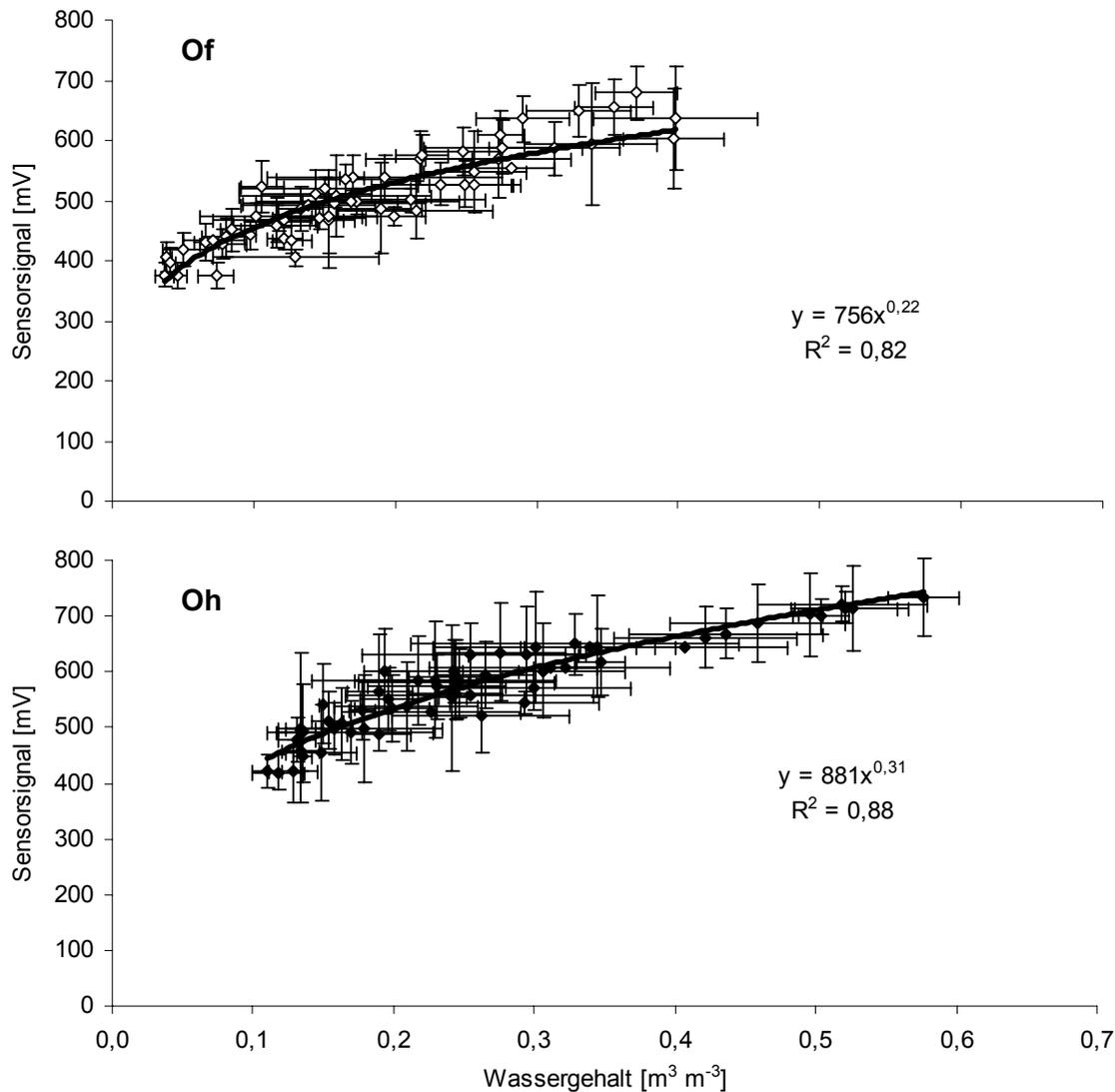


Abb. 33: Freilandkalibrierung der ECH₂O-Sonden: Mittleres Sensorsignal bei mittleren volumetrischen Wassergehalten für Of- und Oh-Horizont der Flächen A2 und K2 (\pm Standardabweichung, $n=3$ für beide Achsen).

Die Datengrundlage für den im Freiland aufgenommenen Zusammenhang zwischen Sensorsignal und Wassergehalt ist deutlich umfangreicher, auch wenn das Bestimmtheitsmaß mit Werten von 0,82 bzw. 0,88 für den Of- bzw. Oh-Horizont etwas niedriger liegt als bei der Laborkalibrierung. Zur Berechnung der volumetrischen Wassergehalte wurden die Sensorsignale der drei ECH₂O-Sonden über die Freilandkalibrierfunktion umgerechnet und der Mittelwert gebildet. Die Streuung der Sensorsignale im Freiland, dargestellt als Standardabweichung des Mittelwerts, ist über den Messbereich hinweg relativ gering. Um diese Streuung der ECH₂O-Signale mit der Streuung anderer Messtechniken zu vergleichen, wurde außerdem der Streuungskoeffizient h_{MW} berechnet, der den Quotienten aus der mittleren Abweichung vom Mittelwert und dem Mittelwert beschreibt. h_{MW} liegt für die Of-Horizonte der beiden Flächen zwischen 0 und 13 % (K2) bzw. 1 und 15 % (A2). Im Oh ist der Streuungskoeff-

fizient mit 3 bis 10 % (K2) und 5 bis 19 % (A2) vergleichbar, wobei die größten Streuungskoeffizienten jeweils im August nach Regenereignissen auftraten.

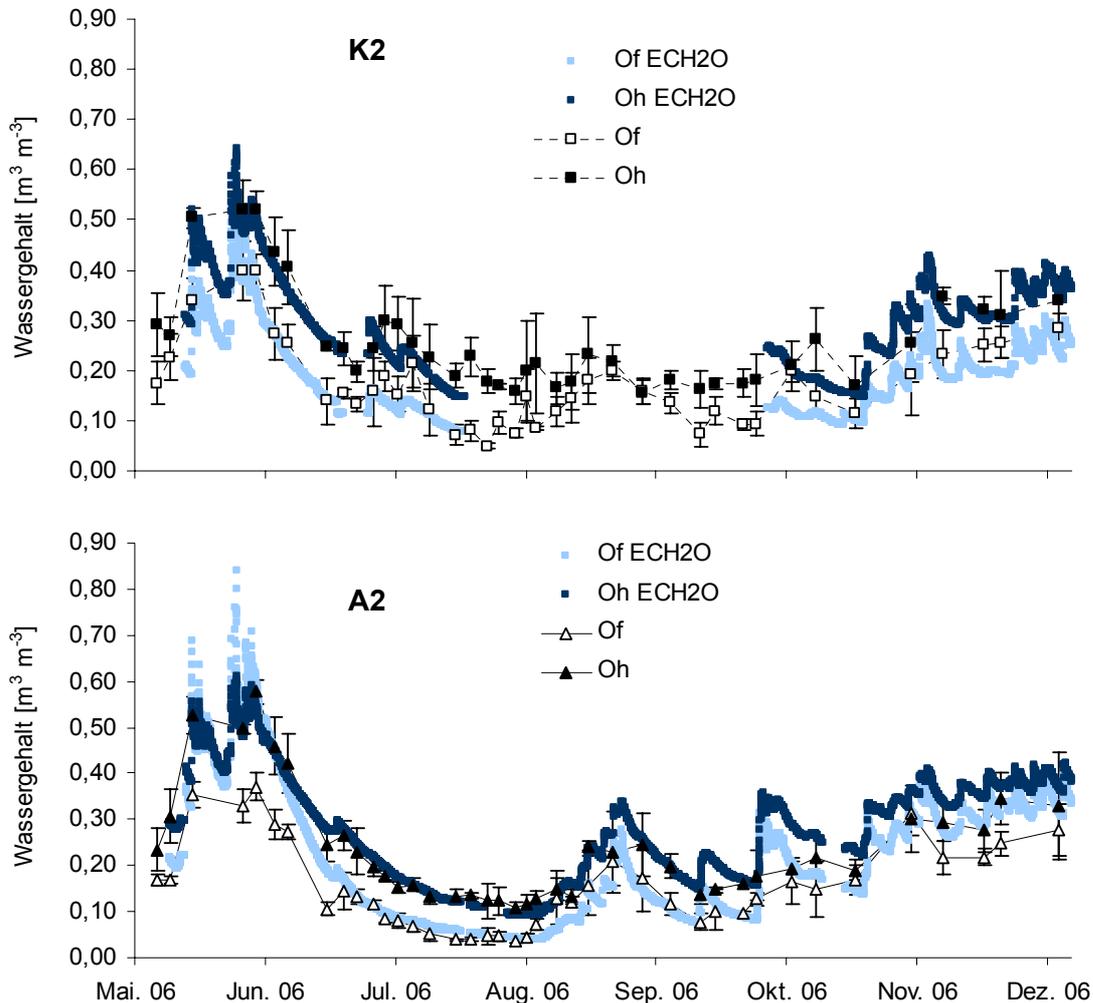


Abb. 34: Aus den ECH₂O-Signalen über die Freilandkalibrierung berechnete kontinuierliche volumetrische Wassergehalte (Mittelwert, n=3) auf den Flächen K2 und A2 und die mittleren gravimetrisch bestimmten volumetrischen Wassergehalte (\pm Standardabweichung, n=3).

Der Verlauf der Wassergehalte wird durch die Umrechnung der Sensorsignale über die Freilandkalibrierung auf beiden Teilflächen horizontspezifisch weitestgehend korrekt durch die ECH₂O-Sonden nachgebildet (Abb. 34). Bei der Kontrollfläche K2 traten dabei kaum Abweichungen zu den der Freilandkalibrierung zu Grunde liegenden Messwerten auf. Auf der Fläche A2 trat zu Beginn der Messperiode im Of-Horizont eine deutliche und ab Oktober eine leichte Überschätzung der gemessenen Wassergehalte auf. Doch gerade für den sehr trockenen Zeitraum Mitte Juli bis Mitte August herrschte eine sehr gute Übereinstimmung für beide Horizonte auf beiden Flächen. Die kontinuierliche Aufzeichnung der Wassergehalte gibt Aufschlüsse über die kurzfristigen Wechsel zwischen Befeuchtungs- und Austrock-

nungsereignissen, die durch die destruktive Beprobung nicht erfasst werden können. Aufgrund technischer Probleme bei der Datenerhebung im Rahmen der Forschergruppe kam es im Messzeitraum zu längerfristigen Unterbrechungen der Messungen, insbesondere auf der Fläche K2, während auf der Fläche A2 nur geringfügige Beeinträchtigungen der ECH₂O-Messungen bestanden.

5.3.4.3. Bestimmung des volumetrischen Wassergehalts mittels mobiler Einstich-FDR-Sonde

Um eine weitere Methode zur Ermittlung volumetrischer Wassergehalte von Humusauflagehorizonten zu testen, wurde eine tragbare FDR-Sonde zu den Messterminen senkrecht in zwölf Wiederholungen auf den Teilflächen K2 und A2 in die Humusauflage eingestochen. Die mittleren Sensorsignale wurden mit den mittleren volumetrischen Wassergehalten des Of- und Oh-Horizonts jeder Teilfläche in Beziehung gesetzt. Für die Erstellung einer Kalibrierfunktion für den Of- und Oh-Horizont wurden die beiden Flächen horizontweise zusammengefasst (Abb. 35). Durch Verwendung der in Abb. 35 angegebenen, empirisch ermittelten Kalibrierfunktionen, konnte am Standort Coulissenhieb II für die Humusauflagehorizonte Of und Oh 86 bzw. 87 % der Varianz der volumetrischen Wassergehalte mittels mobiler FDR-Sonde erklärt werden. Im Of-Horizont konnten durch die FDR-Messung volumetrische Wassergehalte von max. $0,40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ gemessen werden, im Oh von max. $0,60 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Bei diesen Grenzen ist der maximale Messbereich der Sonde von 1000 mV erreicht. Höhere Wassergehalte ergeben keine höhere Messspannung und werden damit unterschätzt. Die Streuung der Sensorsignale, in Abb. 35 dargestellt als Standardabweichung des Mittelwertes, war über den gesamten Messbereich hinweg sehr ausgeprägt. Der Streuungskoeffizient h_{MW} reicht von 4 bis 36 % (K2) und von 4 bis 38 % (A2), wobei die größte Streuung, genau wie bei den ECH₂O-Sonden, im August auftrat. Die mittleren Streuungskoeffizienten liegen bei 18 % (K2) bzw. 17 % (A2).

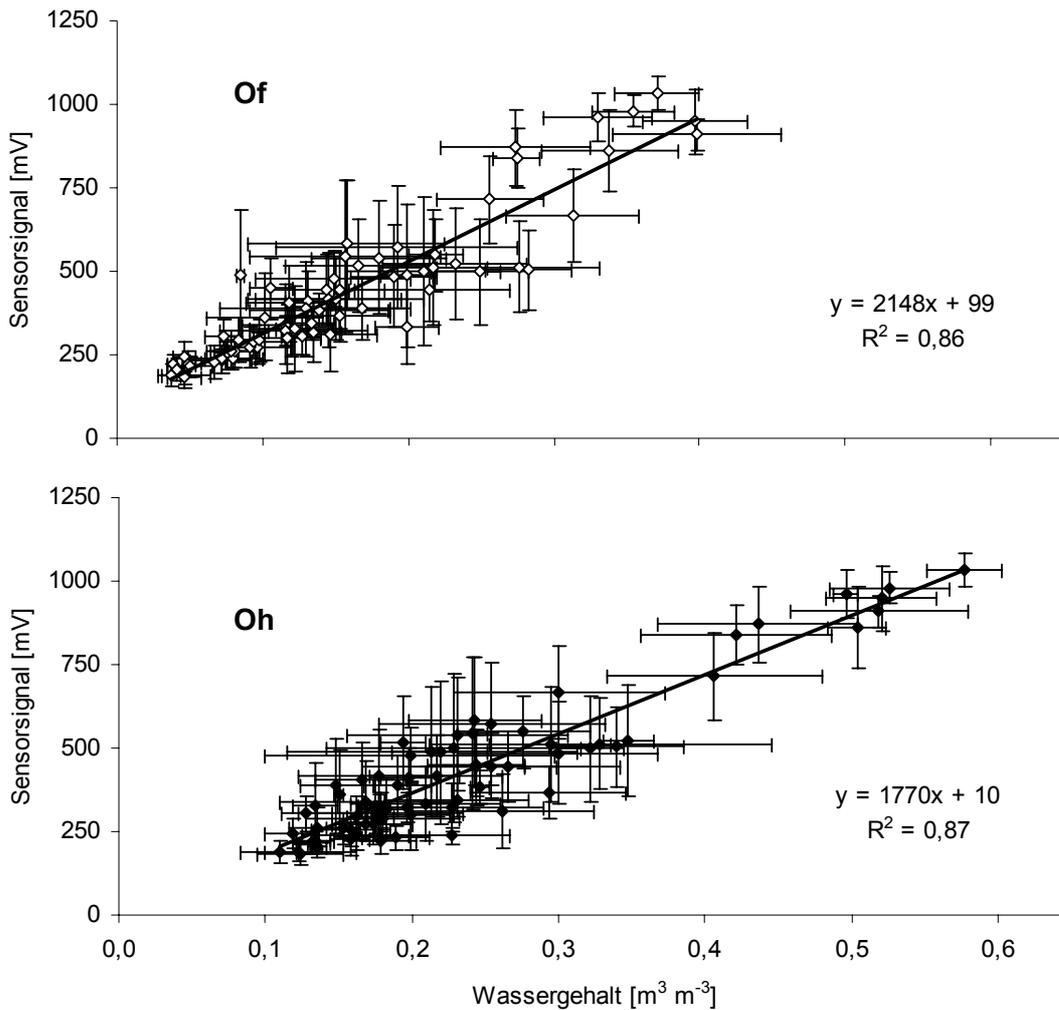


Abb. 35: Empirischer Zusammenhang zwischen mittlerer Ausgangsspannung einer mobilen FDR-Sonde (\pm Standardabweichung, $n=12$ pro Fläche) und mittlerem volumetrischen Wassergehalt ($n=3$ pro Fläche und Horizont) für den Of- und Oh-Horizont der Flächen A2 und K2.

5.3.4.4. Messung der Saugspannung in der Humusauflage mittels Einstichtensiometer

Im Mai und Juni sind die Ergebnisse der Messungen mit Einstichtensiometern durchaus plausibel. Die gemessenen Saugspannungen liegen im Bereich von 100 hPa. Die Standardabweichungen der mittleren Saugspannungen zeigen die hohe räumliche Variabilität der drei Messungen an jedem Messtermin auf (Abb. 36). Bei anhaltender Trockenheit laufen die Tensiometer jedoch sehr schnell leer und liefern keine höheren Messwerte. Erst ab Mitte September konnten aufgrund zunehmender Feuchte in der Humusauflage wieder Saugspannungen mit den Einstichtensiometern gemessen werden. Die obere Beschränkung des plausiblen Messbereichs liegt bei etwa 600 hPa. Im Vergleich zu den aus den volumetrischen Wassergehalten über die van Genuchten-Funktion berechneten Saugspannungen liegen die Messwerte der Einstichtensiometer deutlich niedriger (Abb. 36).

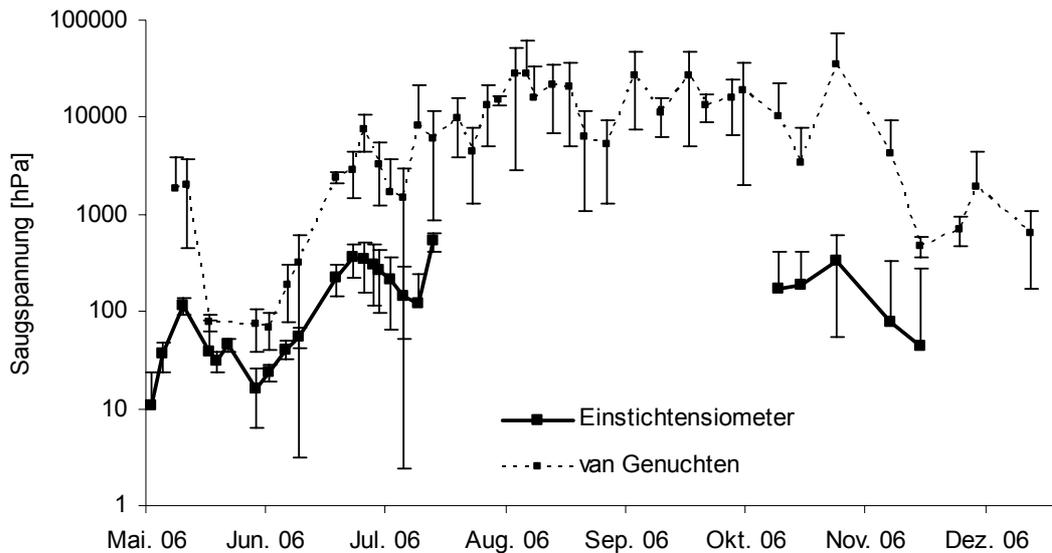


Abb. 36: Aus Messungen mit Einstichtensiometern (Oh) ermittelte Saugspannungen auf der Fläche K2 ($n=4$, \pm Standardabweichung). Im Vergleich dazu der Verlauf der aus den volumetrischen Wassergehalten über die van Genuchten-Anpassung berechneten Saugspannungen (K2 Oh, $n=3$, \pm Standardabweichung).

5.3.4.5. Ergebnisse der Messungen mit Lindenholzsensoren

Betrachtet man die Sensorsignale der in dieser Arbeit neu entwickelten Lindenholzsensoren im Gelände, so ist eine ausgeprägte Dynamik der Messwerte im Verlauf der Vegetationsperiode 2006 zu erkennen (Abb. 37). Aufgrund der schiefen Verteilung der Messwerte wurde der Median aus jeweils 10 Wiederholungen pro Fläche und Horizont verwendet. Deutliche Unterschiede in den Medianen der Messwerte traten zwischen den Of- und Oh-Horizonten auf, während zwischen den Flächen A2 und K2 die jeweiligen Horizonte annähernd gleiche Werte lieferten. Austrocknungsphasen wurden in Form ansteigender Widerstandswerte registriert und insbesondere Niederschlagsereignisse wurden sofort nach Infiltration in die Humusaufgabe in Form von abrupt abnehmenden elektrischen Widerständen aufgezeichnet. Diese Gleichförmigkeit im Verlauf der Messsignale der beiden Teilflächen gilt jedoch nur bis zum Dachschluss auf der Fläche A2 am 23. Juni 2006. Ab diesem Zeitpunkt wurde eine Wiederbefeuchtung der Fläche A2 ausgeschlossen, während die benachbarte Fläche K2 durch mehrere kleinere Regenereignisse Ende Juni zunächst immer wieder befeuchtet wurde. So stiegen die gemessenen elektrischen Widerstände der Lindenholzsensoren auf der Fläche A2 ab dem Zeitpunkt des Dachschlusses kontinuierlich an, während die Widerstände auf der Fläche K2 zunächst weiterhin der Niederschlagsdynamik folgten. Im Juli und August trocknete die Humusaufgabe auf der Fläche K2 dann annähernd so stark aus wie auf A2. Die Niederschlagsmengen waren in diesem Zeitraum so gering, dass die Sensoren im Oh-Horizont in 8 cm Tiefe auf der Fläche K2 von der Infiltrationsfront nicht erreicht wurden, was niedrigere elektrische Widerstände - wie sie im Of aufgezeichnet wurden - zur Folge gehabt

hätte.

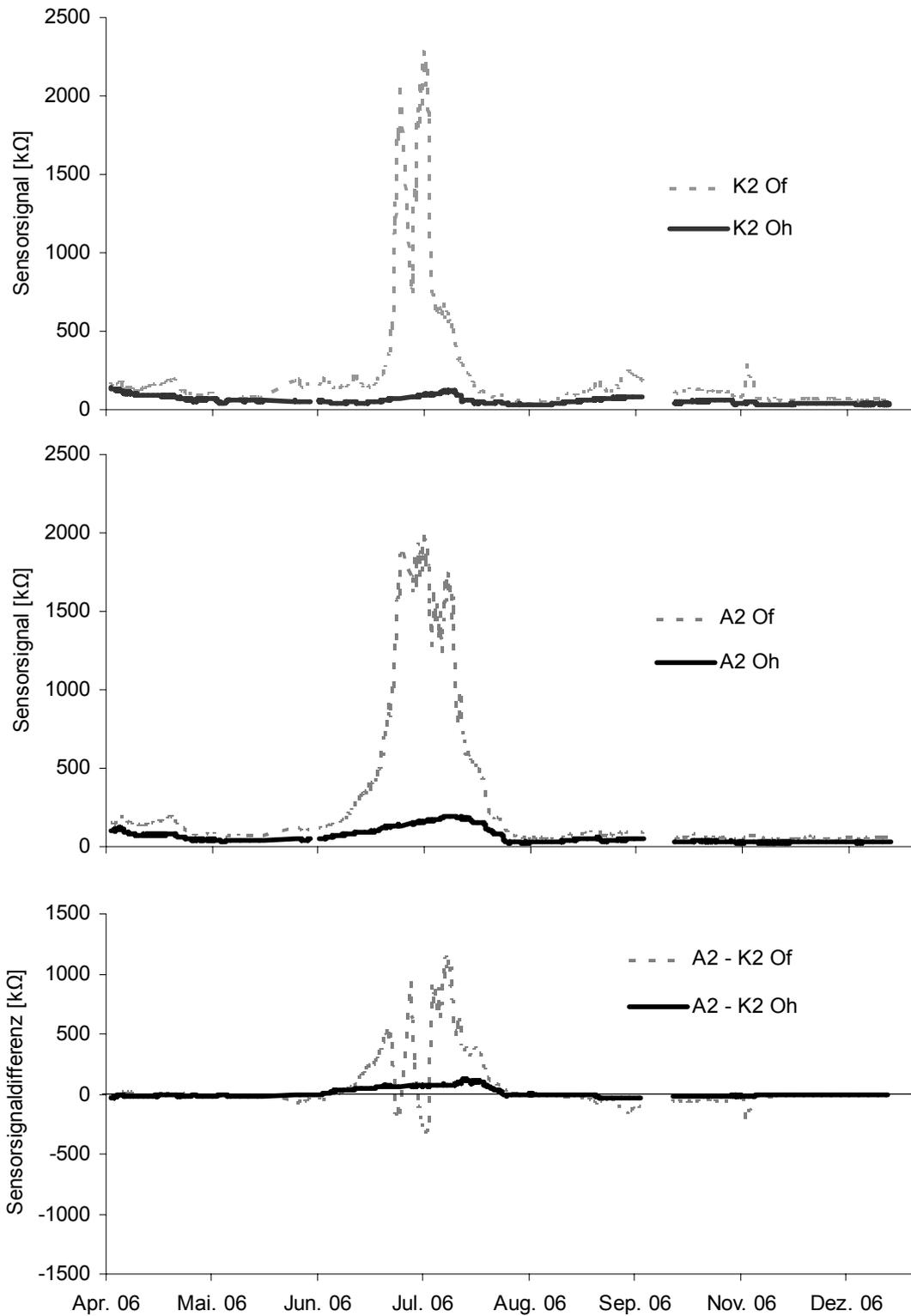


Abb. 37: Verlauf der Sensorsignale der Lindenholzsensoren auf den Flächen A2 und K2 im Of- und Oh-Horizont und Differenz zwischen A2 und K2 (Median, n=10).

Unter feuchten Bedingungen ist die schwache Dynamik bei niedrigen elektrischen Widerstandswerten im Oh der beiden Teilflächen sehr auffällig. Erst nach einer längeren Trockenzeit von mehreren Wochen stiegen die Widerstände langsam an, was während der zunehmenden Austrocknung der Oh-Lage in 8 cm Tiefe im Juni und Juli beobachtet werden konnte. Trotz der starken Austrocknung lagen die Werte der elektrischen Widerstände im Oh mit maximal 200 k Ω im unteren Messbereich der Lindenholzsensoren. Die Austrocknungs- und Wiederbefeuchtungsdynamik im Of in vier Zentimetern Bodentiefe war dagegen sehr viel stärker ausgeprägt.

Freilandkalibrierung

Die Sensorsignale in den Oh-Horizonten lagen deutlich unter denen der Of-Horizonte. Aus den Vorversuchen war bereits bekannt, dass unter feuchten Bedingungen der Zusammenhang zwischen Sensorsignal und Saugspannung sehr schwach ist und die Lindenholzsensoren erst im sehr trockenen Bereich eine hohe Auflösung zeigen. Abb. 38 zeigt am Beispiel des Of-Horizonts der Fläche A2 die Abhängigkeit des aufgenommenen Sensorsignals vom volumetrischen Wassergehalt. Außerdem ist an diesem Beispiel, dargestellt durch die mittlere Abweichung vom Median, zu erkennen, dass die Streuung der Messwerte, im trockenen Bereich <5 Vol.-% Wassergehalt, sehr groß ist. Der Streukoeffizient h_{MED} , der den Quotienten aus der mittleren Abweichung vom Median und dem Median in % darstellt (und damit mit dem Streuungsmaß der ECH₂O-Sonden und der FDR-Sonde vergleichbar ist), liegt für den Of-Horizont der Fläche A2 bei 14 % bis 151 % (Mittelwert: 42 %) und für den Of-Horizont der Fläche K2 bei 15 % bis 241 % (Mittelwert: 72 %). Die Maximalwerte sind jeweils trockenen Bedingungen zuzuordnen. Aufgrund feuchterer Bedingungen im Oh der Fläche A2 liegt hier der Streukoeffizient mit 14 % bis 92 % (Mittelwert: 27 %) niedriger als im Of, d. h. die Streuung der Sensorsignale ist hier etwas geringer.

Als kritischer Wassergehalt für eine ausreichende Auflösung der Sensorsignale wurde für die beiden Flächen A2 (Of- und Oh) und K2 (Of) jeweils 20 Vol.-% bestimmt. Die Verwendung aller Sensorsignale, die bei unter 20 Vol.-% Wassergehalt aufgezeichnet wurden, lieferte für alle untersuchten Horizonte die beste Regression mit den volumetrischen Wassergehalten. In weiteren Regressionen wurden nur die Messwerte bei volumetrischen Wassergehalten <15 %, 25 % oder 30 % verwendet, die erhaltenen Regressionen lieferten jedoch schlechtere Zusammenhänge als bei Verwendung der Messwerte, die unter 20 Vol.-% gemessen wurden. Im feuchteren Bereich (>20 % Wassergehalt) lag keine Abhängigkeit des Sensorsignals von der Bodenfeuchte vor. Für den trockeneren Bereich dagegen konnten aus den Messwerten (jeweils etwa 2/3 der Grundgesamtheit) Kalibrierfunktionen ermittelt werden. Um über die volumetrischen Wassergehalte <20 % eine ausreichend genaue Kalibrierfunktion ermitteln zu können, wurde, was bereits beim Vorversuch zur Temperaturabhängigkeit erkannt wurde,

der Kehrwert des elektrischen Widerstands mit den volumetrischen Wassergehalten in Beziehung gesetzt. Für den Oh-Horizont der Fläche K2 ergab sich durch die relativ hohen Wassergehalte keine Möglichkeit, eine aussagekräftige Regressionsgerade zu erstellen, da kein signifikanter Zusammenhang zwischen Wassergehalt, Sensorsignal und Temperatur hergestellt werden konnte. Während der Überdachung und der damit erzeugten Austrocknung auf der Fläche A2 erreichten hier die Sensorsignale im Oh-Horizont im Vergleich zur Fläche K2 höhere Werte, wodurch eine Regressionsfunktion auch für den Oh-Horizont ermittelt werden konnte. Zwischen den Medianwerten der Sensorsignale, der jeweiligen Temperatur und den mittleren volumetrischen Wassergehalten konnten im Freiland für den Of- und Oh-Horizont der Fläche A2 und den Of-Horizont der Fläche K2 multiple Regressionen berechnet werden. Damit ergaben sich für die Horizonte der beiden Teilflächen dreidimensionale Zusammenhänge (Abb. 39-41).

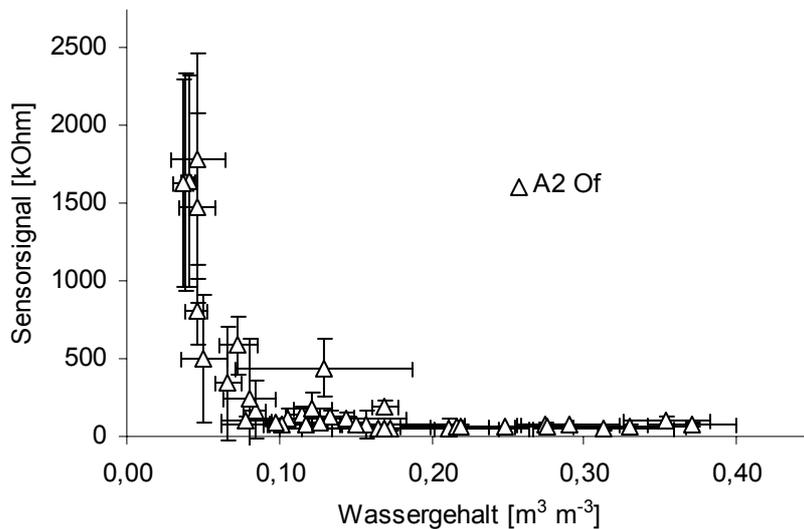


Abb. 38: Zusammenhang zwischen Sensorsignal ($n=10$, Median \pm mittlere Abweichung vom Median) und Wassergehalt ($n=3$; \pm Standardabweichung) im Of-Horizont der Fläche A2.

A2 Of:

$$R_{\text{LHS}}^{-1} = -0,00334 + 7,695 \cdot 10^{-6} \cdot T + 0,104 \cdot \theta \quad (19)$$

$n=28$, $r^2=0,64$, $p<0,0001$

- R_{LHS} = Sensorsignal [$\text{k}\Omega$]
- T = Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]
- θ = Wassergehalt [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]

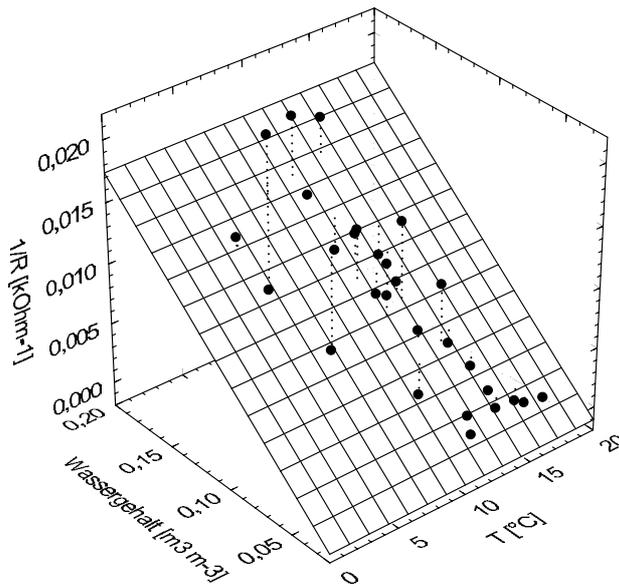


Abb. 39: Sensorsignale der Lindenholzsensoren im Of-Horizont (A2, $n=10$, Median) in Beziehung zum volumetrischen Wassergehalt (Mittelwert, $n=3$) und zur Temperatur (Mittelwert, $n=4$).

K2 Of:

$$R_{\text{LHS}}^{-1} = 0,00170 - 3,268 \cdot 10^{-4} \cdot T + 0,075 \cdot \theta \quad (20)$$

n=28, $r^2=0,57$, $p<0,0001$

R_{LHS} = Sensorsignal [k Ω]
 T = Temperatur [°C]
 θ = Wassergehalt [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]

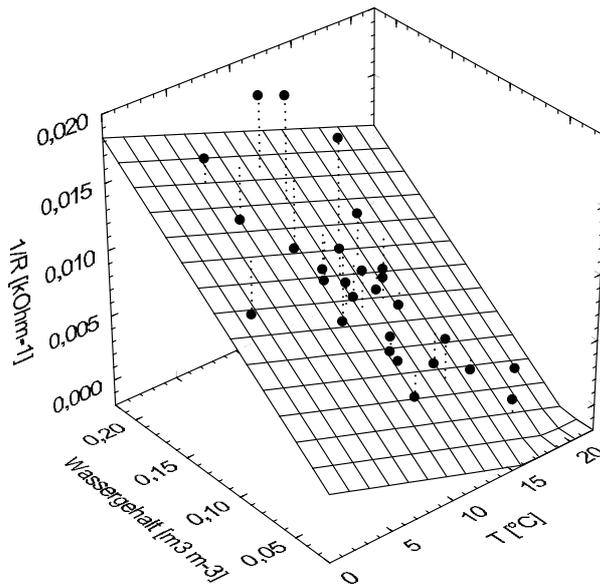


Abb. 40: Sensorsignale der Lindenholzsensoren im Of-Horizont (K2, n=10, Median) in Beziehung zum volumetrischen Wassergehalt (Mittelwert, n=3) und zur Temperatur (Mittelwert, n=4).

A2 Oh:

$$R_{\text{LHS}}^{-1} = -0,00332 - 9,508 \cdot 10^{-4} \cdot T + 0,191 \cdot \theta \quad (21)$$

n=21, $r^2=0,62$, $p=0,00015$

- R_{LHS} = Sensorsignal [$k\Omega$]
- T = Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]
- θ = Wassergehalt [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]

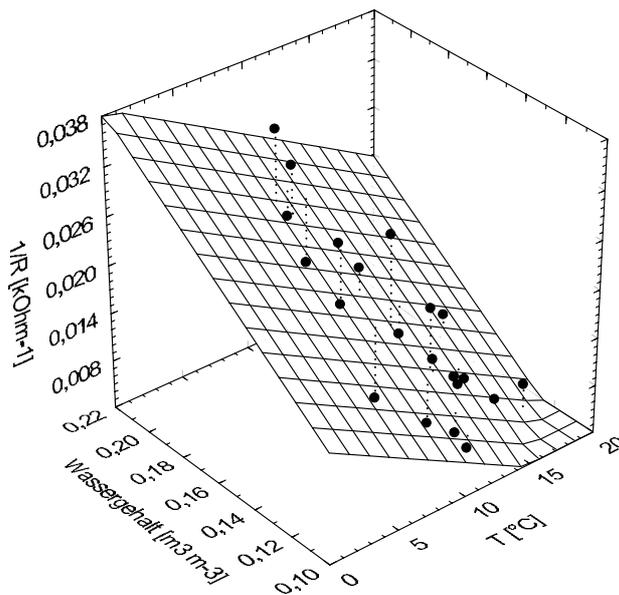


Abb. 41: Sensorsignale der Lindenholzsensoren im Oh-Horizont (A2, $n=10$, Median) in Beziehung zum volumetrischen Wassergehalt (Mittelwert, $n=3$) und zur Temperatur (Mittelwert, $n=4$).

Aus den für die Fläche A2 ermittelten Regressionsgleichungen für den Of- und Oh-Horizont wurden die Sensorsignale über die Temperatur in einen volumetrischen Wassergehalt umgerechnet (Abb. 42). Gleiches wurde für den Of-Horizont der Fläche K2 umgesetzt. Für den Oh-Horizont der Fläche K2 konnten keine Wassergehalte berechnet werden, da keine Regressionsfunktion ermittelt werden konnte. Die Kalibrierung erfolgte nur mit Wassergehalten <20 Vol.-%, wodurch nur die durch die Lindenholzsensoren bestimmten Wassergehalte bis maximal 20 Vol.-% Gültigkeit besitzen und in Abb. 42 dargestellt sind.

Ergebnisse

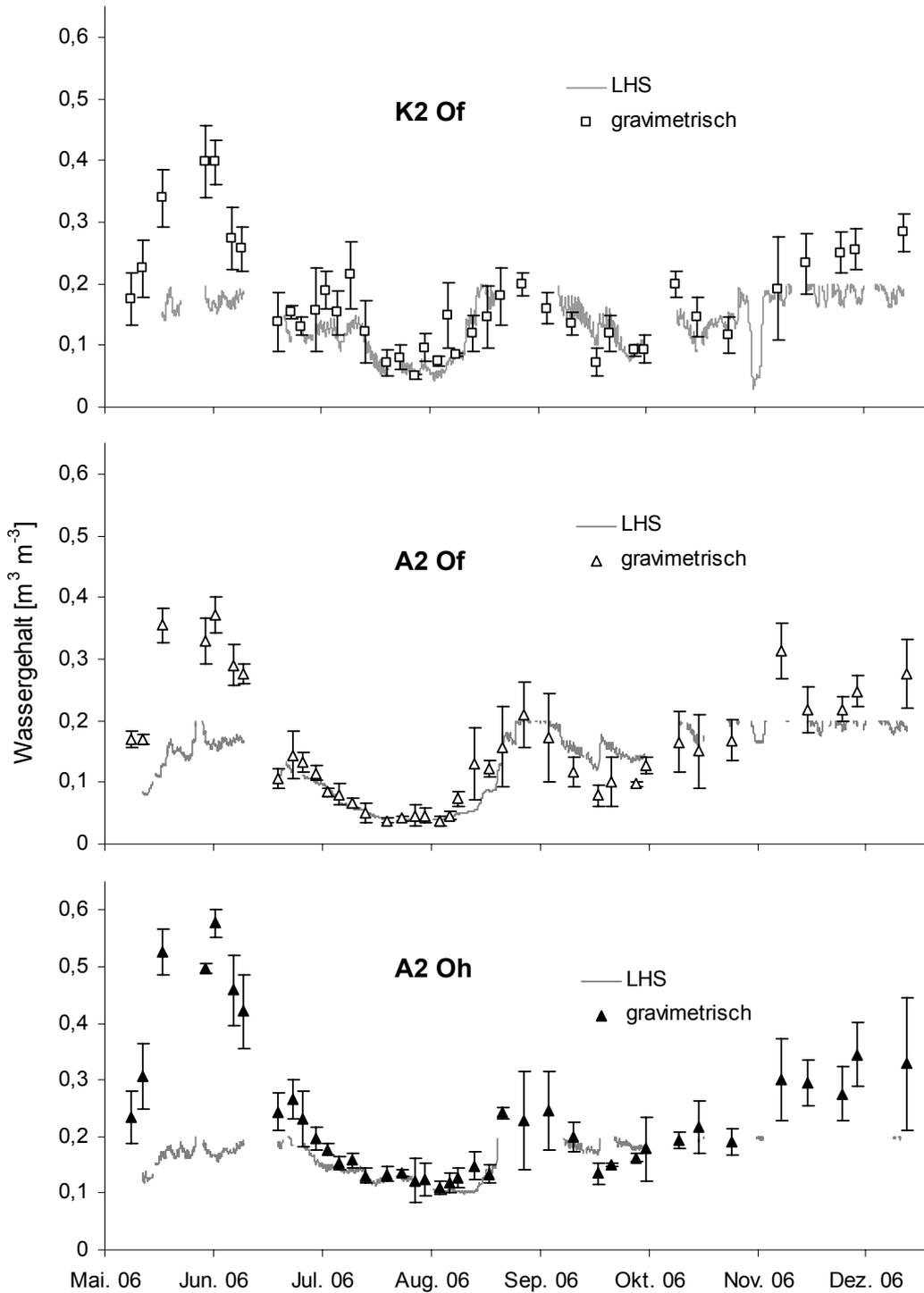


Abb. 42: Mittlerer gravimetrisch ermittelter volumetrischer Wassergehalt ($n=3$, \pm Standardabweichung) und aus dem Median der Lindenholzsensor signale ermittelter volumetrischer Wassergehalt (LHS, abgebildet sind nur Wassergehalte <20 Vol.-%) für K2 Of, A2 Of und A2 Oh.

Der Beginn der Messperiode bis Anfang Juni ist als Phase der Gleichgewichtseinstellung zu sehen, nachdem die Sensoren Ende April lufttrocken in die Humusaufgabe eingebaut wurden. Ab Mitte Juni stimmt der zeitliche Verlauf der über die Sensorsignale berechneten Wassergehalte und der der Kalibrierung zugrunde liegenden volumetrischen Wassergehalte im trockenen Bereich <20 Vol.-% Wassergehalt sehr gut überein. Im November und Dezember werden die volumetrischen Wassergehalte durch die Messungen der Lindenholzsensoren unterschätzt.

Ableitung kontinuierlicher Saugspannungen aus Signalen der Lindenholzsensoren

Für die Flächen A2 (Of- und Oh-Horizont) und K2 (Of) konnten, wie beschrieben, aus den Sensorsignalen der Lindenholzsensoren und der Temperatur über Regression kontinuierliche Wassergehalte für den Bereich <20 Vol.-% ermittelt werden. Diese Wassergehalte wurden über die im Labor aufgenommenen van Genuchten-Gleichungen (für Of und Oh) in Saugspannungen umgerechnet (Abb. 43). Hierfür wurden nur Wassergehalte <20 Vol.-% berücksichtigt und in Saugspannungen umgerechnet. Für die Of-Horizonte der beiden Flächen erhält man dadurch (nach einer Phase der Gleichgewichtseinstellung) eine sehr gute Abdeckung der punktuell aus den im Gelände aufgenommenen Wassergehalten ermittelten Saugspannungen durch die Umrechnung der Lindenholzsensorsignale. Die punktuell ermittelten Saugspannungen im Oh der Fläche A2 (Abb. 43 unten) werden ebenfalls gut nachgezeichnet, jedoch traten hierbei viele Wassergehalte >20 Vol.-% auf, wodurch für größere Zeitspannen keine Saugspannungen ermittelt werden konnten.

Ergebnisse

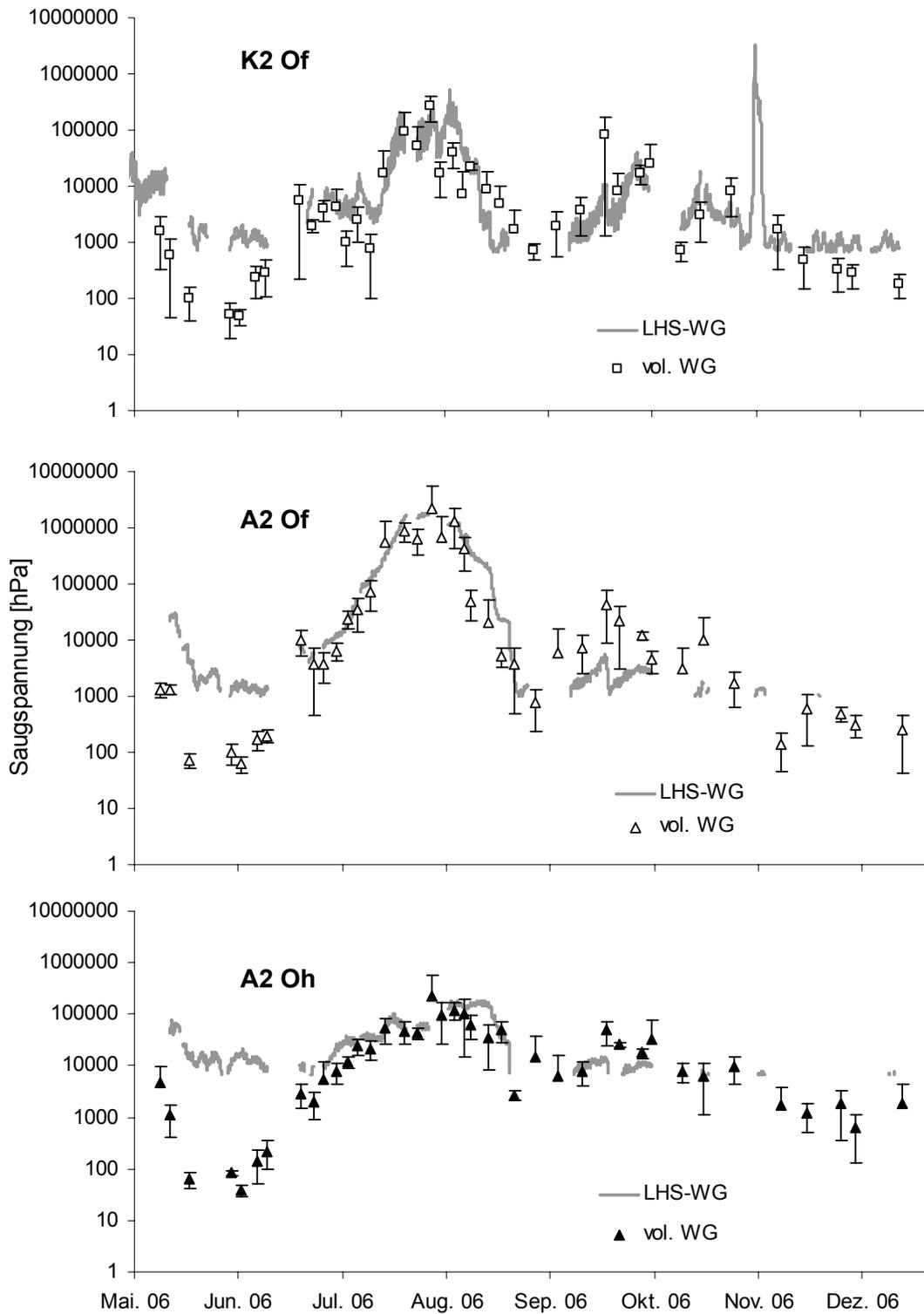


Abb. 43: Umrechnung der volumetrischen Wassergehalte in Saugspannungen über die van Genuchten-Funktion - aus den Messungen der Lindenholzsensoren (LHS-WG: nur Wassergehalte <20 Vol.-% wurden umgerechnet) und aus den gravimetrisch bestimmten volumetrischen Wassergehalten (vol. WG, $n=3$; \pm Standardabweichung) für K2 Of, A2 Of und A2 Oh.

5.4. Modellierung des Bodenwasserhaushalts

5.4.1. Kalibrierung des Modells

Zur bestmöglichen Übereinstimmung der Modellergebnisse mit den gemessenen Tensionen und Wassergehalten wurde die bodenphysikalische Inputgröße „hydraulische Leitfähigkeit“ bei zwei Horizonten gegenüber den im Labor ermittelten Werten (5.1, Tab. 4) leicht verändert: im Bh wurde die gesättigte Leitfähigkeit von $0,0034 \text{ cm s}^{-1}$ auf $0,0069 \text{ cm s}^{-1}$ nur leicht erhöht, im Bv-Cv wurde sie von $0,014 \text{ cm s}^{-1}$ auf $0,0006 \text{ cm s}^{-1}$ deutlicher reduziert. Zwischen hydraulischen Leitfähigkeiten, die im Labor ermittelt wurden, und den tatsächlich im Freiland vorliegenden, können erhebliche Diskrepanzen bestehen (Schäfer et al., 1994, Lischeid, 1995). Besonders Randeﬀekte stellen bei der Messung von Leitfähigkeiten im Labor das Hauptproblem dar. Risse innerhalb der Stechzylinderprobe, die während der Probenahme entstanden, und Randklüfte können zu Makroporenfluss und damit zu einer starken Überschätzung der tatsächlichen hydraulischen Leitfähigkeit führen.

5.4.1.1. Wasserspannungen

Bei der Kalibrierung des Modells wurde versucht, für die Vegetationsperiode des Jahres 2005 (Zeitraum 1.4.2005 bis 19.11.2005) eine bestmögliche Übereinstimmung der modellierten Saugspannungen und Wassergehalte im Mineralboden mit den gemessenen zu erreichen. Für die Mineralbodentiefen 10 und 20 cm konnten sehr gute Übereinstimmungen zwischen den gemessenen und modellierten Saugspannungen erzielt werden (Abb. 44). Die modellierten Saugspannungen über pF 3 konnten von den Tensiometern nicht gemessen werden, da deren Messbereich bei pF 2,8 endet.

In 90 cm Tiefe weichen im Zeitraum August bis September die gemessenen von den modellierten Saugspannungen stark ab. Während die modellierten Werte auf zwei Starkregenerereignisse nur mit einem Abfall von pF 2,5 auf pF 2,0 reagieren, zeigen die gemessenen Werte sogar Wassersättigung in 90 cm Tiefe an.

Ergebnisse

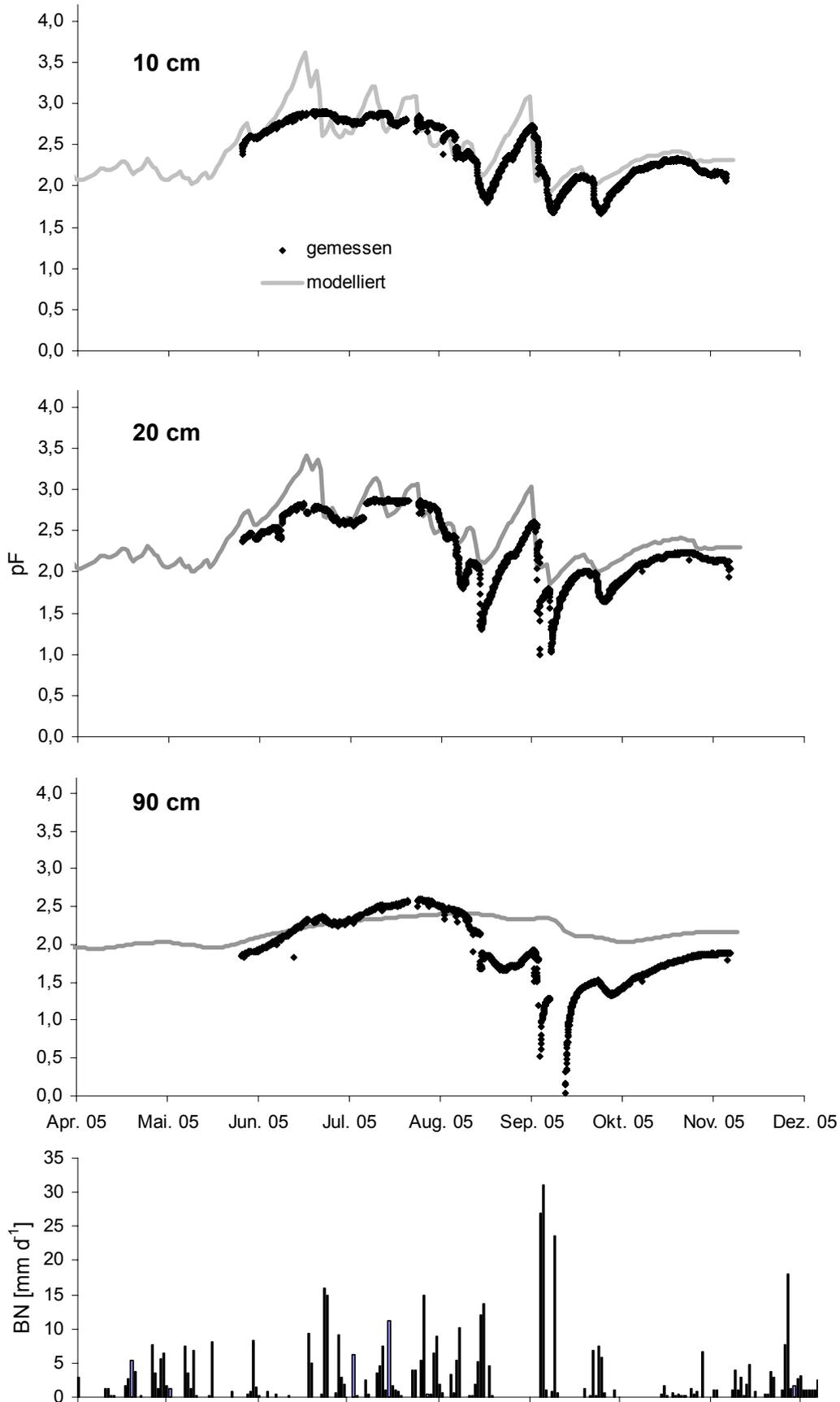


Abb. 44: Gemessene und modellierte pF-Werte in 10, 20 und 90 cm Mineralbodentiefe und die Summen der täglichen Bestandesniederschläge (BN) der Kontrollfläche K2.

5.4.1.2. Wassergehalte

Die mittels FDR gemessenen Wassergehalte in 25 cm Mineralbodentiefe auf der Kontrollfläche K2 konnten mit dem Modell bis auf einen Zeitraum im Juli, in dem die gemessenen Wassergehalte durch das Modell um ca. $0,05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ überschätzt wurden, gut nachgebildet werden (Abb. 45).

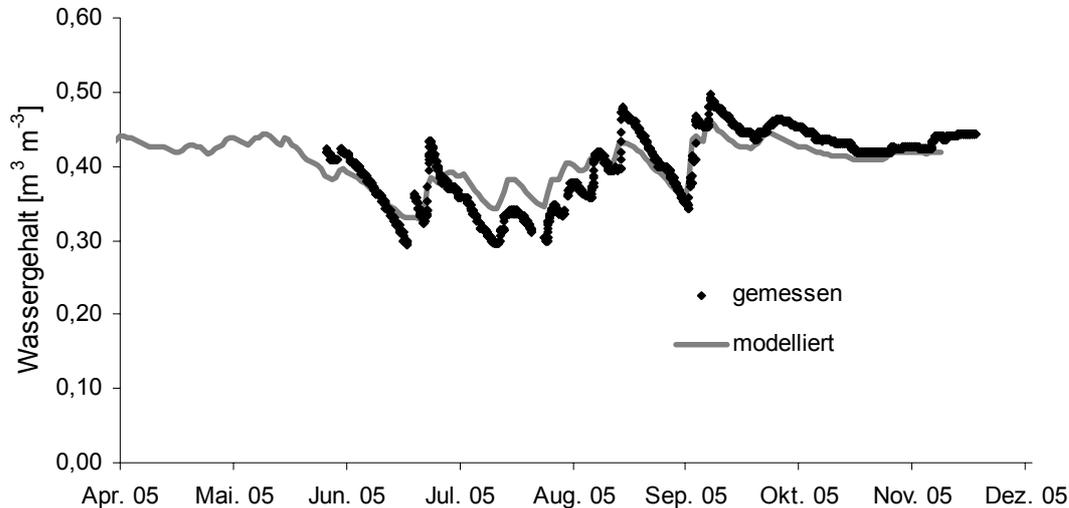


Abb. 45: Gemessene und modellierte Wassergehalte in 25 cm Mineralbodentiefe am Standort Coullissenhieb II (Fläche K2).

5.4.2. Validierung des Modells

Zur Modellvalidierung wurden mit der Parametrisierung für 2005 und den meteorologischen Randbedingungen für das Jahr 2006 Saugspannungen und Wassergehalte für das Jahr 2006 modelliert und mit den im Freiland gemessenen verglichen.

5.4.2.1. Saugspannungen im Mineralboden

Die im Jahr der Kalibrierung ermittelte Übereinstimmung zwischen den gemessenen und modellierten Saugspannungen im Mineralboden kann auch für das 2006 bestätigt werden. Sowohl in 10 als auch 20 cm Mineralbodentiefe konnte das Modell die realen Saugspannungen abbilden. Die durch die starke Austrocknung im Juni modellierten Saugspannungen von bis zu 10^4 hPa konnten von den Tensiometern im Gelände nicht aufgezeichnet werden. Auch in 90 cm Tiefe konnte eine gute Übereinstimmung erzielt werden. Die Validierung der Modellanpassung kann damit für die Abbildung von Saugspannungen im Mineralboden als erfolgreich bezeichnet werden (Abb. 46).

Ergebnisse

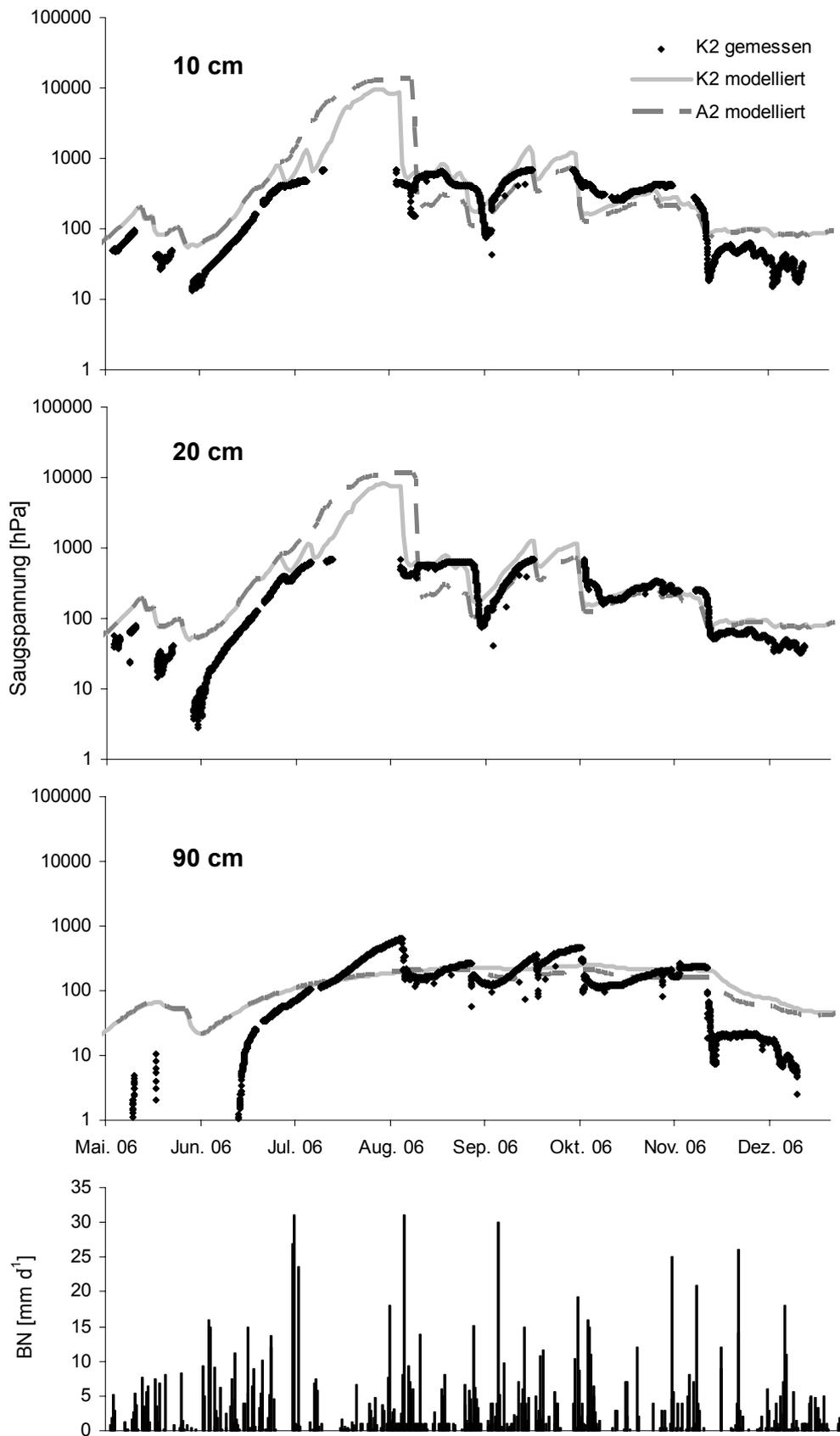


Abb. 46: Vergleich der mittleren gemessenen Saugspannungen in 10, 20 und 90 cm Mineralbodentiefe auf der Fläche K2 im Jahr 2006 ($n=3$) mit den modellierten Werten für die Flächen A2 und K2 und Bestandesniederschlag der Fläche K2.

Für die Fläche A2 konnte während der Austrocknungsphase sowohl in 10 als auch 20 cm Mineralbodentiefe ein Ansteigen der Saugspannung bis zum permanenten Welkepunkt (pF 4,2) bei der Modellierung beobachtet werden. Da im Modell keine Transpiration oberhalb pF 4,2 stattfinden kann und für die Evaporation kein Wasser aus diesen Tiefen zur Verfügung gestellt wird, bleibt die Saugspannung bei pF 4,2 konstant bis zur nächsten Befeuchtung. Die künstliche Verregnung von 67 mm Niederschlag innerhalb von zwei Tagen spiegelte sich dann in einem deutlichen Abfall der modellierten Saugspannungen wider. In 90 cm bildete das Modell die Wiederbefeuchtung der Fläche A2 erkennbar ab, wodurch sich bis Jahresende etwas niedrigere Saugspannungen einstellten als auf der Kontrollfläche K2.

5.4.2.2. Wassergehalte im Mineralboden

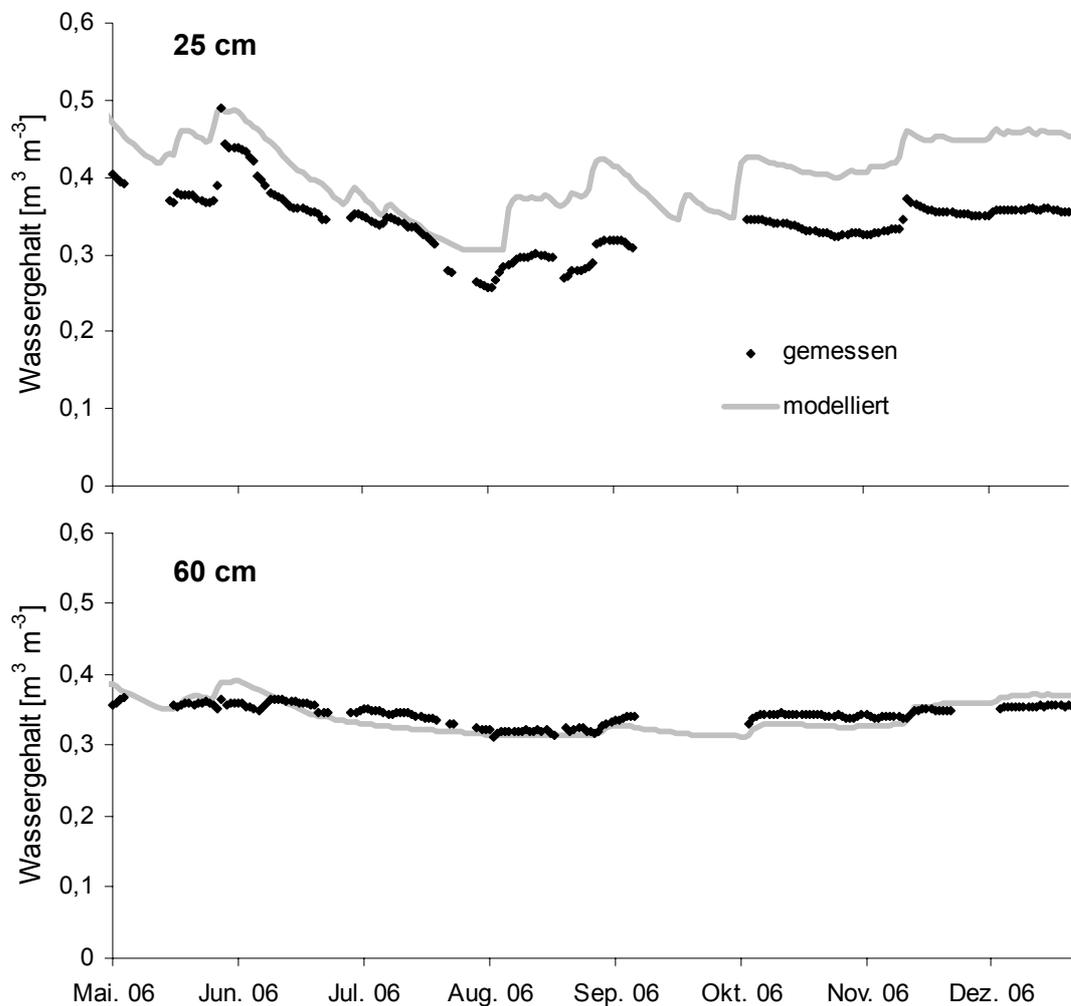


Abb. 47: Durch die Forschergruppe auf der Fläche K2 gemessene Wassergehalte in 25 cm und 60 cm Mineralbodentiefe (je $n=1$) und die modellierten Wassergehalte für die gleichen Tiefen.

Die im Jahr 2005 zur Kalibrierung des Modells im Hinblick auf Wassergehalte verwendeten FDR-Sonden in 25 cm Mineralbodentiefe standen für Messungen im Jahr 2006 nicht mehr zur Verfügung. Die Validierung des Modells bezüglich der Wassergehalte im Mineralboden erfolgt deshalb an durch die Forschergruppe ermittelten Wassergehalten in 25 und 60 cm Mineralbodentiefe. Auch mit den durch die Forschergruppe erhobenen Wassergehalten stimmten die Ergebnisse der Modellierung gut überein (Abb. 47). In 25 cm Tiefe überschätzte das Modell die gemessenen Werte insbesondere ab Anfang August 2006 um etwa 5 Vol.-%, wobei angemerkt werden muss, dass die gemessenen Wassergehalte der Forschergruppe ohne Wiederholung vorlagen.

5.4.2.3. Wassergehalte in der Humusauflage

Die Dynamik der gemessenen Wassergehalte in der Humusauflage wurde für das Jahr 2006 durch das Modell für die Phase der Austrocknung gut nachgebildet, die absoluten Werte wurden jedoch insbesondere auf der Fläche A2 teilweise überschätzt, wobei die Abweichungen auf der Teilfläche A2 größer sind als auf K2 (Abb. 48, 49). Die Befeuchtung der Fläche A2 am 9. August 2006 nach der Austrocknungsperiode führte im Modell zu einem sprunghaften Anstieg von ca. 10 auf über 30 % Wassergehalt. Die gemessenen Werte geben dies in diesem Umfang allerdings nicht wider. Zwar ist hier auch ein Anstieg des Wassergehalts zu erkennen, der erreichte allerdings nicht diese Höhe und war auch nicht von großer Dauer. Auf der Fläche K2 führten die Regenereignisse Anfang August ebenso zu einem Anstieg der Wassergehalte in den Humusauflagehorizonten, der jedoch nicht so stark ausgeprägt war, wie auf der Fläche A2. Doch auch hier überschätzte das Modell die tatsächlichen Wassergehalte. Diese Überschätzung blieb bis zum Jahresende bestehen. Die Dynamik der Wassergehalte im Of, die auf beiden Flächen im September nochmals deutlich abfielen und dann erst im Laufe des Spätherbstes wieder anstiegen, wird dadurch nur abgeschwächt wiedergegeben. Die Wassergehalte der Auflagehorizonte werden demnach für die Austrocknung gut, für die Wiederbefeuchtung mit einer Überschätzung von 0,05 bis maximal 0,10 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ abgebildet. Stellt man die gemessenen den modellierten Wassergehalten direkt gegenüber, so erkennt man für die Oh-Horizonte der beiden Teilflächen eine für Humusauflagen sehr gute Übereinstimmung mit einer Tendenz zur Überschätzung der gemessenen Wassergehalte bis 0,35 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ und einer Tendenz zur Unterschätzung oberhalb 0,35 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ (Abb. 50). Gleiches gilt für die Of-Horizonte, wobei hier auch Wassergehalte $<0,10 \text{m}^3 \text{m}^{-3}$ in die Betrachtung einfließen, die auf der Fläche A2 vom Modell abgebildet, auf der Fläche K2 jedoch überschätzt wurden.

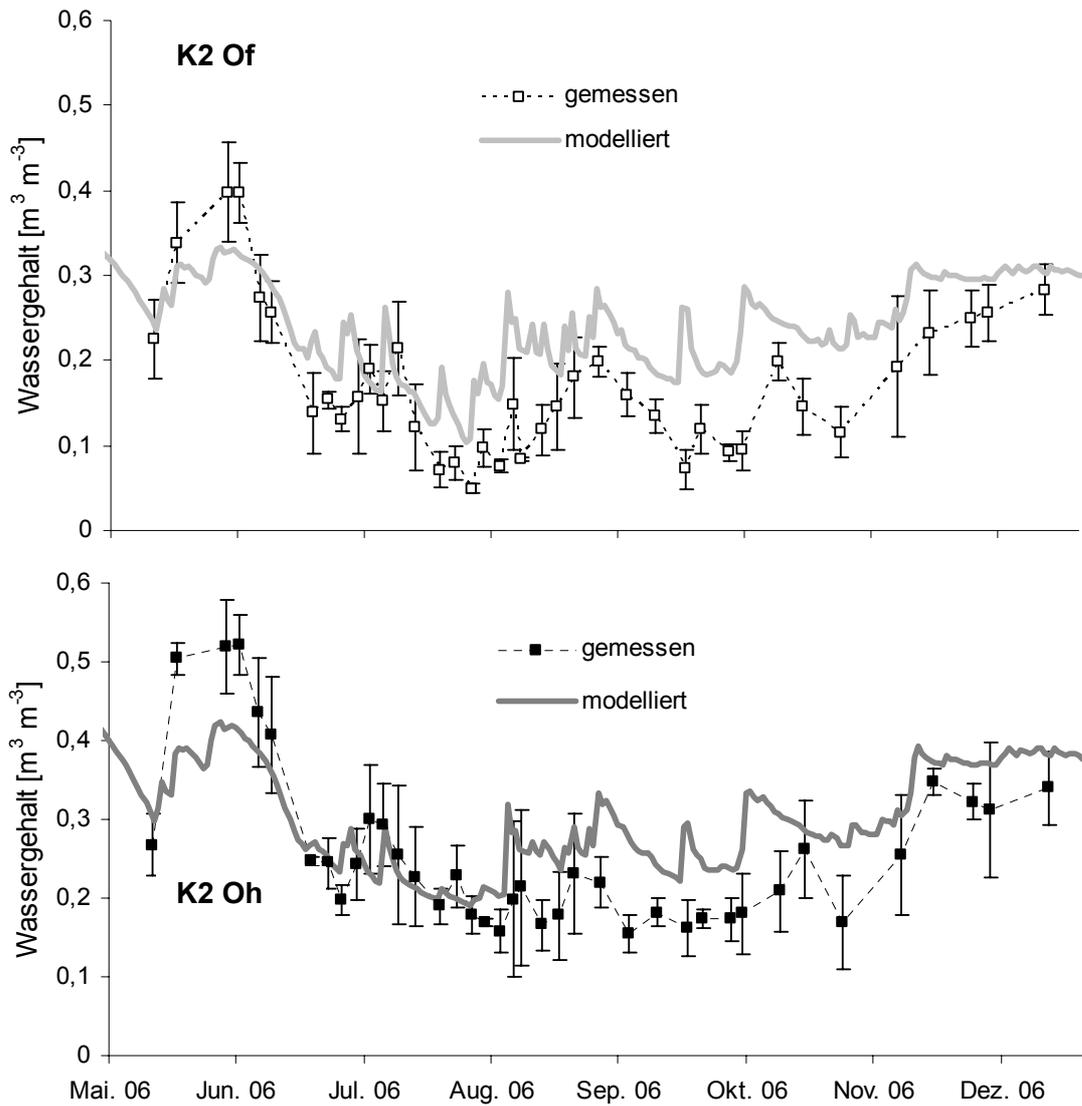


Abb. 48: Mittlere gemessene und modellierte Wassergehalte im Of- und Oh-Horizont der Fläche K2 für die Vegetationsperiode des Jahres 2006 (\pm Standardabweichung, $n=3$).

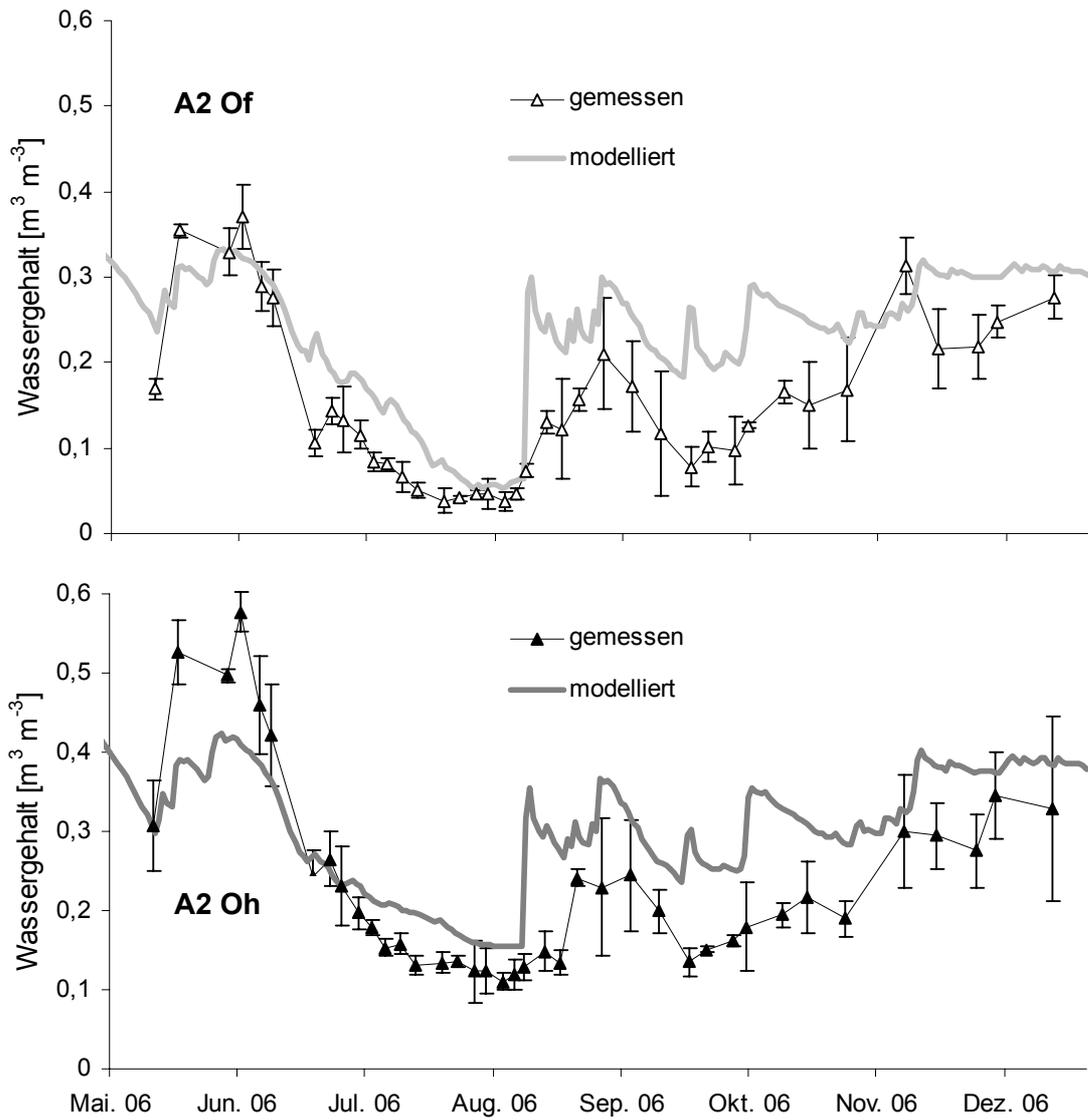


Abb. 49: Mittlere gemessene und modellierte Wassergehalte im Of- und Oh-Horizont der Fläche A2 für die Vegetationsperiode des Jahres 2006 (\pm Standardabweichung, $n=3$).

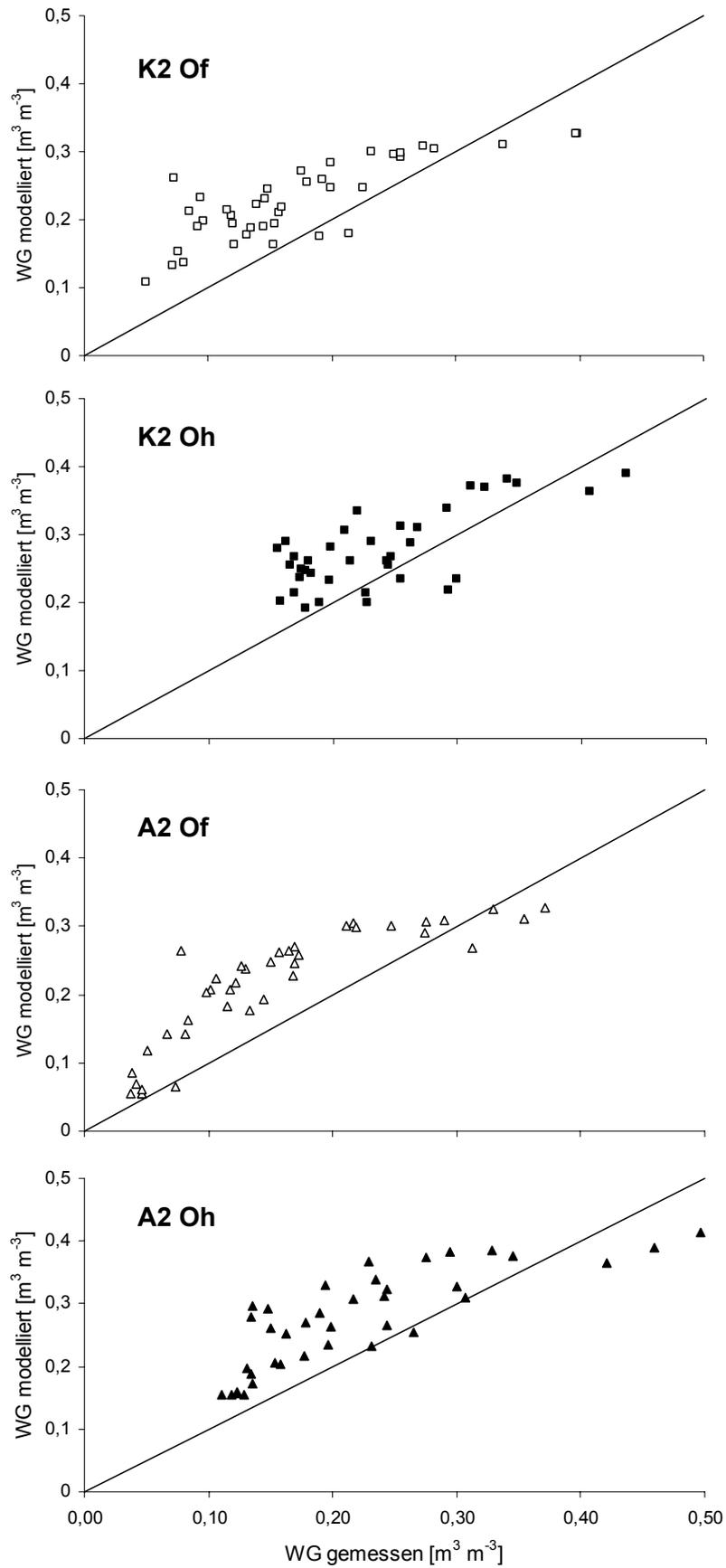


Abb. 50: Gegenüberstellung der modellierten und gemessenen volumetrischen Wassergehalte (WG) der Versuchsflächen in den Humusaufagehorizonten Of und Oh (— 1:1-Beziehung).

5.4.2.4. Saugspannungen in der Humusauflage

Für die Kontrollfläche K2 kann durch das Modell der Verlauf der Saugspannungen, die aus den volumetrischen Wassergehalten über die van Genuchten-Anpassung errechnet wurden, in der Humusauflage - entsprechend den Ergebnissen der Wassergehaltsmodellierung - gut abgebildet werden (Abb. 51, 52). Der Anstieg der Saugspannungen von Mai bis August wird vor allem für den Oh-Horizont sehr gut getroffen, wobei auch hier der starke Regen, der zeitgleich mit der Wiederbefeuchtung der Fläche A2 Anfang August fiel, im Modell größere Auswirkungen auf die Saugspannungen hatte als tatsächlich gemessen wurde. Die Saugspannungen im Oh wurden ab diesem Regenereignis im August unterschätzt. Auch die Saugspannungen des Of wurden durch das Modell, vor allem nach der Wiederbefeuchtung der Fläche A2, unterschätzt.

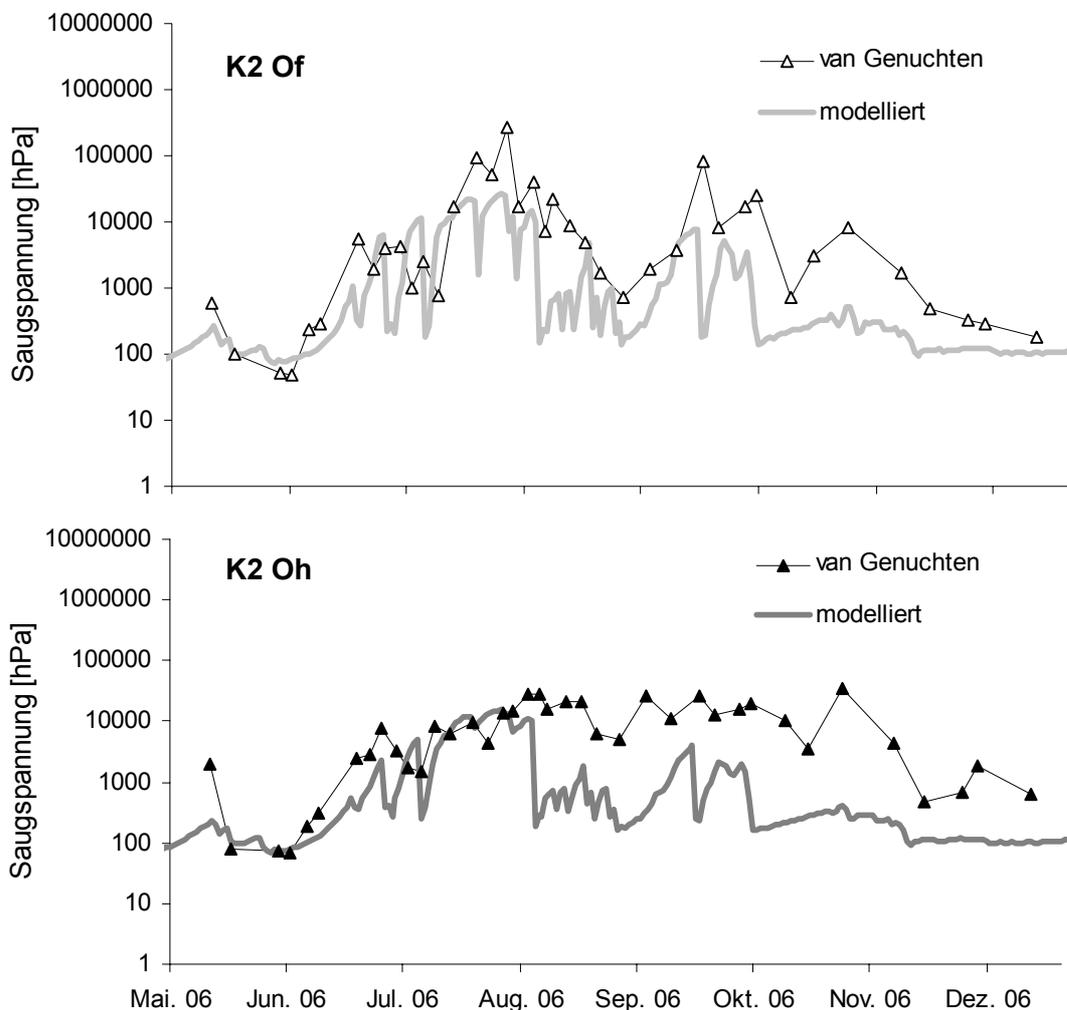


Abb. 51: Für den Of- und Oh-Horizont der Fläche K2 modellierte Saugspannungen und die jeweils aus den volumetrischen Wassergehalten über die pF -Kurve (van Genuchten-Anpassung) berechneten Saugspannungen ($n=3$).

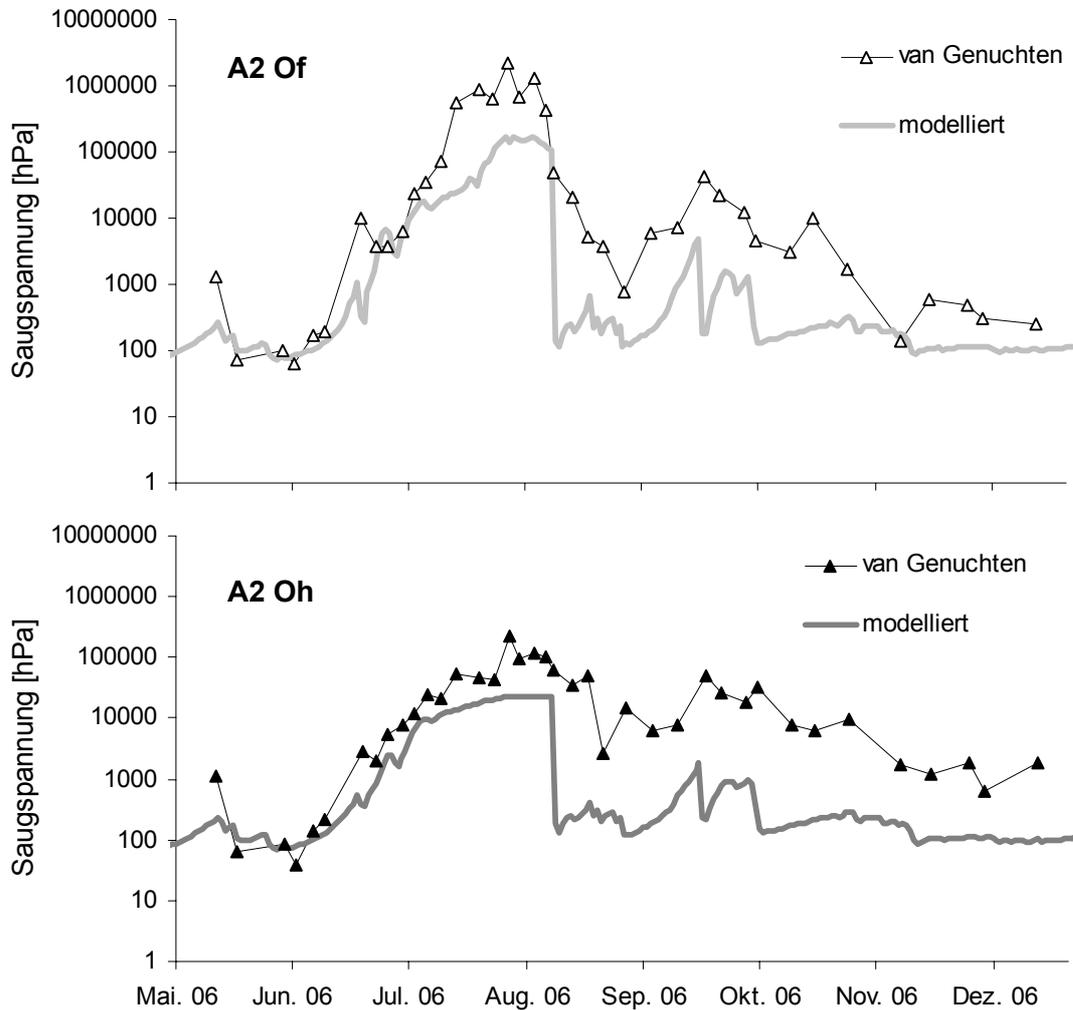


Abb. 52: Für den Of- und Oh-Horizont der Fläche A2 modellierte Saugspannungen und die jeweils aus den volumetrischen Wassergehalten über die pF-Kurve (van Genuchten-Anpassung) berechneten Saugspannungen ($n=3$).

5.4.3. Sickerung

Durch die Ausweisung eines „Leaching-Kompartiments“ im Modell in 90 cm Mineralbodentiefe konnte die Sickerwassermenge im Jahresverlauf 2006 für die beiden Strandorte A2 und K2 modelliert werden (Abb. 53). Für die Fläche K2 betrug diese 409 mm, während sich die modellierte kumulierte Sickerwassermenge auf der Fläche A2 auf 422 mm belief. Die Schneeschmelze im April trug dabei maßgeblich zur Höhe der Sickerwassermenge auf beiden Flächen bei. Zwischen den beiden Flächen traten nur gegen Ende des Jahres leichte Unterschiede in den kumulierten Sickerwassermengen auf.

Ergebnisse

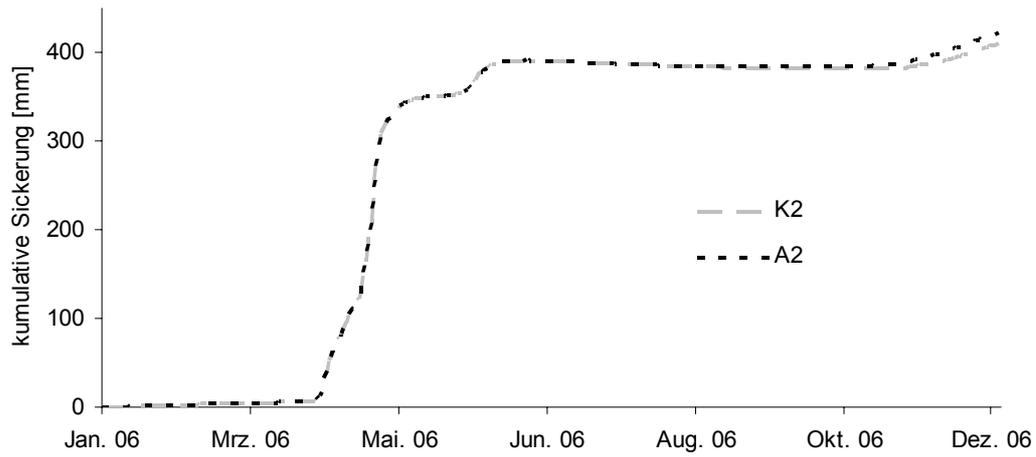


Abb. 53: Verlauf der kumulierten Sickerwassermenge in 90 cm Mineralbodentiefe auf den Flächen A2 und K2 im Jahr 2006.

6. Diskussion

6.1. Bestimmung bodenphysikalischer Parameter an Humusauflagematerial

Zur bodenphysikalischen Charakterisierung des Untersuchungsgebiets und insbesondere zur Abbildung der realen Verhältnisse im Wasserhaushaltsmodell wurden für die Kontrollfläche K2 horizontweise bodenphysikalische Parameter im Labor erhoben. Die gesättigten Leitfähigkeiten der Mineralbodenhorizonte liegen zwischen $3,4 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ und $1,4 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ und sind damit mit der von Moritz et al. (1994) für den Oberboden des nahe gelegenen Einzugsgebiets „Lehstenbach“ bestimmten gesättigten Leitfähigkeit von 10^{-4} m s^{-1} vergleichbar. Die gesättigten Leitfähigkeiten in der Humusauflage sind mit $4,5 \cdot 10^{-3}$ und $1,3 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ für den Of- bzw. Oh-Horizont deutlich höher und liegen näherungsweise im Bereich der gesättigten Leitfähigkeiten von Sandböden (Schachtschabel et al., 1998). Die geringe Lagerungsdichte des organischen Materials und die hohe Wasserspeicherleistung sind bei Sättigung für die schnelle Wasserbewegung durch die Humusauflage verantwortlich.

Die Trockenrohdichten der Mineralbodenhorizonte liegen mit 0,63 bis $1,27 \text{ g cm}^{-3}$ im für Waldböden üblichen Bereich, wobei die niedrige Trockenrohdichte von 0,63 im Aeh durch den hohen Anteil organischer Substanz erklärt werden kann. Die Ergebnisse der mittels kleiner (100 cm^3) Stechzylinder ermittelten Trockenrohdichten der Humusauflagehorizonte wurden durch die Verwendung größerer Stechrahmen überprüft, wobei keine deutlichen Abweichungen auftraten. Die für die Humusauflage ermittelten Trockenrohdichten von $0,14 \text{ g cm}^{-3}$ und $0,20 \text{ g cm}^{-3}$ für den Of- bzw. Oh-Horizont liegen im Bereich der von Greiffenhagen et al. (2006) für Kiefernstandorte bestimmten mittleren Trockenrohdichten ($0,12 \text{ g cm}^{-3}$ bzw. $0,21 \text{ g cm}^{-3}$). Schaap et al. (1996) ermittelten ähnliche mittlere Trockenrohdichten von Of-Horizonten unter Douglasie ($0,12 \text{ g cm}^{-3}$) und für Oh-Material unter Kiefer ($0,14 \text{ g cm}^{-3}$), während Golding und Stanton (1972) mit $0,10 \text{ g cm}^{-3}$ Trockenrohdichte einer Fichtenauflage etwas niedriger lagen. Die bestimmten Substanzdichten der Mineralbodenhorizonte von $2,39 \text{ g cm}^{-3}$ im Bh bis $2,60 \text{ g cm}^{-3}$ im Bv-Cv liegen im Bereich des in der Literatur als „Faustzahl für Mineralböden“ angegebenen Substanzdichtewertes von $2,65 \text{ g cm}^{-3}$ (Arbeitskreis Standortserkundung, 2003), während die Substanzdichten des Humusauflagematerials mit etwa $0,7 \text{ g cm}^{-3}$ deutlich niedriger liegen.

Die Retentionskurven für die Humusauflagehorizonte konnten durch die Verwendung gesättigter Salzlösungen (z. B. Lide, 2003) zusätzlich zur Aufnahme über hängende Wassersäule und Drucktopf bis in den Saugspannungsbereich von 36 MPa (360000 hPa) aufgenommen werden. Bei pF 4,51 (3,3 MPa) ist bei beiden Horizonten ein deutlicher Versatz zum nächsten Messwert zu beobachten (Abb. 20). Dies ist durch den zweiten Methodenwechsel bei der

Aufnahme der Retentionskurven zu erklären. Von pF 2,5 bis pF 4,2 (1,5 MPa) wurde im Drucktopf über eine keramische Platte die Saugspannung an die Proben angelegt, wodurch es bei hohen Drücken aufgrund von unvollständigem Kontakt zwischen Bodenprobe und keramischer Platte möglicherweise zu unvollständiger Entwässerung der Proben kam. Ab pF 4,51 wurde über gesättigten Salzlösungen eine definierte Saugspannung angelegt, die wieder zu einem charakteristischen Wassergehalt bei der jeweiligen Saugspannung führte. Die den drei abschließenden Saugspannungen zugehörigen Wassergehalte lagen damit deutlich unterhalb der Wassergehalte, die bei pF 4,2 ermittelt wurden. Ein Methodenvergleich zwischen Drucktopf und gesättigten Salzlösungen müsste hier durchgeführt werden, der genauer Aufschluss über die Herkunft der Unterschiede gibt. Die Methode, über gesättigte Salzlösungen definierte Saugspannungen in einer Bodenprobe einzustellen, kann empfohlen werden. Für jede Saugspannung oberhalb pF 4,2 müssen allerdings, je nach Probenvolumen und -struktur, etwa zwei Monate bis zur vollständigen Gleichgewichtseinstellung eingeplant werden.

Ein Vergleich mit für Humusauflagehorizonte ermittelten Retentionskurven aus der Literatur zeigt teils gute Übereinstimmungen, teils aber auch deutliche Unterschiede, wobei häufig die Humusaufgabe nur als Ganzes untersucht wurde (Hölzer, 1982). Schaap et al. (1997) bestimmten die Retentionskurve für die Humusaufgabe eines Douglasienbestands durch Gegenüberstellung der Wassergehalte und Saugspannungen aus Feldmessungen. Allerdings verwendeten sie, aufgrund fehlender Möglichkeiten zur Bestimmung der Saugspannung in der Humusaufgabe, die Saugspannungen in 16 cm Mineralbodentiefe zur Erstellung der $\theta(\Psi)$ -Beziehung. Mit $0,40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ liegen die Wassergehalte der Humusaufgabe bei Sättigung (θ_s) um die Hälfte niedriger als in der vorliegenden Arbeit (Of: $0,825 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Der Verlauf der Retentionskurven des Of- und Oh-Horizonts am Untersuchungsstandort Coulissenhieb II stimmt allerdings sehr gut mit den von Greiffenhagen et al. (2006) für Of- und Oh-Horizonte unter Kiefer ermittelten pF-Kurven überein. Schaap et al. (1996) bestimmten an gestörtem organischen Material aus dem Of-Horizont unter Douglasie, durch Wägung nach Aufsättigung, Trocknung und Rückwägung bestimmte, niedrigere maximale Wassergehalte von $0,33$ bis $0,68 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Die von Leuschner (1997) für Of/Oh-Material eines Kiefernstandorts bei der Aufnahme von Retentionskurven ermittelten Wassergehalte bei Sättigung von 90 Vol.-% liegen demgegenüber deutlich höher und übertreffen sogar die Sättigungswassergehalte, die im Rahmen dieser Arbeit (Oh: 0,86 Vol.-%) erzielt wurden.

Die nutzbare Feldkapazität liegt mit berechneten 41,4 mm sehr hoch, womit der Bestand bei einer angenommenen Evapotranspiration von 2 mm d^{-1} etwa 20 Tage mit Wasser nur aus der Humusaufgabe versorgt werden könnte. Damit trägt die Humusaufgabe zu über einem Drittel (37 %) zur pflanzenverfügbaren Wasserspeicherung des Bodens bis 40 cm Mineralbodentiefe bei, während im Mineralboden bis zu dieser Bodentiefe 71 mm pflanzenverfügbar

gespeichert werden können. Diese maximale Speicherleistung der Humusauflage wird allerdings erst bei länger andauernden Regenereignissen erreicht werden, insbesondere, wenn während vorausgehenden Trockenzeiten Hydrophobizitätseffekte auftreten, die die Wasseraufnahmefähigkeit der Humusauflage stark hemmen. Länger andauernde Niederschläge wären nötig, um die auftretende Hydrophobizität der organischen Substanz nach längerer Austrocknung vollständig aufzuheben (Täumer et al., 2005). Die höchsten Wassergehalte in der Humusauflage sind dadurch bedingt auf den Versuchsflächen Ende Mai 2006, nach den ausgiebigen Regenfällen im Frühjahr 2006, zu finden, wodurch das Erreichen der Feldkapazität in der Humusauflage angenommen werden kann. Auf der Fläche K2 lagen die maximalen, im Freiland gemessenen Wassergehalte im Of- und Oh-Horizont bei 0,51 bzw. 0,40 m³ m⁻³, was einer Wassermenge von 30,6 bzw. 28,0 mm bei 6 bzw. 7 cm Horizontmächtigkeit entspricht. Die Summe der Wassermengen beider Horizonte von 59 mm entspricht genau der im Labor ermittelten Feldkapazität. Auf der Fläche A2 lagen die maximalen Wassermengen im Of- und Oh-Horizont bei 35 bzw. 27 mm, was einer Wassermenge von 62 mm in der Humusauflage entspricht und die im Labor an Humusauflagematerial der Fläche K2 gemessene Feldkapazität damit leicht übersteigt. Die Ergebnisse der Freilandmessungen stehen somit im Einklang mit der im Labor bestimmten Feldkapazität. Somit kann davon ausgegangen werden, dass die im Labor ermittelte nutzbare Feldkapazität von 41 mm auch auf den Versuchsflächen im Freiland, unter optimalen Bedingungen, erreicht werden kann. Aufgrund der hohen Porosität der Humusauflage und deren starker Aufheizung im Sommer ist allerdings anzunehmen, dass ein Teil des in der Humusauflage gespeicherten Wassers durch Evaporation an die Atmosphäre abgegeben wird und damit den Pflanzen nicht zur Verfügung steht. Nach Sato et al. (2004) ist die Feldkapazität von der Masse der Humusaufлагesubstanz pro Fläche abhängig, unabhängig von der Mächtigkeit der Humusauflage, was den Einfluss der Porosität relativieren würde. Die berechneten 41,4 mm nFK für die 13 cm mächtige Humusauflage übertreffen die von Borken et al. (2003) für einen typischen Moder eines Mischwaldes mit 19 mm angegebene Feldkapazität sowie die von Marin et al. (2000) mit 1,23 mm cm⁻¹ bestimmte mittlere Feldkapazität von vier Rohhumusauflagen. Golding und Stanton (1972) ermittelten für die Humusauflage unter Fichte eine Feldkapazität von 1,9 mm cm⁻¹ und liegen damit ebenfalls deutlich niedriger. Bei der Betrachtung der Feuchtdynamik in Humusauflagehorizonten sind die Eigenschaften des Niederschlags (Menge, Verteilung) und die Struktur der Blätter als wichtige Parameter in die Betrachtung einzubeziehen (Sato et al., 2004). Leuschner (1997) fand beispielsweise 20 Vol.-% geringere pflanzenverfügbare Wassermengen (zwischen pF 4,2 und 2,0) für eine Humusauflage unter Kiefer (14 Vol.-%) als unter Eiche (34 Vol.-%), für welche er bei 10,4 cm Mächtigkeit der Humusauflage 36 mm pflanzenverfügbares Wasser berechnete. Raat et al. (2002) weisen darauf hin, dass von der Verteilung und Höhe des Bestandesniederschlags nicht auf die Wassergehalte und deren

Verteilung in der Humusaufgabe, aufgrund der Heterogenität derselben, geschlossen werden kann.

6.2. Entwicklung eines Lindenholzensors zur Messung von Matrixpotentialen in Humusaufgabe-horizonten

6.2.1. Weiterentwicklung der Messtechnik

Um in Humusaufgabe-horizonten kontinuierlich und *in situ* Matrixpotentiale messen zu können, sollte das Prinzip der Wassergehaltsmessung unter Verwendung einer elektrischen Halbbrücke (Gillespie und Kidd, 1978, Hanson et al., 2003, Wilson et al., 2000, Borken et al., 2003) weiterentwickelt werden. Bezüglich der Messtechnik konnten Fortschritte erzielt werden, wobei insbesondere mögliche Fehlerquellen bei der Durchführung der Freilandmessungen ausgemacht und behoben werden konnten. Um Polarisierungseffekte an den Elektroden zu vermeiden, wurde Wechselstrom statt Gleichstrom, wie in den letzten Arbeiten zu diesem Thema geschehen, verwendet. Weiterhin wurden die Elektroden direkt im Holz versenkt, so dass kein direkter Kontakt zum umgebenden Boden gegeben war und somit kein Kurzschluss zwischen den Elektroden über einen Wasserfilm auf der Oberfläche des Sensorholzes entstehen konnte. Aus den Untersuchungen wurde jedoch deutlich, dass dennoch ein nicht unerheblicher Anteil des Stromflusses nicht innerhalb des Sensorholzes, sondern über den umgebenden Boden fließt. Dieses Phänomen wurde in der Literatur bisher nicht beachtet und erforderte in dieser Arbeit eine substratspezifische Kalibrierung, die nur eine semi-quantitative Messung zuließ. Das Lindenholzstück, das die beiden Elektroden umgibt, wirkt wie ein Ausgleichskörper für die Messung, so dass stabilere und höherauflösende Signale erzielt werden, als wenn lediglich zwei Edelstahlelektroden ohne Holz in die Humusaufgabe gesteckt werden. Durch die Neuentwicklung der Stromversorgung und Datenspeicherung, und hierbei insbesondere der Steuerung der Sensormessungen über Relais, wurden die einzelnen Sensoren nacheinander mit Strom versorgt, wodurch keine gegenseitige Beeinflussung des Messsignals stattfinden konnte. Bisherige Untersuchungen arbeiteten immer mit zeitgleicher Messung aller Sensoren, ohne die Möglichkeit einer gegenseitigen Störung in Betracht zu ziehen. Weiterhin wurde die Temperatur als Signal beeinflussender Faktor in die Betrachtungen einbezogen, was in den vorhergehenden Arbeiten nicht geschah.

6.2.2. Laborkalibrierung

Die Kalibrierung der Lindenholzsensoren an Freilandmaterial (Of und Oh) im Labor bei vorgegebenen Saugspannungen und konstanten Temperaturen erwies sich als sehr aufwendig und langwierig. Die Streuung der Messsignale der in Humusaufgabematerial eingebauten Sensoren war bei den jeweils eingestellten Saugspannungen sehr groß. Um das System auf verschiedene Saugspannungen einzustellen und dann bei verschiedenen Temperaturen die

eingestellte Saugspannung konstant zu halten, mussten die Zylinder samt Humusauflagematerial und eingebauten Sensoren wiederholt mit Parafilm umwickelt und wieder geöffnet werden. Durch das Entnehmen aus dem Exsikkator und das luftdichte Verpacken in Parafilm kam es immer wieder zu Störungen des Systems. Das größte Problem bei der Aufnahme der Kalibrierfunktion stellte allerdings die begrenzte Möglichkeit der zeitnahen und genauen Einstellung einer größeren Zahl definierter Matrixpotentiale dar. Aufgrund der sehr langsamen Gleichgewichtseinstellung konnten nur drei Matrixpotentiale (pF 4,2, 4,52 und 5,01) eingestellt werden, bei denen die Messanordnung verschiedenen Temperaturen ausgesetzt wurde. Die Einstellung des pF-Wertes 4,84 scheiterte, was möglicherweise auf einer irrtümlichen Angabe des zu verwendenden Salzes in der Literatur (Falbe und Regitz, 1999) beruht. Die drei eingestellten Saugspannungen waren zu wenig, um eine aussagekräftige Kalibrierfunktion zu erhalten, insbesondere, da bei dem eingestellten pF-Wert von 4,2 das Sensorsignal noch im sehr schlecht auflösenden Messbereich des Sensors unterhalb 50 k Ω lag. Die über die Vegetationsperiode 2006 im Freiland erhobenen Messsignale der Lindenholzsensoren konnten somit nicht anhand einer Laborkalibrierung in Saugspannungen umgerechnet werden. Die Laborkalibrierung muss damit als gescheitert betrachtet werden.

6.2.3. Freilandkalibrierung und Messbereich

Zwischen den destruktiv ermittelten volumetrischen Wassergehalten, der Temperatur und den Sensorsignalen ergab sich ein hochsignifikanter Zusammenhang, über den für die beiden Teilflächen A2 und K2 kontinuierliche volumetrische Wassergehalte bestimmt werden konnten. Da es sich beim Lindenholzsensor um einen Sensor handelt, der aus einem Naturprodukt gefertigt wurde, sind materialbedingte Streuungen nicht auszuschließen. Bei der Auswahl der Sensoren für sämtliche Messungen wurde jedoch auf eine möglichst einheitliche Struktur des Holzes geachtet. Die Heterogenität, die im Boden aufgrund unterschiedlichster Gründe (z. B. Horizontmächtigkeiten, präferentielle Fließwege, Wurzelbahnen) zu unterschiedlichen Wassergehalten, Matrixpotentialen und damit auch zu einer dadurch bedingten Streuung der Sensorsignale führt, müssen ebenso in Kauf genommen werden. Ein höheres Bestimmtheitsmaß konnte dadurch nicht erreicht werden. Unterschiedliche Salzkonzentrationen in der Bodenlösung können bei der Verwendung elektrischer Leitfähigkeitsmessung zu sehr großen Unterschieden in den Messsignalen führen. Die Lindenholzsensoren wurden in dieser Arbeit speziell für den Standort Coulissenhieb II entwickelt und dort eingesetzt. Es wird davon ausgegangen, dass die Salzkonzentration der Bodenlösung in der Humusaufgabe über die Dauer des Versuchs annähernd gleich bleibend niedrig war und sich möglicherweise nur kurzfristig bei längeren Austrocknungsperioden und bei Niederschlägen leicht veränderte. Im Jahr 2006 lag sie bei den durch Saugkerzen gewonnenen Bodenlösungen unterhalb der Humusaufgabe im Mittel bei 146 $\mu\text{S cm}^{-1}$ auf der Fläche K2 (Hentschel,

mündl. Mitteilung). Der Kalibrierfunktion im Freiland wurden Messungen zu unterschiedlichen Zeitpunkten und Bedingungen zugrunde gelegt, wodurch auch unterschiedliche osmotische Potentiale bei der Kalibrierung abgedeckt wurden, die einen weiteren Teil der Streuung der Messergebnisse ausmachen. Um dennoch eine repräsentative Aussage für eine Fläche vergleichbarer Größe (etwa 20 m²) treffen zu können, ist eine möglichst hohe Wiederholungszahl anzustreben, die die in dieser Arbeit verwendete Anzahl von 10 pro Horizont und Fläche wenn möglich deutlich übersteigt. Eine direkte Kalibrierung an Saugspannungen konnte nicht erfolgen, da es keine Möglichkeit gab, ausreichend hohe Saugspannungen in den Auflagehorizonten zu messen. Für die Bestimmung der Kalibrierfunktion wurden nur Wassergehalte unter 0,20 m³ m⁻³ verwendet, was etwa 1 g g⁻¹ gravimetrischem Wassergehalt entspricht. Im Bereich oberhalb 0,20 m³ m⁻³ Wassergehalt (ca. 1 g g⁻¹) kann der Lindenholzsensor nicht angewandt werden, da die Unterschiede in den Messsignalen bei veränderten Wassergehalten zu gering sind. Wilson et al. (2000) wiesen bei ihren Versuchen mit einer elektrischen Halbbrücke an Eichenblättern bestimmte Wassergehalte von über 1 g g⁻¹ als „feuchte“ Bodenbedingungen aus. Wassergehalte unterhalb 0,3 g g⁻¹ konnte deren Messsystem, das ein Eichenblatt als Widerstand beinhaltete, nicht weiter auflösen („trocken“), wobei der Messbereich zwischen 0,3 und 1,0 g g⁻¹ als „intermediär“ bezeichnet wurde. Der Messbereich der Lindenholzsensoren würde dementsprechend den mittleren und trockenen Feuchtebereich der Humusaufgabe abdecken. Borken et al. (2003) konnten zwischen dem gravimetrischen Wassergehalt des L- und Of-Horizonts und der jeweiligen Sensorspannung eine lineare Beziehung ($r^2=0,72$ bzw. 0,68) herstellen. Diese Freilandkalibrierung umfasste Wassergehalte von etwa 0,15 bis 2,0 g g⁻¹ im L-Horizont und 0,47 bis 2,5 g g⁻¹ im Of/Oh-Horizont und ist damit auch im feuchteren Messbereich anwendbar. Im trockenen Bereich hingegen sei die Kalibrierfunktion weniger sicher. Hanson et al. (2003), die sich ebenfalls zum Ziel setzten, die elektrische Leitfähigkeit eines Eichenblattes mit dem gravimetrischen Wassergehalt gesammelter Eichenblätter und damit dem Wassergehalt des L-Horizonts in Beziehung zu setzen, erhielten einen linearen Zusammenhang mit einem r^2 von 0,87. Es muss jedoch kritisch hinterfragt werden, ob bei den genannten Versuchen tatsächlich der Wassergehalt des einzelnen Blattes bzw. Lindenholzstückes, an das oberflächlich eine Spannung angelegt wurde, der entscheidende Parameter ist, oder ob nicht die Feuchte des umgebenden Boden- bzw. Humusaufgagematerials den sehr viel größeren Erklärungsbeitrag für die ermittelten empirischen Zusammenhänge darstellt, nachdem in dieser Arbeit nachgewiesen wurde, dass selbst bei Einbau der Elektroden in das Sensorholz ein Teil des Stroms über das umgebende Substrat fließt.

6.2.4. Freilandmessungen

Die Messergebnisse zeigen, dass mit den Lindenholzsensoren Saugspannungen von bis zu

10^6 hPa (100 MPa) gemessen werden können, wenn diese aus volumetrischen Wassergehalten über die van Genuchten-Funktion berechnet werden. Tensiometer stoßen bei etwa 800 hPa an ihre Grenzen. Trotz der Schwierigkeiten bei der Kalibrierung lieferten die Lindenholzsensoren kontinuierliche Signale, die eindeutig Phasen der Austrocknung und Wiederbefeuchtung zeitnah abbilden konnten. Die Humusauflagehorizonte unterliegen einem ständigen Wechsel von Austrocknung und Wiederbefeuchtung. Die geringe Lagerungsdichte des organischen Substrats und die hohe hydraulische Leitfähigkeit führen dazu, dass eine schnelle Durchfeuchtung des Humuskörpers bei Niederschlägen stattfindet. Nach Regenereignissen sinken die Saugspannungen dadurch stark ab, steigen aber innerhalb kurzer Zeit wieder an. Die Lindenholzsensoren reagierten sofort auf die Befeuchtung nach einem Niederschlagsereignis. Die Möglichkeit der zielgenauen Einsetzbarkeit im Of- bzw. Oh-Horizont aufgrund der schmalen Struktur des Sensors ermöglicht es, die Eindringtiefe der Sickerwasserfront bei schwachen Regenereignissen abzuschätzen. Bei verschiedenen Niederschlagsereignissen während der Messperiode reagierten die Sensoren in 4 cm Bodentiefe mit abfallenden Widerständen, wohingegen in 8 cm Tiefe keine Änderung der Sensorsignale registriert wurde, was darauf hindeutet, dass die Sickerwasserfront nicht bis in acht Zentimeter Bodentiefe vorgedrungen war. Durch die kontinuierliche Datenaufzeichnung konnten damit selbst kurze Schauer und deren Eindringtiefe in den Boden erfasst werden, auch wenn die Lindenholzsensoren zu Beginn der Vegetationsperiode nach dem Einbau in die Humusauflagehorizonte über einen Monat brauchten, um sich an den Bodenwasserhaushalt anzugleichen. In diesem Zusammenhang wäre zu empfehlen, die Sensoren bereits mehrere Wochen vor dem geplanten Start der Messungen im Freiland einzubauen. Es wird empfohlen, die Lindenholzsensoren direkt im Gelände und für jeden Standort gesondert zu kalibrieren, da sie dort nach Einbau in das System nicht mehr gestört werden müssen. Auch Osborne und Jin (2004) weisen darauf hin, dass die Kalibrierung ihres „Soil surface wetness sensors“ direkt im Feld erfolgen sollte, um die variablen Eigenschaften des umgebenden Substrates unter trockenen und feuchten Bedingungen genau bestimmen zu können. Allerdings stellt die exakte Bestimmung temporärer Saugspannungen als Grundlage der Kalibrierung weiterhin gewisse Schwierigkeiten dar.

Wie gezeigt wurde, muss der Einfluss der Temperatur auf das Messergebnis stets mit einbezogen werden, auch wenn der Wassergehalt (Saugspannung) einen höheren Erklärungsbeitrag zur Varianz des Messsignals liefert. Insbesondere zu Beginn und gegen Ende der Vegetationsperiode können niedrige Temperaturen im Bereich von 3 bis 5°C auftreten, wodurch die Sensorsignale, besonders bei trockener Witterung, deutlich beeinflusst werden können (Abb. 25).

6.3. Bestimmung von Wassergehalten und Saugspannungen in Humusauflagehorizonten mittels unterschiedlicher Messtechniken

6.3.1. Gravimetrische Bestimmung des volumetrischen Wassergehalts

Dies ist die wohl am weitesten verbreitete Methode zur Bestimmung des Wassergehalts. Um für eine Fläche bestimmter Größe repräsentative Aussagen zum Wassergehalt zu erhalten, ist jedoch eine ausreichend hohe Anzahl an Wiederholungen wichtig, um repräsentative Ergebnisse zu erzielen. Außerdem erhält man nur Wassergehalte eines Zeitpunktes, was zu häufigen Probenahmen zwingt, wenn der Bodenwassergehalt für einen längeren Zeitraum repräsentativ bestimmt werden soll. Die Entnahme der Proben sollte in dieser Arbeit zu Kalibrierzwecken sehr nahe an den eingebauten Messgeräten (Radius <2 m) erfolgen, musste jedoch im Laufe des Jahres sehr oft durchgeführt werden, ohne die Fläche zu stark zu beanspruchen. Für die auf einer Fläche von ca. 20 m^2 räumlich eng begrenzt eingesetzten Sensoren wurde eine Wiederholungszahl der destruktiven Bestimmung volumetrischer Wassergehalte von 3 je Teilfläche gewählt. Die Ergebnisse dieser Messungen spiegeln deutlich die Erwartungen wider. Eine starke Austrocknung während der nahezu regenfreien Sommermonate mit minimalen Wassergehalten von $0,03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ist deutlich erkennbar. Die volumetrischen Wassergehalte lagen im Dezember trotz feuchter Witterung deutlich niedriger als Ende Mai, was zum einen auf die mächtige Schneedecke und das feuchte Frühjahr, zum anderen aber möglicherweise auch auf die Ausprägung von Hydrophobizität der Auflage nach der starken sommerlichen Austrocknung der Humusauflage zurückzuführen ist. Zwischen den Teilflächen K2 und A2 traten nur geringe Unterschiede in den Wassergehalten der Humusauflagehorizonte auf, da im Zeitraum der Überdachung auch sehr wenig Niederschlag auf die Kontrollfläche K2 fiel und die künstliche Wiederbefeuchtung der Fläche A2 zeitgleich mit einem stärkeren Regenereignis durchgeführt wurde. Lediglich zu Beginn der Überdachung führten mehrere kurze Regenereignisse zu einer Durchfeuchtung der Humusauflage der Kontrollfläche, die daran anschließend jedoch annähernd so stark austrocknete wie die überdachte Fläche A2. Im sehr trockenen Bereich ist die genaue Bestimmung volumetrischer Wassergehalte vor allem dann wichtig, wenn daraus Saugspannungen über eine Retentionsfunktion berechnet werden sollen, da der Verlauf der Retentionskurve bei starker Austrocknung ab etwa pF 4 sehr flach wird. Hier bewirken kleine Wassergehaltsänderungen sehr große Änderungen der Saugspannung. In diesem Zusammenhang wird betont, dass gerade bei der Verwendung gravimetrisch ermittelter Wassergehalte zur Kalibrierung von Bodenfeuchtesensoren besonders im sehr trockenen Bereich eine höhere Zahl an Wiederholungen gewählt werden sollte, um ein statistisch besser abgesichertes Ergebnis zu erhalten.

6.3.2. ECH₂O-Sonden (EC-20)

Für die Wassergehaltsmessungen in den Humusauflagehorizonten Of und Oh auf den beiden Teilflächen A2 und K2 wurden ECH₂O-Sonden der Firma Decagon Devices Inc. (Typ EC-20) eingesetzt und getestet. Die Laborkalibrierung der Sensoren lieferte zwar eine Regressionsfunktion mit einem sehr hohen Bestimmtheitsmaß, die jedoch für die Umrechnung der im Freiland erhobenen Messsignale in volumetrische Wassergehalte nicht verwendet werden konnte, da die Wassergehalte deutlich überschätzt wurden. Die Validierung der Laborkalibrierung schlug damit fehl. Mögliche Gründe könnten Temperatureffekte, die etwas unterschiedliche Lagerungsdichte im Vergleich zum Freiland oder die Homogenisierung des Substrates durch Siebung sein. Hierdurch wurden insbesondere Äste und Wurzeln, die die Humusaufgabe im Freiland beinhaltet, entfernt, wodurch sich Unterschiede zur Freilandkalibrierung ergeben könnten. Die Nicht-Berücksichtigung der Hysterese bei der Aufnahme der Laborkalibrierung, bei der nur die Austrocknung betrachtet wurde, könnte ebenso die Unterschiede zum Freiland bedingen. Die Probenahme im Gelände zur Bestimmung der volumetrischen Wassergehalte erfolgte in unmittelbarer Nähe zu den eingebauten Sensoren, was dafür spricht, dass die Freilandkalibrierung den dortigen, lokalen Wasserhaushalt gut abbildet. Die ermittelte Kalibrierfunktion im Freiland wurde schließlich für die Umrechnung der kontinuierlich erhobenen Sensorsignale in volumetrische Wassergehalte verwendet.

Die ECH₂O-Sonde kann aufgrund ihrer Struktur gezielt auch in sehr schmale Horizonte installiert werden. Sowohl im Oh- als auch im Of-Horizont lieferten die Sonden kontinuierlich und zuverlässig Daten. Einzig die Stromversorgung der Sonden und das einwandfreie Funktionieren des Datenloggers müssen sichergestellt sein, was in dieser Arbeit gewisse Schwierigkeiten bereitete. Nach Angaben des Herstellers ist die Beeinflussung des Sensorsignals durch die Temperatur (Campbell, 2001a) und den Salzgehalt (Campbell, 2001b) des Bodens gering, während bei Czarnomski et al. (2005) und Bogena et al. (2007) ein Temperatureinfluss der Messung beschrieben wurde. Dies wurde in dieser Arbeit jedoch nicht untersucht. Der Aufwand für den Betrieb dieser Messtechnik ist sehr gering, da keinerlei Wartung durchgeführt werden muss. Bei der Installation im Boden muss darauf geachtet werden, dass die Sensoren fest im umgebenden Material sitzen, sodass stets guter Kontakt herrscht, da der Messbereich von 0 bis 2 cm Entfernung zum Sensor liegt (Campbell, 2003). So konnten über die Freilandkalibrierfunktion Wassergehalte bis mindestens 0,4 m³ m⁻³ (Of) bzw. 0,6 m³ m⁻³ (Oh) in den Humusauflagehorizonten gemessen werden, was bedeutet, dass der weite Bereich von maximaler Austrocknung bis zur Feldkapazität abgebildet werden konnte. Die Streuung der Messsignale zwischen den jeweils drei Wiederholungen je Horizont und Fläche war durchaus gegeben, der Streukoeffizient war im Vergleich zu anderen Messtechniken (FDR, LHS) jedoch am niedrigsten. Während die Frequenz und die Amplitude der Messsignale sehr ähnlich waren, unterschieden sich die absoluten Messsignale [mV] der drei

Wiederholungen pro Fläche und Horizont doch mehr oder weniger deutlich. Dies ist zum einen auf die sehr große Heterogenität der Humusaufgabe zurückzuführen, mit unterschiedlicher Zusammensetzung und Mächtigkeiten der Horizonte selbst auf einer Distanz von wenigen Dezimetern, zum anderen darauf, dass beim Einbau der Sensoren der Kontakt zum umgebenden Boden unterschiedlich stark war und sich evtl. Wurzeln und Steine im Messbereich des Sensors befanden. Die Genauigkeit der Messung und die Aussagekraft der Messergebnisse sind demnach von der Anzahl der Wiederholungen und der Güte der Kalibrierfunktion für die zu untersuchenden Bodentiefen abhängig. Liegt eine für das jeweilige Substrat erstellte Kalibrierfunktion für ECH₂O-Sonden vor, so kann unter Verwendung dieser Messtechnik der volumetrische Wassergehalt von Humusauflagehorizonten kontinuierlich und *in situ* sowie nicht destruktiv bestimmt werden. Die Kalibrierfunktion sollte direkt im Gelände aufgenommen und der Sensor sollte nach dem Einbau in den Boden nicht mehr bewegt werden. Das häufig beschriebene Problem der Quellung und Schrumpfung organischer Substrate und die damit verbundenen Messprobleme mit fest installierten Sonden kann durch diese Arbeit bei der Verwendung von ECH₂O-Sonden nicht bestätigt werden. Der Verlauf der Messsignale ist plausibel und zeigt keine systematischen Abweichungen von den gravimetrisch bestimmten Wassergehalten, die durch Kontaktprobleme zum Bodenmaterial erklärt werden könnten. Weiterhin sprechen die relativ niedrigen Kosten für eine Verwendung der ECH₂O-Sonden. Dadurch, dass die Sensoren nur zu den unmittelbaren Messzeitpunkten mit Strom versorgt werden, ist der Stromverbrauch ebenfalls sehr gering. Es muss aber gewährleistet sein, dass die Eingangsspannung von 2500 mV über die Messperiode konstant bleibt.

6.3.3. Tragbare Einstich-FDR-Sonde

Bei der Verwendung von TDR- und FDR-Sonden zur Bestimmung des Wassergehalts von Humusaufgaben werden häufig Probleme durch Quellung und Schrumpfung des Bodenmaterials um die Sondenstäbe beschrieben. Cosh et al. (2005) führten Freilandkalibrierungen bei der Verwendung von FDR-Sonden im Oberboden durch und weisen auf mögliche fehlerhafte Messungen durch die Porung des Bodens hin. Diese spielen jedoch nur bei der dauerhaften Installation im Boden eine Rolle, da dann zwischen Sondenstäben und umgebendem Boden Zwischenräume entstehen, wodurch das Messergebnis verfälscht wird, was jedoch nicht zwingend der Fall sein muss (Schaap et al., 1996).

Bei der Verwendung einer mobilen FDR-Sonde, die nur zum Messtermin in die Humusaufgabe eingestochen wird, ist dieses Problem zu vernachlässigen. Um eine ausreichend genaue Messung des Wassergehalts zu erreichen, bedarf es in jedem Fall einer möglichst guten Kalibrierfunktion und einer hohen Zahl an Wiederholungen pro Fläche, um der Heterogenität der Humusaufgabe gerecht zu werden. In dieser Arbeit wurden die destruktiv bestimmten

volumetrischen Wassergehalte der Of- und Oh-Horizonte den zur gleichen Zeit durch senkrechten Einstich in die Humusaufgabe ermittelten Spannungssignalen der Sonde gegenübergestellt. Die Regression ergab für die beiden Horizonte Of und Oh ein hohes Bestimmtheitsmaß von 0,86 bzw. 0,87. Die Beziehungen sind dabei rein empirisch. Derartige empirische Zusammenhänge entwickelten auch Schaap et al. (1996) für TDR-Messungen in organischer Streu verschiedener Baumarten. Durch die Länge der Sondenstäbe von 6 cm wurde das Messsignal am Standort Coulissenhieb vor allem durch den Wassergehalt im L- und Of-Horizont beeinflusst. Je nach Mächtigkeit der einzelnen Horizonte trug auch der Wassergehalt des Oh-Horizonts zum Messsignal bei. Für beide Horizonte, L/Of und Oh, kann mittels der jeweiligen Kalibrierfunktion der Wassergehalt beider Horizonte durch eine Messung ermittelt werden. Dies gilt insbesondere, wenn sich zwischen dem Wassergehalt im Of und Oh ein Gleichgewicht eingestellt hat, was bei den allermeisten Messungen innerhalb dieser Arbeit angenommen werden konnte, da die Messungen nicht unmittelbar nach einsetzenden Niederschlägen erfolgten. Wäre dies der Fall, würde man anhand der Kalibrierfunktion für den Oh-Horizont den Wassergehalt deutlich überschätzen, da das Wasser nicht bis in den Oh-Horizont vorgedrungen ist und das Messsignal zu einem großen Teil aus dem befeuchteten Of-Horizont stammt. Die ermittelte Kalibrierfunktion gilt nur für diesen Standort mit den gegebenen Eigenschaften der Humusaufgabe horizonte und ist auf andere Standorte nicht ohne dortige Validierung übertragbar.

In Anbetracht der räumlichen Heterogenität und der Fehler, die auch bei der destruktiven Bestimmung des volumetrischen Wassergehalts auftreten, kann diese Methode zur temporären Erfassung volumetrischer Wassergehalte am Standort Coulissenhieb II durchaus empfohlen werden.

6.3.4. Einstichtensiometer

Beim Betrieb der Einstichtensiometer zur Beschreibung des Matrixpotentials in Humusaufgabe horizonten wurden die Probleme dieser Messtechnik sehr deutlich. Verwendbare Ergebnisse liegen nur im sehr feuchten Bereich bis etwa 350 hPa vor. Bei höheren Saugspannungen führte die Heterogenität zwischen den Messungen meist dazu, dass zu verschiedenen Messzeitpunkten mindestens ein Tensiometerrohr den maximalen Messbereich überschritten hatte und leer gelaufen war. Durch die Verwendung des Mittelwertes von vier Wiederholungen führte das Austrocknen bereits eines Tensiometerrohrs zu Datenlücken. Die Tensiometer mussten mindestens täglich abgelesen werden, um den maximalen Messbereich annähernd zu erfassen. Durch wöchentlich meist nur einmal bis höchstens dreimal stattfindende Messungen des Matrixpotentials wurde die maximal mögliche, korrekt gemessene Tension praktisch nie ermittelt.

Im Sommer konnten aufgrund der anhaltenden Trockenheit kaum Messungen durchgeführt

werden, weil die Matrixpotentiale längerfristig über 800 hPa lagen. Zusätzlich bleibt das Problem des Kontakts der Keramikröhre zum umgebenden organischen Material zur Gewährleistung eines Wasserflusses aus dem Vorrat in der Röhre in den Boden und umgekehrt. Hier können durch die dauerhafte Installation im Humusauflagematerial Quell- und Schrumpfrisse zwischen Tensiometerkerze und umgebenden Bodenmaterial entstehen. Die Messungen, die in der Vegetationsperiode des Jahres 2006 auf der Kontrollfläche K2 durchgeführt wurden, konnten die sommerliche Austrocknung nicht erfassen, wodurch die genauere Interpretation der Daten aufgrund der hier aufgeführten Einschränkungen der Messmethode unterbleiben muss. Registrierende Tensiometer wären besser geeignet, da bei ihnen zumindest der Zeitpunkt des Abreißens des Wasserfilms zwischen dem Wasser innerhalb und außerhalb der Tensiometerkerze durch die kontinuierliche Datenaufzeichnung erkannt werden kann. Im Oh-Horizont könnte damit zumindest bis etwa pF 2,8 die kontinuierliche Saugspannung im Boden ermittelt werden, wenngleich der hohe Wartungsaufwand bleibt. Einstichtensiometer sind zur Bestimmung von Matrixpotentialen in Humusauflagen somit nur sehr eingeschränkt und besonders bei längeren Zeiträumen ohne Niederschläge nicht geeignet.

6.3.5. Vergleichende Betrachtung der Bestimmung von Wassergehalten und Matrixpotentialen durch unterschiedliche Messtechnik

Stellt man die in dieser Arbeit behandelten Methoden der Wassergehalts- bzw. Matrixpotentialmessung in Humusauflagen gegenüber, so kann man schließen, dass die ECH₂O-Sonde im Freiland zurzeit die beste Möglichkeit zur Erfassung kontinuierlicher Wassergehalte bietet. Die schmale Form lässt eine genaue Installation in der zu betrachtenden Bodentiefe zu. Nach einer zu empfehlenden Eichung im Freiland liefern die Sensoren stabile, kontinuierliche Messsignale bei weitgehender Wartungsfreiheit. Zur Verwendung von ECH₂O-Sonden zur Bestimmung von kontinuierlichen volumetrischen Wassergehalten in der Humusauflage nach Freilandkalibrierung kann insbesondere auch bei trockenen Bedingungen (<10 Vol.-%) geraten werden. Die ECH₂O-Sonden zeigten im Vergleich zur FDR-Sonde und den Lindenholzsensoren die niedrigsten Streukoeffizienten (h_{MW}) mit Werten zwischen 0 und 19 %. Mit nur drei Wiederholungen je Horizont und Teilfläche konnte damit eine für Humusauflagen geringe Streuung der Sensorsignale erzielt werden.

Mittels mobiler FDR-Sonde können bei Vorlage einer entsprechenden Kalibrierfunktion volumetrische Wassergehalte der Humusauflagehorizonte innerhalb weniger Minuten durch eine ausreichend hohe Zahl an Wiederholungsmessungen pro Fläche bestimmt werden. Die Kalibrierfunktion muss im Gelände aufgenommen und möglichst den gesamten Wassergehaltsbereich des Humusaufлагesubstrats umfassen. Die Genauigkeit der später zu erzielenden Messergebnisse hängt von der Güte der Kalibrierfunktion ab. Insbesondere die Zahl der

Wiederholungen zur Bestimmung des volumetrischen Wassergehalts und die Zahl der Einstiche mit der FDR-Sonde zur Ermittlung des entsprechenden Spannungssignals sind dabei entscheidend. Der für die FDR-Messungen ermittelte Streukoeffizient h_{MW} liegt mit Werten von 4 bis 38 %, auch bei zwölfmaliger Wiederholung der Messung, etwas höher als bei den ECH₂O-Sonden. Die schmalen Sondenstäbe erfassen, im Gegensatz zur ECH₂O-Sonde, nur ein sehr geringes Bodenvolumen bei einer Messung und können damit nur einen sehr geringen Teil der räumlichen Variabilität erklären. Durch die Verwendung der mobilen FDR-Sonde könnte die Entnahme von Bodenproben zur gravimetrischen Bestimmung des Wassergehalts dennoch ersetzt werden. Die Wassergehalte von Humusauflagehorizonten mehrerer Standorte könnten durch die Verwendung nur eines Messgerätes in relativ kurzer Zeit bestimmt werden. Sehr hohe Wassergehalte, die den oberen Messbereich der FDR-Sonde von 1000 mV überschreiten würden, können allerdings nicht mehr exakt abgebildet werden. Allerdings sind durch den vorliegenden Messbereich, wie bei den ECH₂O-Sonden, Wassergehalte von maximaler Austrocknung bis hin zur Feldkapazität abgedeckt. Die ECH₂O-Sonde hat jedoch bei Feldkapazität ihren maximalen Messbereich noch nicht ausgeschöpft, so dass sie auch höhere Wassergehalte korrekt messen kann. Eine stichprobenhafte Entnahme von Probenmaterial zur Bestimmung des volumetrischen Wassergehalts sollte von Zeit zu Zeit, genau wie für die ECH₂O-Sonden, auch zur steten Validierung der FDR-Kalibrierfunktion erfolgen. Die Möglichkeit, mit nur einer Sonde großflächig Wassergehalte in der Humusauflage zu bestimmen, geht allerdings auf Kosten der Kontinuität der Messung. Eine dauerhafte Installation der FDR-Sonde in Humusauflagehorizonten zur kontinuierlichen Datenerhebung sollte vor allem wegen des sehr kleinen Messbereichs um die Sondenstäbe, der durch auftretende Quellung und Schrumpfung auch starken Veränderungen unterliegen kann, unterbleiben (Schaap et al., 1996, Wilpert et al., 1998).

Czarnomski et al. (2005) verglichen für die Bestimmung volumetrischer Wassergehalte in ungestörten sowie gestörten Mineralbodenproben die Messsignale von ECH₂O-Sonde mit denen einer TDR-Sonde und erhielten nur geringfügig ungenauere Messergebnisse der ECH₂O-Sonde (4,5 % Abweichung der gemessenen zu tatsächlichen Wassergehalten) im Vergleich zur TDR-Sonde (3,5 % Abweichung). Durch die niedrigeren Kosten der ECH₂O-Sonde könnte jedoch eine größere Anzahl an Messinstrumenten im Gelände installiert werden, was die etwas geringere Messgenauigkeit der Sensoren gegenüber den TDR-Sonden mehr als kompensieren würde. Die ebenfalls von Czarnomski et al. (2005) in der gleichen Arbeit untersuchten FDR-Sonden lieferten im Vergleich zu TDR- und ECH₂O-Sonden ungenauere Ergebnisse (7,1 % Abweichung). Veldkamp und O'Brien (2000) stellten bei Messungen mit FDR-Sonden heraus, dass die durch den Hersteller vorgegebene Kalibrierfunktion den tatsächlichen Wassergehalt eines Mineralbodens mit hohem Tongehalt und Gehalt an organischer Substanz um bis zu $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ unterschätzt. Bei hohen Gehalten organischer

Substanz muss die vom Hersteller vorgegebene Kalibrierfunktion durch eine eigene, standortspezifische Kalibrierung ersetzt werden, was somit auch für die Anwendung in Humusauflagen gilt.

Muss man sich zwischen den beiden in vorliegender Arbeit verwendeten Varianten – FDR- oder ECH₂O-Sonde – entscheiden, muss man sich über die Zielsetzung, die Ansprüche an die zeitliche und räumliche Auflösung, den zeitlichen Aufwand zur Datenerhebung und schließlich auch über die finanziellen Möglichkeiten im Klaren sein.

Die Lindenholzsensoren, die ursprünglich zur Bestimmung von Matrixpotentialen entwickelt werden sollten, zeigten im trockenen Bereich $<0,20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ Wassergehalt gute Ergebnisse bezüglich der Abbildung volumetrischer Wassergehalte, allerdings steht die Streuung der Sensorsignale mit Streuungskoeffizienten (h_{MED}) von 14 bis 241 % in keinem Verhältnis zur Streuung der FDR- oder ECH₂O-Sonden. Diese Streuung kann aufgrund der deutlich geringeren Streuung der anderen Messtechniken, die räumlich nahe ebenfalls im Of- und Oh-Horizont installiert waren, nicht nur durch die Heterogenität der Humusaufgabe begründet werden. ECH₂O-Sonden haben zudem den Vorteil der längeren Haltbarkeit gegenüber den Lindenholzsensoren, die lediglich für die Dauer einer Vegetationsperiode konzipiert sind. Im Bereich oberhalb $0,20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ Wassergehalts sind die ECH₂O-Sonden ohnehin deutlich besser geeignet. Für die Bestimmung volumetrischer Wassergehalte stellen sie die beste Alternative dar.

Die Bestimmung von Matrixpotentialen in Humusauflagehorizonten bleibt im Vergleich zur Bestimmung von Wassergehalten weitaus schwieriger. Da im Messbereich der Lindenholzsensoren Saugspannungen von bis zu pF 6 auftreten können, sollte über die Möglichkeit der Freilandkalibrierung an Saugspannungen weiter nachgedacht werden und darüber, wie die Streuung möglicherweise reduziert werden könnte. Die Umrechnung volumetrischer Wassergehalte über eine im Labor aufgenommene pF-Kurve stellt momentan die beste Alternative zur Bestimmung von Saugspannungen dar. Hierbei muss jedoch in Betracht gezogen werden, dass keine Hysterese zwischen Austrocknung und Wiederbefeuchtung Beachtung findet und die Labormethoden auch mit gewissen Unsicherheiten behaftet sind. Da die Ausprägung der Hysterese auch immer vom Ausgangswassergehalt einer Austrocknung oder Befeuchtung abhängig ist, ist dieses Problem jedoch nicht ohne sehr intensiven Forschungsaufwand durch die Aufnahme von „Scanning curves“ zu bewältigen. Die Aufnahme der pF-Kurve im Labor bis in den Bereich $>pF 5$ über die Verwendung gesättigter Salzlösungen für die Austrocknung ist ohnehin bereits langwierig und aufwendig. Könnten die Lindenholzsensoren anhand von Saugspannungen im Freiland kalibriert werden, liefern sie über die Verwendung des Medians für den Messbereich von ca. pF 3,5 bis ca. pF 6 kontinuierliche Saugspannungswerte. Im Bereich bis pF 2,8 können registrierende Tensiometer zumindest im Oh-Horizont Anwendung finden und dadurch bei feuchten Bedingungen Messwerte liefern.

Zwischen pF 2,8 und pF 3,5 gibt es im Moment keine Möglichkeit einer technischen *in situ* Bestimmung von Matrixpotentialen in schmalen Humusauflegehorizonten.

6.4. Modellierung des Bodenwasserhaushalts

6.4.1. Kalibrierung

Bei der Modellierung des Wasserhaushalts durch ein Simulationsprogramm werden in erster Linie zwei Ziele verfolgt: zum einen sollen Wasserflüsse, zum anderen Wassergehalte und Matrixpotentiale in unterschiedlichen Bodentiefen aus einfacher zu messenden Parametern ermittelt werden. Daraus können anschließend Stoffflüsse berechnet oder die nutzbare Feldkapazität im Wurzelraum abgeschätzt werden. Zur möglichst exakten Erfassung der jährlichen Sickerwassermengen im tieferen Mineralboden ist es dabei wichtig, besonders im feuchten Bereich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Modell und Wirklichkeit zu erreichen, da unter feuchten Bedingungen die maßgeblichen Wasserflüsse auftreten. Bei der Fragestellung, wann für einen Bestand Trockenstress einsetzt, sind jedoch besonders die Saugspannungen im trockenen Bereich $>pF\ 4$ interessant. Will man durch die Verwendung eines Modells möglichst alle Fragestellungen gemeinsam abdecken, so muss man eine optimale Anpassung der Modellergebnisse an die gemessenen Wassergehalte und Saugspannungen im Mineralboden über den gesamten Messbereich, von trocken bis feucht, anstreben. Zwischen Modellergebnissen und den tatsächlichen Feldmessungen treten jedoch häufig erhebliche Unterschiede auf (Jury und Flühler, 1992, Hillel, 1993, Quisenberry et al., 1993). Insbesondere ungenaue Modellannahmen und Fehler in der Parametrisierung können zu fehlerhaften Abbildungen der realen Bedingungen führen (Houser et al., 1998). Um die Realität möglichst genau abzubilden, war es nötig, neben den Mineralbodenhorizonten auch die Humusaufgabe als Teil des Bodenkompartmentes in das Modell aufzunehmen, da sie einen wichtiger Speicher für Wärme und Feuchtigkeit darstellt (Ogeé und Brunet, 2002). Trotz ihrer horizontalen (Rayment und Jarvis, 2000) und vertikalen (Gunadi et al., 1998) Heterogenität kann sie im Modell als homogene Bodenbedeckung angesehen werden (Schaap et al., 1997). Durch die Einbeziehung der Humusaufgabe bei der Wasserhaushaltsmodellierung eines Kiefernbestands gelang es Ogeé und Brunet (2002), die zeitliche Variation des Wassergehaltes und der Temperatur im Mineralboden und der Humusaufgabe über den Zeitraum von zwei Jahren korrekt abzubilden.

Mit der vorliegenden Parametrisierung des Modells konnte für den Oberboden der Kontrollfläche K2 eine gute Kalibrierung erreicht werden. Aus den bodenphysikalischen Randbedingungen und den meteorologischen Eingangsparametern konnten die tatsächlichen Saugspannungen im Mineralboden mit nur geringen Abweichungen nachgebildet werden. Da mit Tensiometern nur Saugspannungen bis etwa pF 2,8 gemessen werden können, liegen unter

trockenen Bedingungen die modellierten Saugspannungen in 10 und 20 cm Mineralbodentiefe teils deutlich über den messtechnisch bestimmbaren, wodurch keine Überprüfung der modellierten Werte erfolgen konnte. In 90 cm Bodentiefe wirkten sich zwei Regenereignisse Anfang September 2005 sehr deutlich mit abrupt sinkenden Saugspannungen bis zur Sättigung aus. Das Modell zeigte dagegen einen stark abgeschwächten Verlauf der Saugspannungen. Eine große Unsicherheit bei eindimensionalen Modellen besteht häufig darin, dass das infiltrierende Wasser gleichmäßig über die Oberfläche verteilt angenommen wird. In Wirklichkeit treten aber immer räumliche Unterschiede bei der Infiltration des Niederschlags auf, die verschiedene Ursachen haben können, wie z. B. Stammabfluss (Bui und Box, 1992) oder die Ausbildung von Hydrophobizität (Dekker und Ritsema, 1994). Dekker et al. (1999) konnten beispielsweise innerhalb weniger Zentimeter bis Dezimeter horizontalen Abstands Unterschiede im volumetrischen Wassergehalt von 0,07 bis 0,18 m³ m⁻³ an allen sieben durch sie untersuchten Ackerstandorten in den meisten Bodentiefen messen.

Bei der Gegenüberstellung der Modellergebnisse mit den im Jahr 2005 auf der Untersuchungsfläche erhobenen Daten lässt sich schließen, dass die beiden stärksten Regenereignisse der Vegetationsperiode Anfang September 2005 nach einer vorhergehenden kurzen Trockenphase höchstwahrscheinlich zu präferentiellem Fluss und Wassersättigung im Unterboden führten. Die geringen hydraulischen Leitfähigkeiten der Unterbodenhorizonte, die teilweise leicht pseudovergleyt sind, wirken dabei zumindest vorübergehend wasserstauend, wodurch die niedrigen gemessenen pF-Werte (<100 hPa) in 90 cm erklärt werden könnten. Das Modell bildet jedoch keine präferentiellen Fließwege nach längerer Trockenheit aus, sodass der Abfall der modellierten pF-Werte den tatsächlichen Abfall stark überschätzt, da im Modell der Großteil der Wassermenge in den darüber liegenden Horizonten aufgenommen wird. Bei der logarithmischen Skalierung ist jedoch auch zu beachten, dass der untere Messbereich (0 – 1000 hPa) im Vergleich zum darüber liegenden Messbereich extrem gespreizt dargestellt wird. Relativ geringe absolute Veränderungen der Saugspannung fallen damit im Diagramm im unteren Bereich mehr auf, als im oberen Saugspannungsbereich >1000 hPa.

6.4.2. Validierung und Modellierung des Wasserhaushalts in der Humusauflage

Für den Mineralboden in 10 und 20 cm Tiefe wurden durch die lang andauernde sommerliche Trockenzeit sehr hohe Saugspannungen bis zum permanenten Welkepunkt bei pF 4,2 modelliert. Oberhalb pF 4,2 findet im Modell keine Transpiration statt, so dass die maximale Austrocknung des Mineralbodens damit erreicht wurde. In 90 cm Tiefe lagen die gemessenen Saugspannungen bis zum Frühsommer im Bereich der Sättigung, was auf die mächtige winterliche Schneedecke zurückzuführen ist. Im Sommer 2006 unterlag die Humusauflage einer außerordentlich intensiven Austrocknung, nicht nur auf der überdachten Fläche A2,

sondern auch auf der Kontrollfläche K2. Aufgrund der Trockenheit während der Phase der Überdachung der Fläche A2 unterscheiden sich die Modellergebnisse zwischen A2 und K2 nur geringfügig. Wie schon Schaap et al. (1997) gezeigt haben, bestimmen unter feuchten Bedingungen der Bestandesniederschlag und die Versickerung den Wasserhaushalt der Humusaufgabe, während unter trockenen Bedingungen die Evaporation aus der Humusaufgabe und die Wurzelwasseraufnahme die bestimmenden Faktoren darstellen. Um über die Evaporation ein Austrocknen der Humusaufgabe über pF 4,2 hinaus zu erreichen, musste der Evaporationsterm im Modell modifiziert werden. Dass pF-Werte >4,2 auftreten, wurde durch die Berechnung von Saugspannungen aus den volumetrischen Wassergehalten über die van Genuchten-Funktion deutlich. Diese Werte wurden als Anhaltspunkt für die Stärke der Austrocknung der Humusaufgabe auf A2 und K2 herangezogen. Durch die Anpassung des Evaporationsterms änderte sich am Wasserhaushalt des Mineralbodens nur wenig, da in der Humusaufgabe im sehr trockenen Bereich (>pF 4,2) bereits geringe Wasserverluste große Zunahmen der Saugspannung bedeuten und dem Mineralboden im Modell damit nur geringe Wassermengen vorenthalten bleiben.

Ein sehr deutlicher Unterschied zwischen den modellierten und den gemessenen Saugspannungen in der Humusaufgabe trat nach der zeitgleich stattfindenden künstlichen bzw. natürlichen Bewässerung auf A2 und K2 auf. Die modellierten Saugspannungen in der Humusaufgabe sanken mit einsetzender Wiederbefeuchtung sehr stark ab, während die aus den Wassergehalten berechneten Tensionen nur langsam und nicht so stark abnahmen. Der Grund hierfür könnte, genau wie schon bei der Diskussion der Kalibrierung anhand der Daten des Jahres 2005 beschrieben, in der durch die Trockenheit induzierten Hydrophobizität der Humusaufgabe auch im Jahr 2006 zu finden sein. Die Hydrophobizität ist das Ergebnis vieler Faktoren, wie dem Wassergehalt des Bodenmaterials (Dekker und Ritsema, 1994), dem Wechsel zwischen Austrocknung und Wiederbefeuchtung (Doerr und Thomas, 2000) oder der Menge und Qualität der organischen Substanz (Wallis et al., 1990, Dekker und Ritsema, 1994). Da sich sowohl Menge als auch Qualität organischer Bodensubstanz über das Jahr verändern können, bedingen diese beiden Faktoren eine zeitlich sehr unterschiedliche Ausprägung der Hydrophobizität, die einem saisonalen Verlauf folgen kann (Buczko et al., 2005). Hajnos et al. (2003) fanden bei der Untersuchung von vier sandigen, sehr stark sauren Böden, in den Humusaufgabe-horizonten, aufgrund des höheren Gehaltes organischer Bodensubstanz im Vergleich zum Ah-Horizont, nur sehr wenige polare Bindungskräfte. Die Benetzbarkeit war dadurch stark herabgesetzt, was sehr große Kontaktwinkel zur Folge hatte. Wöllecke et al. (2003) fanden aber bei der Untersuchung von sandigen Mineralböden unter Landwirtschaft und Wald einen engeren Zusammenhang hydrophober Eigenschaften mit dem pH-Wert als mit dem Gehalt organischer Bodensubstanz. Dabei ermittelten sie bei abnehmendem pH-Wert eine lineare Zunahme des Kontaktwinkels, der auch von Goebel et al.

(2004) als Maß für die potentielle Ausprägung der Hydrophobizität Beachtung findet.

Das verwendete Simulationsmodell WHNWIN geht von einer sofortigen Aufnahme des Niederschlags bei Auftreffen auf den Boden in die Humusaufagehorizonte aus, wodurch die Saugspannungen schlagartig absinken. In der Realität passiert jedoch ein Großteil des Wassers, aufgrund herabgesetzter Benetzbarkeit, die Humusaufagehorizonte meist entlang präferentieller Fließwege, was dazu führt, dass die Humusaufage nur unregelmäßig und verzögert bei anhaltendem Regen durchfeuchtet wird. Es kann mehrere Wochen dauern, bis diese Hydrophobizität überwunden ist, und die Feldkapazität erreicht wird (Täumer et al., 2005, Doerr und Thomas, 2000). Das Ausmaß der Ausbildung präferentieller Fließwege hängt auch von der Art der Streu ab, aus der die Humusaufage aufgebaut wird. Sato et al. (2004) und Walsh und Voigt (1977) zeigten, dass in Nadelwäldern aufgrund der Struktur der Humusaufagen die Versickerung in den Mineralboden sehr viel schneller geschieht als in Laubwäldern, in denen die laterale Fließkomponente in der Humusaufage sehr viel größeren Einfluss auf die Verteilung des Niederschlagswassers besitzt. Unter immergrünen Nadelwäldern scheint sich die Hydrophobizität außerdem verstärkt auszubilden, da der Anteil an Harzen, Wachsen und aromatischen Ölen in Nadeln, im Vergleich zu Laubstreu, deutlich höher ist (Doerr et al., 2000, Mataix-Solera et al., 2007).

Bachmann et al. (2007) betonen, dass bei der grundsätzlichen Beschreibung des hydraulischen Verhaltens des Bodenwassers auch die Benetzbarkeit, über die Einbeziehung eines wassergehalts- und zeitabhängigen Kontaktwinkels, beachtet werden muss und Greiffenhagen et al. (2006) und Buczko et al. (2005) weisen darauf hin, dass die Nicht-Berücksichtigung der wasserabweisenden Eigenschaften des Bodens in hydrologischen Modellen zu fehlerhaften Ergebnissen führen kann. Dekker et al. (1999) bestimmten bei der Untersuchung von Proben von sieben europäischen Ackerstandorten für zwei Standorte wasserabweisende Eigenschaften der Oberböden, wobei sie für einen humosen, mineralischen Oberboden einen kritischen volumetrischen Wassergehalt von 5,8 Vol.-% ermittelten, unterhalb dessen Hydrophobizität auftrat. Andere Autoren gehen bereits bei Saugspannungen nahe des permanenten Welkepunkts (pF 4,2) von wasserabweisenden Eigenschaften von Bodenmaterial aus (King, 1981, De Jonge et al., 1999). Dies hängt jedoch von den speziellen Gegebenheiten des Standorts und der Historie der Austrocknungs- und Befeuchtungseignisse ab und kann weder für Humusaufagen, noch für Mineralbodenhorizonte, pauschalisiert werden. Die sowohl künstliche, als auch natürliche Wiederbefeuchtung im August 2006 auf den Versuchsflächen A2 bzw. K2 im Anschluss an die starke Austrocknung führte dazu, dass bis Ende des Jahres die Wassergehalte der Humusaufage im Modell deutlich über den gemessenen verlaufen und damit die modellierten Saugspannungen die berechneten Saugspannungen ab diesem Zeitpunkt deutlich unterschätzen. Es muss aber berücksichtigt werden, dass die in den Abb. 51 und 52 dargestellten Saugspannungen aus der

Umrechnung volumetrischer Wassergehalte aus der Anpassung einer im Labor aufgenommenen pF-Kurve stammen. Diese wurde außerdem nur für die Austrocknung aufgenommen, so dass die genaue Abbildung der Freilandbedingungen nicht gegeben war, da bei immer wiederkehrenden Austrocknungs- und Wiederbefeuchtungsereignissen neben der Ausbildung präferentieller Fließwege auch immer die Hysterese eine Rolle für den Wasserhaushalt spielt. Im Simulationsmodell WHNWIN wurde jedoch nur der Zusammenhang zwischen Wassergehalt und Saugspannung für die Austrocknungskurve berücksichtigt, wodurch bei Wiederbefeuchtungsereignissen im Gelände Abweichungen zwischen modellierten und gemessenen Saugspannungen auftreten konnten. Aufgrund der sehr starken Austrocknung der Auflage des Untersuchungsstandorts im Frühsommer war jedoch der rasche Wasserfluss in tiefere Bodenschichten sicher der ausschlaggebendere Faktor für die Unterschiede zwischen den gemessenen und den modellierten Saugspannungen und Wassergehalten. Bogner et al. (2007) zeigten zudem durch die Durchführung von fünf Farbracerexperimenten am selben Standort deutlich auf, dass ein Großteil des Sickerwassers auf der Untersuchungsfläche Coulissenhieb II als Makroporenfluss in Wurzelbahnen in tiefere Mineralbodenhorizonte infiltriert. Sie zeigten, dass sich bereits in der Auflage, wenige Zentimeter unterhalb der Bodenoberfläche, präferentielle Fließwege ausbildeten. Möglicherweise traten in der Auflage, hier insbesondere im Oh, während der Austrocknung stellenweise Schrumpfungsrisse auf, entlang derer das Niederschlagswasser in den Mineralboden infiltrieren konnte. Bei der Beprobung zur Wassergehaltsbestimmung der Humusauflagehorizonte trat dieses Phänomen jedoch nicht auffällig zu Tage. Die Berücksichtigung präferentieller Fließwege im Modell nach Austrocknungsereignissen würde den Makroporenfluss in Schrumpfungsrisse größtenteils mit abdecken. Sharratt (1997) weist darauf hin, dass Unterschiede in den Trockenrohdichten, die innerhalb eines Bestands aufgrund von unterschiedlicher Materialzusammensetzung der Humusauflage auftreten können, die hydrologischen Eigenschaften der Humusauflage beeinflussen können und damit zur räumlichen Heterogenität des Bodenwasserhaushalts beitragen. Auch die Quellung und Schrumpfung des Humusauflagematerials bei Wiederbefeuchtung bewirkt eine Volumenänderung und dadurch eine Änderung der Trockenrohdichten. Die im Labor erstellten Retentionskurven für die Humusauflagehorizonte implizieren eine Volumenabnahme bei Austrocknung jedoch bereits, so dass keine Parametrisierung der Volumenänderung bei sich verändernden Wassergehalten der Humusauflage erfolgen muss. Die modellierte Sickerwasserrate in 90 cm Mineralbodentiefe von 409 mm für das Jahr 2006 auf der Kontrollfläche K2 stimmt sehr gut mit den von Matzner et al. (2004) über das Modell Hydrus 2D (Simunek et al., 1996) ermittelten jährlichen Sickerwassermengen einer angrenzenden, vergleichbaren Untersuchungsfläche, überein. Allerdings muss in Anbetracht der vorgestellten Ergebnisse und Diskussion bezüglich präferentieller Fließwege davon ausgegangen werden, dass die modellierte Sickerwasserrate die tatsächliche Sickerung unter-

schätzt. Auch Schwärzel et al. (2006) fanden bei der Modellierung der Bodenwasserdynamik einer Podsol-Braunerde unter Fichte mit dem Simulationsprogramm BROOK90 (Federer, 1995) zwischen den gemessenen und modellierten Werten erst dann eine zufrieden stellende Übereinstimmung, als das Auftreten schnellen Bodenwasserflusses berücksichtigt wurde. Van Dam et al. (1996) konnten mit dem Simulationsprogramm SWAP93 den Einfluss präferentieller Fließwege und der Hysterese auf den Wasserhaushalt zweier Waldstandorte aufzeigen. Durch Beachtung der Hysterese im Modell stellten sich höhere Wassergehalte in der Wurzelzone ein, als ohne. Sie stellten auch heraus, dass sich Hysterese und präferentieller Fluss bei der Betrachtung von Bodenwasserflüssen entgegengesetzt auswirken und sich zum Teil aufheben. Abbasi et al. (2004) weisen darauf hin, dass die Einbeziehung der zeitlichen Variabilität der bodenhydraulischen und der Transportparameter eine Verbesserung der Modellergebnisse bedeuten würde. Greiffenhagen (2005) konnte mit SWAP93 unter Einbeziehung präferentieller Fließwege zumindest für einen Zeitraum einer herbstlichen Wiederbefeuchtung den Wasserhaushalt eines Kiefernforstes unter Berücksichtigung der Humusauflage simulieren, nicht jedoch für das gesamte Jahr. Leuschner (1997) fanden bei der Anwendung eines Wasserflussmodells für die Humusauflage, das einen Massenbilanzansatz verwendet, heraus, dass die Hälfte des Bestandesniederschlags durch Evaporation und Wurzelaufnahme die Humusauflage wieder verlässt und den Mineralboden nicht erreicht. Präferentielle Fließwege fanden in diesen Betrachtungen jedoch keinen Eingang. Auch das Modell SIMPEL (Hörmann, 1997) liefert über einen Linearspeicheransatz nur eine sehr einfache Abbildung der Wasserbewegung in der Humusauflage. Auch Ogée und Brunet (2002) bildeten mit einem Simulationsmodell durch die Einbeziehung einer Streuschicht die zeitliche Variabilität deren Wassergehalts korrekt nach. Der von Tamai et al. (1998) für die Modellierung der Evaporation eines Waldbodens unter Einbeziehung der Humusauflage gewählte Ansatz eines Speichermodells, bei dem erst dann Sickerwasser die Humusauflagehorizonte verlässt, wenn die maximale Speicherleistung der Modellhumusauflage überschritten wird, liefert für die Modellierung von Wasserflüssen, Wassergehalten und Matrixpotentialen im Boden keine neuen Erkenntnisse.

Da momentan keine unumstrittene technische Möglichkeit besteht, exakte Saugspannungen in der Humusauflage während Trockenperioden kontinuierlich zu messen, stellen die modellierten Saugspannungen wenige Zentimeter unter der Geländeoberfläche einen sehr guten Anhaltspunkt der tatsächlich herrschenden Saugspannungen dar. Aufgrund fehlender Möglichkeiten zur Kalibrierung und Validierung modellierter Saugspannungen in Humusauflagehorizonten fehlen hierzu weitgehend Modellergebnisse in der Literatur. Inwieweit Saugspannungen der Humusauflagehorizonte durch das „WP4 Dewpoint PotentiaMeter“ der Firma Decagon Devices Inc. (Pullman, USA, 2003) bestimmt werden könnten, um Modellergebnisse zu validieren, muss geprüft werden. Thakur et al. (2006) verwendeten diese Methode der

Saugspannungsmessung für Mineralbodenproben im Labor und Shah et al. (2006) zeigten die Möglichkeiten dieser Technik auf, im sehr trockenen Bereich pF-Kurven zu erstellen. Die Integration der Humusauflagehorizonte über deren Retentionskurven und hydraulische Leitfähigkeiten neben den Mineralbodenhorizonten ins Modell WHNWIN und die Verwendung der Richardsgleichung auch für die Beschreibung der Wassergehaltsänderungen in der Humusauflage, bilden die Basis einer kompletten und korrekten Abbildung des Wasserhaushalts eines Bodenprofils. Die Möglichkeiten, inwieweit Veränderungen der bodenphysikalischen Eigenschaften nach längeren Trockenperioden bzw. nach Unterschreiten eines kritischen Wassergehalts in das bestehende Modell WHNWIN für den Mineralboden und die Humusauflage integriert werden können, um die Realität noch besser nachzubilden, müssen näher untersucht werden. Hierbei ist besonders die fehlende Berücksichtigung der Ausbildung von Hydrophobizität und präferentieller Fließwege zu nennen, da ohne sie die Wassergehalte in der Humusauflage und im oberen Mineralboden nach Trockenperioden deutlich und über mehrere Monate anhaltend überschätzt wurden. Stoffflussbetrachtungen, die die Sickerwasserrate als Grundlage haben, können durch eine exaktere Modellierung des Bodenwasserhaushalts besser abgesichert werden. Diese Aspekte spielen insofern eine wichtige Rolle, da im Zuge des Klimawandels mit längeren Austrocknungsperioden und anschließenden Starkregenereignissen gerechnet werden muss (IPCC, 2007), wodurch sich das Phänomen des präferentiellen Flusses und der damit verbundene schnelle Stofftransport bis ins Grundwasser sicher verstärken wird.

7. Schlussfolgerungen

I) Bodenphysikalische Charakterisierung des Untersuchungsstandorts

Die bodenphysikalische Charakterisierung des Standorts konnte erfolgreich durchgeführt werden. Die Erstellung von Retentionskurven für Humusauflagehorizonte bis in Saugspannungsbereiche von pF 5,5 ist langwierig, doch lassen sich daraus Informationen für biologische und chemische Prozesse in der Humusauflage ableiten. Der Versatz der ermittelten Wassergehalte zwischen pF 4,2 und pF 4,52 aufgrund des Methodenwechsels von Drucktopf zu gesättigten Salzlösungen liefert Hinweise auf eine unvollständige Entwässerung der Humusauflageproben im Drucktopf aufgrund von Kontaktproblemen des organischen Materials zur keramischen Platte. Weitere Methodenvergleiche wären hier nötig, um diese Diskrepanz zu erklären. Es hat sich gezeigt, dass die 13 cm mächtige Humusauflage am Untersuchungsstandort entscheidend zur pflanzenverfügbaren Wasserspeicherung im Boden beiträgt. Bei Untersuchungen zum Wasserhaushalt des Waldökosystems muss sie deshalb neben den Mineralbodenhorizonten berücksichtigt werden.

II) Entwicklung eines Sensors zur Messung von Matrixpotentialen in Humusauflagehorizonten

Aufgrund der Freilandkalibrierung konnten unter Berücksichtigung der Temperatur volumetrische Wassergehalte im sehr trockenen Bereich von $0,03$ bis $0,20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ durch die Messungen mit Lindenholzsensoren abgebildet werden, im feuchteren Bereich sind die Sensoren ungeeignet. Durch Umrechnung über die van Genuchten-Funktion konnten Matrixpotentiale ab pF 3,5 bis etwa pF 6 für die Messperiode ermittelt werden, womit der angestrebte, trockene Messbereich abgedeckt wurde. Die Weiterentwicklung des Lindenholzsensors zur horizontgenauen und kontinuierlichen *in situ* Bestimmung von Matrixpotentialen in Humusauflagen mittels elektrischer Leitfähigkeitsmessung brachte im Rahmen dieser Arbeit Fortschritte im Bereich der Messtechnik, der Sensorsteuerung, des Sensoraufbaus und der Temperaturabhängigkeit des Sensorsignals. Dennoch konnte die direkte Messung von Matrixpotentialen in Humusauflagehorizonten nicht erreicht werden, da sich die Laborkalibrierung als unpraktikabel erwies. In diesem Zusammenhang wäre eine geeignete Methode zur direkten Freilandkalibrierung der Sensorsignale an Saugspannungen im Bereich zwischen pF 4 und pF 6 nötig. Über Austrocknung des umgebenden Bodenmaterials könnten die Lindenholzsensoren dann bis in den sehr trockenen Bereich über direkt im Gelände erhobene Saugspannungen kalibriert werden.

III) Bestimmung von Wassergehalten und Matrixpotentialen in der Humusauflage und Vergleich unterschiedlicher Messtechnik

ECH₂O-Sonden bieten eine sehr gute und weitgehend wartungsfreie Möglichkeit, volumetrische Wassergehalte in der Humusauflage eines Fichtenstandorts zu bestimmen und zeigen darüber hinaus im Vergleich zu FDR-Sonden und Lindenholzsensoren die geringste Streuung der Messwerte. Die durch intensive Austrocknung auf der Manipulationsfläche erreichten Wassergehalte von 0,03 m³ m⁻³ in der Humusauflage konnten durch sie am besten abgebildet werden, wodurch sie insbesondere auch an Trockenstandorten eingesetzt werden können.

Die Streuung der gravimetrisch ermittelten Wassergehalte zu den Messzeitpunkten zeigt die räumliche Heterogenität der Humusauflage auf. Eine Laborkalibrierung von Sensoren kann diese Heterogenität nicht erfassen und sollte deshalb nie zur Umrechnung von im Freiland erhobenen Sensorsignalen verwendet werden. Um flächenhafte Aussagen zum Wasserhaushalt der Humusauflage zu erlangen, sind, je nach verwendetem Sensor, größere Wiederholungszahlen als in dieser Arbeit nötig, um niedrigere Streukoeffizienten zu erhalten. Flächenmäßig größere Sensoren, wie die ECH₂O-Sonde, die bereits über ihren Messbereich einen Teil der Variabilität abdecken, können die geringsten Wiederholungszahlen aufweisen. Einstichtensiometer zur Ermittlung von Saugspannungen in Humusauflagen können nur sehr eingeschränkt empfohlen werden, da der Messbereich auf feuchte Bedingungen reduziert ist, wodurch im Sommer größere Ausfallzeiten auftreten können. Registrierende Tensiometer wären in diesem Zusammenhang zwar etwas besser geeignet, die Einschränkung des Messbereiches bis pF 2,8 bringt jedoch keine Fortschritte bei der Erfassung kontinuierlicher Saugspannungen in Humusauflagehorizonten.

IV) Simulation des Bodenwasserhaushalts

Aufgrund der horizontweisen bodenphysikalischen Charakterisierung des Versuchsstandorts konnte das Wasserhaushaltsmodell WHNWIN so parametrisiert werden, dass die Wassergehalte und Saugspannungen der Mineralbodenhorizonte abgebildet werden konnten. Durch die Einbeziehung der Humusauflage konnte auch deren Wasserhaushalt, insbesondere im Zeitraum der Austrocknung von Juli bis August 2006, realitätsnah dargestellt werden. Da das Modell aber die Ausbildung von Hydrophobizität bei Erreichen einer definierten Austrocknung unbeachtet lässt, wurden die Wassergehalte insbesondere in den Humusauflagehorizonten nach stärkeren Regenereignissen teils deutlich und andauernd überschätzt. Im Vergleich zum ebenfalls nicht im Modell integrierten Prozess der Hysterese, deren Einfluss auf Wasserflüsse in der Literatur als eher gering beschrieben wird, könnte die Einbeziehung von

Hydrophobizitätseffekten im Modell einen wesentlichen Beitrag zur exakteren Abbildung von Wasserflüssen, Matrixpotentialen und Wassergehalten in den Humusaufgabe- und Mineralbodenhorizonte liefern. Aufgrund der bestehenden Schwierigkeiten bei der direkten und kontinuierlichen Messung von Matrixpotentialen in Humusaufgaben bietet sich jedoch durch die vorliegende Parametrisierung des Modells die Möglichkeit, auch unter sehr trockenen Bedingungen die auftretenden Saugspannungen und damit die Wasserverfügbarkeit in Humusaufgabehorizonten abschätzen zu können. Durch die Abbildung des gesamten Wassergehaltsbereichs können durch das Modell damit einerseits Fragen zu auftretenden Stoffflüssen mit dem Sickerwasser, andererseits auch Fragen zu mikrobiellen Stoffumsätzen und zur Bestandesernährung und -vitalität insbesondere auch während Trockenzeiten, über Aussagen zur Verfügbarkeit von Wasser und Nährstoffen exakter beantwortet werden. Dies kann explizit auch für die Auflage erfolgen, in der ein Großteil der Feinwurzelbiomasse lokalisiert ist. Die Möglichkeit der Ausbildung von Hydrophobizität über die Betrachtung von Kontaktwinkeln müsste zur realeren Abbildung der tatsächlichen hydraulischen Verhältnisse ins Modell integriert werden.

8. Literaturverzeichnis

- Abbasi, F., Feyen, J., van Genuchten, M. T. (2004): Two-dimensional simulation of water flow and solute transport below furrows: model calibration and validation. *J. Hydrol.* 290, 63-79.
- Ad-hoc-AG Boden (2005): *Bodenkundliche Kartieranleitung*, 5. Aufl., Hannover.
- Arbeitskreis Standortserkundung (2003): *Forstliche Standortsaufnahme. Arbeitskreis Standortserkundung in der Arbeitsgemeinschaft Forsteinrichtung*. 6. Auflage, 352 S.
- ASTM (1985): *Standard Practice for maintaining constant relative humidity by means of aqueous solutions (E104-85)*, ASTM International.
- Bachmann, J., Deurer, M., Arye, G. (2007): Modeling Water Movement in Heterogenous Water-Repellent Soil: 1. Development of a Contact Angle-Dependent Water-Retention Model. *Vadose Zone J.* 6, 436-445.
- Ball, B. C., Smith, K. A., Klemetsson, L., Brumme, R., Sitaula, B. K., Hansen, S., Prieme, A., MacDonald, J., Horgan, G. W. (1997): The influence of soil gas transport properties on methane oxidation in a selection of northern European soils. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 102, 23309- 23317.
- Bauters, T. W. J., Steenhuis, T. S., DiCarlo, D. A., Nieber, J. L., Dekker, L. W., Ritsema, C. J., Parlange, J.-Y., Haverkamp, R. (2000): Physics of water repellent soils. *J. Hydrol.* 231-232, 233-243.
- Benecke, P. (1984): *Der Wasserumsatz eines Buchen- und eines Fichtenökosystems im Hochsolling. Schriften aus der Forstl. Fakultät der Univ. Göttingen und der Niedersächsischen Forstl. Versuchsanstalt* 77, 158 S.
- Bisdorf, E. B. A., Dekker, L. W., Schoute, J. F. T. (1993): Water repellency of sieve fractions from sandy soils and relationships with organic material and soil structure. *Geoderma* 56, 105-118.
- Black, D. T., Kelliher, F. M. (1989): Processes controlling understory evapotranspiration. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 324, 207-231.
- Bogena, H. R., Huisman, J. A., Oberdoerster, C., Vereecken, H. (2007): Evaluation of a low-cost water content sensor for wireless network applications. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 01916.
- Bogner, C., Wolf, B., Schlather, M., Huwe, B. (2007): Analysing flow patterns from dye tracer experiments in a forest soil using extreme value statistics. *Eur. J. Soil Sci.* DOI: 10.1111/j.1365-2389.2007.00974.x.

- Borken, W., Kossmann, G., Matzner, E. (2007): Biomass, morphology and nutrient contents of fine roots in four Norway spruce stands. *Plant and Soil* 292 (1-2), 79-93.
- Borken, W., Brumme, R. (1997): Liming practise in temperate forest ecosystems and the effects on CO₂, N₂O and CH₄ fluxes. *Soil Use and Management* 13, 251-257.
- Borken, W., Davidson, E. A., Savage, K., Gaudinski, J., Trumbore, S. E. (2003): Drying and Wetting Effects on Carbon Dioxide Release from Organic Horizons. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67, 1888-1896.
- Bouma, J. (1977): Soil survey and the study of water in unsaturated soils. Soil survey papers, No. 3, Wageningen.
- Buchmann, N. (2000): Biotic and abiotic factors controlling soil respiration rates in *Picea abies* stands. *Soil Biol. Biochem.* 32, 1625-1635.
- Buczko, U., Bens, O., Hüttl, R. F. (2005): Variability of soil water repellency in sandy forest soils with different stand structure under Scots pine (*Pinus sylvestris*) and beech (*Fagus sylvatica*). *Geoderma* 126, 317-336.
- Bui, E. N., Box Jr., J. E. (1992): Stemflow, rain throughfall, and erosion under canopies of corn and sorghum. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46, 242-247.
- Butt, H.-J., Graf, K., Kappl, M. (2003): *Physics and Chemistry of Interfaces*, Wiley-VCH Verlag, Weinheim.
- Campbell, S. C. (2001a): Response of ECH₂O soil moisture sensor to temperature variation. Decagon Devices Inc. Application Note AN70TP-10, Decagon Devices Inc., Pullman, USA.
- Campbell, S. C. (2001b): Response of the ECH₂O soil moisture probe to variation in water content, soil type, and solution electrical conductivity. Decagon Devices Inc. Application Note, Decagon Devices Inc., Pullman, USA.
- Campbell, S. C. (2003): Frequently asked questions about the ECH₂O probes. Decagon Devices Inc. Application Note AN70FQ-11. Decagon Devices Inc., Pullman, USA.
- Campbell, D. J., Henshall, K. (1991): Bulk density. In: Smith, K. A., Mullins, C. E. (eds.) *Soil analysis. Physical methods*, 329 – 366. Marcel Dekker, Inc., New York.
- Capriel, P. (1997): Hydrophobicity of organic matter in arable soils: Influence of management. *Eur. J. Soil Sci.* 48, 457-462.
- Chrosciewicz, Z. (1989): Prediction of forest floor moisture content under diverse Jack pine canopy conditions. *Can. J. For. Res.* 19, 1483-1487.
- Clothier, B. E., Vogeler, I., Magesan, G. N. (2000): The breakdown of water repellency and

- solute transport through a hydrophobic soil. *J. Hydrol.* 231-232, 255-264.
- Cosh, M. H., Jackson, T. J., Bindlish, R., Famiglietti, J. S., Ryu, D. (2005): Calibration of an impedance probe for estimation of surface soil water content over large regions. *J. Hydrol.* 311, 49-58.
- Czarnomski, N. M., Moore, G. W., Pypker, T. G., Licata, J., Bond, B. (2005): Precision and accuracy of three alternative instruments for measuring soil water content in two forest soils of the Pacific Northwest. *Can. J. For. Res.* 35, 1867-1876.
- Dalton, F. N. (1992): Development of Time-Domain Reflectometry for measuring Soil Water Content and Bulk Soil electrical conductivity. In: Topp, G. C., Reynolds, W. D., Green, R. E. (Hrsg.): *Advances in Measurement of Soil physical Properties: Bringing Theory into Practise*, 143-167.
- Davidson, E. A., Belk, E., Boone, R. D. (1998): Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biology* 4, 217-227.
- Decagon Devices Inc. (2003): *WP4 Dewpoint PotentialMeter – Operator's Manual Version 2.2*, Pullman, USA.
- De Jonge, L. W., Jacobsen, O. H., Moldrup, P. (1999): Soil water repellency: Effects of water content, temperature and particle size. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 437-442.
- Dekker, L. W., Ritsema, C. J. (1994): How water moves in a water repellent sandy soil. I. Potential and actual water repellency. *Water Resour. Res.* 30, 2507-2517.
- Dekker, L. W., Ritsema, C. J., Wendroth, O., Jarvis, N., Oostindie, K., Pohl, W., Larsson, M., Gaudet, J.-P. (1999): Moisture distributions and wetting rates of soils at experimental fields in the Netherlands, France, Sweden and Germany. *J. Hydrol.* 215, 4-22.
- De Santo, A. V., Berg, B., Rutigliano, F. A., Alfani, A., Fioretto, A. (1993): Factors regulating early-stage decomposition of needle litters in five different coniferous forests. *Soil Biol. Biochem.* 25, 1423-1433.
- Doerr, S. H., Thomas, A. D. (2000): The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal. *J. Hydrol.* 231-232, 134-147.
- Doerr, S. H., Shakesby, R. A., Walsh, R. P. D. (2000): Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-Science Reviews* 51, 33-65.
- Edwards, N. T. (1975): Effects of temperature and moisture on carbon dioxide evolution in a mixed deciduous forest floor. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39, 361-365.

- Eijkelkamp Agrisearch Equipments (2003): Operating Instructions, 09.02 Laboratory Permeameters, Giesbeek, NL.
- Ellerbrock, R. H., Gerke, H. H., Bachmann, J., Goebel, M.-O. (2005): Composition of organic matter fractions for explaining wettability of three forest soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 57-66.
- Emmer, I. M. (1995): Humus form and soil development during a primary succession of monoculture *Pinus sylvestris* forests on poor sandy substrates. Ph.D. Thesis, Landscape and Environmental Research Group, University of Amsterdam, The Netherlands, pp. 135.
- Ernstberger, H. (1987): Einfluß der Landnutzung auf Verdunstung und Wasserbilanz: Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration von unterschiedlich genutzten Standorten zur Ermittlung der Wasserbilanz von Einzugsgebieten in unteren Mittelgebirgslagen Hessens. Kirchzarten.
- Falbe, J., Regitz, M. (Herausgeber) (1999): Römpp Lexikon Chemie, 10. Auflage, Thieme Verlag, Stuttgart.
- Feddes, R. A., Kowalik, P. J., Zaradny, H. (1978): Simulation of field water use and crop yield. Simulation Monographs. Center for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, NL.
- Federer, C. A. (1982): Transpirational supply and demand, plant, soil and atmospheric effects evaluated by simulation. *Water Resour. Res.* 18, 355-362.
- Federer, C. A. (1995): BROOK90: a simulation model for evaporation, soil water and streamflow, Version 3.1. Computer freeware and documentation. USDA Forest Service, Durham, USA.
- Franco, C. M. M., Clarke, P. J., Tate, M. E., Oades, J. M. (2000): Hydrophobic properties and chemical characterization of natural water repellent materials in Australian sands. *J. Hydrol. (Amsterdam)* 231-232, 47-58.
- Fredlund, D. G., Rahardjo, H. (1993): Soil mechanics for unsaturated soils. John Wiley and sons, Canada.
- Freeland, R. S. (1989): Review of soil moisture sensing using soil electrical conductivity. *Trans. ASAE* 32, 2190-2194.
- Friedel, J. K., Ehrmann, O., Pfeffer, M., Stemmer, M., Vollmer, T., Sommer, M. (2006): Soil microbial biomass and activity: the effect of site characteristics in humid temperate forest ecosystems. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 169, 175-184.

- Gaudinski, J. B., Trumbore, S. E., Davidson, E. A., Zheng, S. (2000): Soil carbon cycling in a temperate forest: radiocarbon-based estimates of residence times, sequestration rates and partitioning fluxes. *Biogeochem.* 51, 33-69.
- Gerstberger, P., Foken, T., Kalbitz, K. (2004): The Lehstenbach and Steinkreuz Catchments in NE Bavaria, Germany. In: Matzner, E. (ed.) (2004): *Biogeochemistry of Forested Catchments in a Changing Environment. A German Case Study.* Ecological Studies 172, Springer-Verlag, Berlin.
- Gillespie, T. J., Kidd, G. E. (1978): Sensing duration of leaf moisture retention using electrical impedance grids. *Can. J. Plant Sci.* 58, 179-187.
- Gish, T. J., Kung, K. J. S., Perry, D. C., Posner, J., Bubbenzer, G., Helling, C. S., Kladviko, E. J., Steenhuis, T. S. (2004): Impact of preferential flow at varying irrigation rates by quantifying mass fluxes. *J. Environm. Qual.* 33, 1033-1040.
- Glass, R. J., Nicholl, M. J. (1996): Physics of gravity fingering of immiscible fluids within porous media: An overview of current understanding and selected complicating factors. *Geoderma* 70, 133-163.
- Glinski, J., Stepniewski, W. (1985): *Soil aeration and its role for plants*, 229 pp. CRC Press, Inc., Boca Raton, Florida.
- Goebel, M.-O., Bachmann, J., Woche, S. K., Fischer, W. R., Horton, R. (2004): Water Potential and Aggregate Size Effects on Contact Angle and Surface Energy. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68, 383-393.
- Golding, D. L., Stanton, C. R. (1972): Water storage in the forest floor of subalpine forest in Alberta. *Can. J. Forest. Res.* 2 (1), 1-6.
- Grant, S. A. (2005): Hydraulic Properties, Temperature Effects, US Army Engineer Research and Development Center, Hannover, NH, USA. In: Hillel, D. (Ed.-in chief): *Encyclopedia of Soils in the Environment.* Elsevier-Verlag, Amsterdam, 2005.
- Grant, S. A., Bachmann, J. (2002): Effect of Temperature on Capillary Pressure. In: Raats, P. A. C., Smiles, D. E., Warrick, A. W. (Eds.): *Environmental mechanics, Water, Mass and Energy Transfer in the Biosphere*, Geophysical Monograph Series, v. 129. Washington, D. C.: American Geophysical Union, 199-212.
- Grant, S. A., Salehzadeh, A. (1996): Calculation of temperature effects on wetting coefficients of porous solids and their capillary pressure functions. *Water Resour. Res.* 32 (2), 261-270.
- Greenspan, L. (1977): Humidity fixed points of binary saturated aqueous solutions. *J. of Research of NBS*, 81A, pp 89-96.

- Greiffenhagen, A. (2005): Einfluss der Humusaufgabe auf das Benetzungsverhalten und den Wasserhaushalt von Kiefernstandorten (Berlin). Dissertation. Bodenökologie und Bodengenese 37, TU Berlin.
- Greiffenhagen, A., Wessolek, G., Facklam, M., Renger, M., Stoffregen, H. (2006): Hydraulic functions and water repellency of forest floor horizons on sandy soils. *Geoderma* 132, 182-195.
- Gunadi, B., Verhoef, H. A., Bedaux, J. J. M. (1998): Seasonal dynamics of decomposition of coniferous leaf litter in a forest plantation (*Pinus merkusii*) in Central Java, Indonesia. *Soil Biol. Biochem.* 30, 845-852.
- Hajnos, M., Jozefaciuk, G., Sokolowska, Z., Greiffenhagen, A., and Wessolek, G. (2003): Water storage, surface, and structural properties of sandy forest humus horizons. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 166, 625-634.
- Hammel, K., Kennel, M. (2001): Charakterisierung und Analyse der Wasserverfügbarkeit und des Wasserhaushalts von Waldstandorten in Bayern mit dem Simulationsmodell Brook90. *Forstl. Forschungsber. München* 185.
- Hanson, P. J., O'Neill, E. G., Chambers, M. L. S., Riggs, J. S., Joslin, J. D., Wolfe, M. H. (2003): Soil respiration and litter decomposition. In: Hanson, P. J., Wullschlegel, S. D. (2003): North American Temperate Deciduous Forest Responses to Changing Precipitation Regimes. *Ecological Studies* 166, 163-189
- Hartge, K. H., Horn, R. (1989): Die physikalische Untersuchung von Böden. Enke-Verlag, Stuttgart.
- Haude, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. *Mitt. Dt. Wetterd.* 2 (11), Bad Kissingen.
- Helvey, J. D., Patric, J. H. (1965): Canopy and litter interception of rainfall by hardwoods of eastern United States. *Water Resour. Res.* 1, 193-206.
- Hentschel, K., Borken, W., Matzner, E. (2007): Leaching losses of inorganic N and DOC following repeated drying and wetting of a spruce forest soil. *Plant Soil* 300, 21-34.
- Hilhorst, M. A. (2000): A pore water conductivity sensor: *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 1922-1934.
- Hillel, D. (1987): Unstable flow in layered soils: A review. *Hydrol. Processes*, 1, 143-147.
- Hillel, D. (1993): Science and the crises of the environment. *Geoderma* 60, 377-382.
- Hölzer, R. (1982): Wasserhaushaltsuntersuchungen der Streu- und obersten Bodenschicht eines Fichtenbestandes unter Verwendung von Modellrechnungen. *Beitr. Hydrol. Sonderheft* 4, 117-144, Kirchzarten.

- Hong, T. D., Edgington, S., Ellis, R. H., de Muro, M. A., Moore, D. (2005): Saturated salt solutions for humidity control and the survival of dry powder and oil formulations of *Beauveria bassiana* conidia. *J. Invertebr. Pathol.* 89, 136-142.
- Hopmans, W. J., Dane, J. H. (1986): Temperature dependence of soil water retention curves. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 562-567.
- Hörmann, G. (1997): SIMPEL – Ein einfaches, benutzerfreundliches Bodenwassermodell zum Einsatz in der Ausbildung. *Dt. Gewässerkundliche Mttlg.*, 41 (2), 67-72.
- Hornung, U., Messing, W. (1984): Poröse Medien – Methoden und Simulation. Verlag Beiträge zur Hydrologie, Kirchzarten.
- Houser, P. R., Shuttleworth, J., Famiglietti, J. S., Gupta, H. V., Syed, K. H., Goodrich, D. C. (1998): Integration of soil moisture remote sensing and hydrologic modelling using data assimilation. *Wat. Resour. Res.* 34 (12), 3405-3420.
- Huwe, B. (1992): WHNSIM. Ein Modell zur Simulation des Wasser-, Wärme- und Stickstoffhaushalts von Standorten mit unterschiedlicher Nutzung, Version 2.0. Programmdokumentation. Universität Bayreuth, Lehrstuhl für Bodenkunde und Bodengeographie, Abteilung Bodenphysik. Unveröffentlicht.
- Huwe, B., Totsche, K. U. (1995): Deterministic and stochastic modelling of water, heat and nitrogen dynamics on different scales with WHNSIM. *J. Contamin. Hydrol.* 20, 265-284.
- Huwe, B., Riffel, H. (1999): BAPS – Eine Sammlung bodenphysikalischer Grundprogramme. Abteilung Bodenphysik, Universität Bayreuth. Unveröffentlicht.
- IPCC (2007): Climate Change 2007, 4th Assessment Report, Intergovernmental Panel on Climate Change, Genua.
- Jobaggy, E. G., Jackson, R. B. (2000): The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecol. Appl.* 10, 423-436.
- Johnston, W. H. (2000): Calibration of gypsum blocks and data loggers and their evaluation for monitoring soil water status. *Aust. J. Exp. Agr.* 40 (8), 1131-1136.
- Jury, W. A., Flühler, H. (1992): Transport of chemicals through soil: mechanisms, models and field applications. *Adv. Agron.* 47, 141-201.
- Keith, H., Jacobsen K. L., Raison R. J. (1997): Effects of soil phosphorus availability, temperature and moisture on soil respiration in *Eucalyptus pauciflora* forest. *Plant and Soil* 190: 127-141.
- Kelliher, F. M., Black, T. A., Price, D. T. (1986): Estimating the effects of understorey removal from a Douglas fir forest using a two-layer canopy evapotranspiration model. *Water*

- Resour. Res. 22, 1891-1899.
- King, P. M. (1981): Comparison of methods for measuring severity of water repellence of sandy soils and assessment of some factors that affect its measurements. *Aust. J. Soil Res.* 19, 275-285.
- Klinge, R., Schmidt, J., Fölster, H. (2001): Simulation of water drainage of a rain forest and forest conversion plots using a soil water model. *J. Hydrol.*, 246, 82-96.
- Klute, A. (1986): Water retention: Laboratory methods. P. 635-662. In: A. Klute (ed.) *Methods of soil analysis. Part 1.* 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
- Köhn, M. (1929): Korngrößenbestimmung mittels Pipettanalyse. *Tonindustrie-Zeitung* 55, 729-731.
- Kosugi, K., Mori, K., Yasuda, H. (2001): An inverse modeling approach for the characterization of unsaturated water flow in an organic forest floor. *J. Hydrol.* 246, 96-108.
- Laurén, A., Mannerkoski, H. (2001): Hydraulic properties of mor layers in Finland. *Scand. J. For. Res.* 16, 429 – 441.
- Leuschner, C. (1998): Water extraction by tree fine roots in the forest floor of a temperate *Fagus-Quercus* forest. *Ann. Sci. For.* 55, 141-157.
- Lide, D. R. (2003): *Handbook of Chemistry and Physics*, 84th edition, CRC Press.
- Lischeid, G. (1995): Prozeßorientierte hydrologische Untersuchungen am Kleinen Guldenberg bei Zierenberg (Nordhessen) in verschiedenen Skalenbereichen. *Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme der Universität Göttingen*, Band 128, Reihe A.
- Mader, H. W. and Lull, H. W. (1968): Depth, weight, and water storage of the forest floor in white pine stands in Massachusetts. *Research Paper NE-109*, Forest Service, US Department of Agriculture.
- Majdi, H., Persson, H. (1993): Spatial distribution of fine roots, rhizosphere and bulk-soil chemistry in an acidified *Picea abies* stand. *Scand. J. For. Res.* 8, 147 – 155.
- Manderscheid, B. (1999): Programs for the calculation of water and matter fluxes of forest ecosystems. Version 3. BITÖK, Lehrstuhl Bodenökologie, Universität Bayreuth, unveröffentlicht.
- Marin, C. T., Bouten, I. W. and Dekker, S. (2000): Forest floor water dynamics and root water uptake in four forest ecosystems in northwest Amazonia. *J. Hydrol.* 237, 169-183.
- Marsal, D. (1976): *Die numerische Lösung partieller Differentialgleichungen in Wissenschaft und Technik.* B.I. Wissenschaftsverlag, Zürich.

- Martin, D. L., Watts, D. G. (1999): Evaluation of the root zone water quality model for conditions in central Nebraska. *Agron. J.* 91, 201-211.
- Mataix-Solera, J., Doerr, S. H. (2004): Hydrophobicity and aggregate stability in calcareous topsoils from fire-affected pine forests in southeastern Spain. *Geoderma* 118, 77-88.
- Mataix-Solera, J., Arcenegui, V., Guerrero, C., Mayoral, A. M., Morales, J., González, J., García-Orenes, F., Gómez, I. (2007): Water repellency under different plant species in a calcareous forest soil in a semiarid Mediterranean environment. *Hydrol. Process.* 21, 2300-2309.
- Matthews, E. (1997): Global litter production, pools, and turnover times: estimates from measurement data and regression models. *J. Geophys. Res.* 102, 1871-1880.
- Matzner, E., Zuber, T., Lischeid, G. (2004): Response of Soil Solution Chemistry and Solute Fluxes to Changing Deposition Rates. In: Matzner, E. (ed.) (2004): *Biogeochemistry of forested catchments in a changing environment: a German case study*, Ecological Studies, Springer Verlag, 172.
- Mikola, P., Hahl, J., Tornaiainen, E. (1966): Vertical distribution of mycorrhizae in pine forests with spruce undergrowth. *Ann. Bot. Fennici* 3, 406 – 409.
- Mitchell, A. R., Ellsworth, T. R., Meek, B. D. (1995): Effect of Root Systems on Preferential Flow in Swelling Soil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 26, 2655-2666.
- Mitscherlich, G. (1981): *Wald, Wachstum und Umwelt. Bd. 2: Waldklima und Wasserhaushalt.* 2. Auflage, Sauerländer Verlag, Frankfurt, 365 Seiten.
- Miura, S. (2000): Proposal for a new definition to evaluate the status of forest floor cover and floor cover percentage (FCP) from the viewpoint of the protection against raindrop splash. *Journal of Japanese Forestry Society* 82, 132-140.
- Monteith, J. L (1965): Evaporation and environment. In: Fogy, G.T. (ed): *Sympos. The state and movement of water in living organism.* 205-234, Cambridge (Univ Press).
- Moritz, K., Bittersohl, J., Müller, F. X., Krebs, M. (1994): Auswirkungen des sauren Regens und des Waldsterbens auf das Grundwasser. Dokumentation der Methoden und Messdaten des Entwicklungsvorhabens 1988 – 1992. Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, München, Eigenverlag, Materialien Nr. 40, 387 pp.
- Morrison, R. T., Boyd, R. N. (1986): *Lehrbuch der organischen Chemie.* 3. Auflage, VCH, Weinheim.
- Mualem, Y. (1984): A modified dependent-domain theory of hysteresis. *Soil Sci.* 137, 283-

291.

- Nissen, H. H., Moldrup, P., de Jonge, L. W., Jacobsen, O. H. (1999): Time domain reflectometry coil probe measurements of water content during fingered flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 493-500.
- Ogée, J., Brunet, Y. (2002): A forest floor model for heat and moisture including a litter layer. *J. Hydrol.* 255, 212-233.
- Osborne, L. E., Jin, Y. (2004): Development of a resistance-based sensor for detection of wetness at the soil-air interface. *Agron. J.* 96, 845-852.
- Osono, T., Ono, Y., Takeda, H. (2003): Fungal ingrowth on forest floor and decomposing needle litter of *Chamaecyparis obtusa* in relation to resource availability and moisture condition. *Soil Biol. Biochem.* 35, 1423-1431.
- Paar, U. (1994): Untersuchungen zum Einfluß von Ammonium und Nitrat auf wurzelphysiologische Reaktionsmuster der Buche. *Ber. Forsch. Zentr. Waldökosysteme Göttingen* A115.
- Park, H. T., Hattori, S., Tanaka, T. (1998): Development of a numerical model for evaluating the effect of litter layer on evaporation. *J. Forest Res.* 3, 25-33.
- Pereira, H. C. (1951): A cylindrical gypsum block for moisture studies in deep soils. *J. Soil Sci.* 2 (2), 212-&.
- Putuhena, W., Cordery, I. (1996): Estimation of interception capacity of forest floor. *J. Hydrol.* 180, 283-299.
- Quisenberry, V. L., Smith, B. R., Philipps, R. E., Scott, H. D., Nortcliff, S. (1993): A soil classification system for describing water and chemical transport. *Soil Sci.* 156, 306-315.
- Raat, K. J., Draaijers, G. P. J., Schaap, M. G., Tietema, A., Verstraten, J. M. (2002): Spatial variability of throughfall water and chemistry and forest floor water content in a Douglas fir stand. *Hydrology and Earth System Sciences* 6, 363-374.
- Rayment, M. B., Jarvis, P. G. (2000): Temporal and spatial variation of soil CO₂ efflux in a Canadian boreal forest. *Soil Biol. Biochem.* 32, 35-45.
- Rey, A., Pegoraro, E., Tedeschi, V., De Parri, I., Jarvis, P. G., Valentini, R. (2002): Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in Central Italy. *Global Change Biology*, 8, 851-866.
- Rhoades, J. D., van Schilfhaarde, J. (1976): An electrical conductivity probe for determining soil salinity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, 647-651.

- Rhoades, J. D., Raats, P. A. C. and Prather, R. J. (1976): Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, 651-655.
- Ritsema, C. J., Dekker, L. W. (2000): Preferential flow in water repellent sandy soils: principles and modeling implications. *J. Hydrol.* 231, 308-319.
- Roth, C. H., Malicki, M. A., Plagge, R. (1992): Empirical Evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR. *Soil Sci.* 43, 1-13.
- Sato, Y., Kumagai, T., Kume, A., Otsuki, K., Ogawa, S. (2004): Experimental analysis of moisture dynamics of litter layers-the effects of rainfall conditions and leaf shapes. *Hydrol. Process.* 18, 3007-3018.
- Schaap, M. G., Bouten, W. (1997): Forest floor evaporation in a dense Douglas fir stand. *J. Hydrol.* 193, 97-113.
- Schaap, M. G., de Lange, L., Heimovaara, T. J. (1996): TDR calibration of organic forest floor media. *Soil Tech.* 11, 205-217.
- Schaap, M. G., Bouten, W., Verstraten, J. M. (1997): Forest floor water content dynamics in a Douglas fir stand. *J. Hydrol.* 201, 367-383.
- Schachtschabel, P., Blume, H.-P., Brümmer, G., Hartge, K. H., Schwertmann, U. (1998): Scheffer/Schachtschabel - Lehrbuch der Bodenkunde, 14. Auflage, Enke Verlag, Stuttgart.
- Schäfer, D., Montenegro, H., Herrling, B. (1994): Bestimmung bodenhydraulischer Parameter unter Verwendung von Labor- und Freilanddaten: Ein Vergleich unterschiedlicher Verfahren. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 74, 307-310.
- Schäfer, B., Bens, O. Fischer, H., Hüttl, R. F. (2002): Einfluss des Baumartenwechsels auf die Wasserspeicherfähigkeit von sandigen Böden Nordost-Brandenburgs. *Forst und Holz* 57, 571-575.
- Schmid, I., Kazda, M. (2002): Root distribution of Norway spruce in monospecific and mixed stands on different soils. *Forest Ecology and Management* 159, 37-47.
- Schrödter, H. (1985): Verdunstung. Anwendungsorientierte Messverfahren und Bestimmungsmethoden. Springer Verlag, Berlin.
- Schwärzel, K., Grünwald, T., Eichelmann, U., Feger, K.-H., Bernhofer, C. (2006): Langjähriger Vergleich der gemessenen und modellierten Bodenwasserdynamik und Verdunstung einer Podsol-Braunerde unter Fichte. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundli-*

- chen Gesellschaft 109, 23-24.
- Segeberg, H. (1955): Zur Methodik der Bestimmung der spezifischen Gewichte von Torfen. Z. Pflanzenernähr. Bodenkde. 68, 233-237.
- Shah, P. H., Sreedeeep, S., Singh, D. (2006): Evaluation of Methodologies Used for Establishing Soil-Water Characteristic Curve. Journal of ASTM International Vol. 3, Nr. 6, Page Count: 11.
- Sharratt, B. S. (1997): Thermal conductivity and water retention of a black spruce forest floor. Soil Sci. 162, 576-582.
- She, H. Y., Sleep, B. E. (1998): The effect of temperature on capillary pressure-saturation relationships for air-water and perchloroethylene-water systems. Water Resour. Res. 34, 2587-2597.
- Simunek, J., Sejna, M., van Genuchten, T. (1996): HYDRUS 2D Simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. International Ground Water Modeling Center, Golden, Colorado.
- Sitaula, B. K., Bakken, L. R. (1993): Nitrous oxide release from spruce forest soil: Relationships with nitrification, methane uptake, temperature, moisture and fertilization. Soil Biol. Biochem. Vol. 25, Nr. 10, 1415-1421.
- Sonntag, D., Heinze, D. (1982): Sättigungsdampfdruck- und Sättigungsdampfdichtetafeln für Wasser und Eis. (1. Aufl.), VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie
- Starks, P. J., Heathman, G. C., Ahuja, L. R., Ma, L. (2003): Use of limited soil property data and modeling to estimate root zone soil water content. J. Hydrol. 272, 131-147.
- StatSoft, Inc. (1999). STATISTICA für Windows [Computer- Programm-Handbuch]. Tulsa, USA.
- Stevenson, F. J. (1994): Humus chemistry, genesis, composition, reactions. John Wiley & Sons, New York.
- Tamai, K., Abe, T., Araki, M., Ito, H. (1998): Radiation budget, soil heat flux and latent heat flux at the forest floor in warm, temperate mixed forest. Hydrol. Processes 12, 2105-2114.
- Täumer, K., Stoffregen, H., Wessolek, G. (2005): Determination of repellency distribution using soil organic matter and water content. Geoderma 125, 107-115.
- Teepe, R., Dilling, H., Beese, F. (2003): Estimating water retention curves of forest soils from soil texture and bulk density. J. Plant Nutr. Soil Sci. 166, 111-119.
- Thakur, V., Sreedeeep, S., Singh, D. (2006): Laboratory Investigations on Extremely High

- Suction Measurements for Fine-grained soils. Geotechnical and Geological Engineering, Springer, Vol. 24, Nr. 3, 565-578.
- Thom, A. S. (1975): Momentum, mass and heat exchange of plant communities, in: J. L. Monteith (ed.): Vegetation and the atmosphere, Bd. 1, Academic Press, London.
- Tiktak, A., Bouten, W. (1992): Modeling soil water dynamics in a forested ecosystem. III: Model description and evaluation of discretization. Hydrol. Proc. 6, 455-465.
- Tiktak, A., Bouten, W. (1994): Soil water dynamics and long-term water balances of a Douglas fir stand in the Netherlands. J. Hydrol. 156, 265-283.
- Topp, G. C., Davis, J. L., Arman, A. P. (1982): Electromagnetic determination of soil water content using TDR: I. Applications to wetting fronts and steep gradients. Soil Sci. Soc. Am. J. 46: 627-678.
- UMS (2002): Datenblatt TDR-System TRIME®
- Van Dam, J. C., Wösten, J. H. M., Nemes, A. (1996): Unsaturated soil water movement in hysteretic and water repellent field soils. J. Hydrol. 184, 153-173.
- Van Genuchten, M. T. (1980): A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 44, 892-898.
- Van't Woudt, B. D. (1959): Particle coatings affecting the wettability of soils. J. Geophys. Res. 64, 263-267.
- Veldkamp, E., O'Brien, J. J. (2000): Calibration of a frequency domain reflectometry sensor for humid tropical soils of volcanic origin. Soil Sci. Soc. Am. J. 64, 1549-1553.
- Viney, N. R., Hatton, T. J. (1990): Modelling the effect of condensation on the moisture content of forest litter. Agricultural and Forest Meteorology 51, 51-62.
- Walczak, R. T., Moreno, F., Slawinski, C., Fernandez, E., Arrue, J. L. (2006): Modeling of soil water retention curve using soil solid phase parameters. J. Hydrol. 329 (3-4), 527-533.
- Wallis, M. G., Horne, D. J. (1992): Soil water repellency. Adv. Soil Sci. 20, 91-146.
- Wallis, M. G., Horne, D. J., McAuliffe, K. W. (1990): A study of water repellency and its amelioration in a yellow-brown sand: 1. Severity of water repellency and the effects of wetting and abrasion. N. Z. J. Agric. Res. 33, 139-144.
- Walsh, R. P. D., Voigt, P. J. (1977): Vegetation litter: an underestimated variable in hydrology and geomorphology. J. Biogeography 4, 253-274.
- Wilpert, K. von, Nell, U., Lukes, M., Schack-Kirchner, H. (1998): Genauigkeit von Bodenfeuchtemessungen mit „Time Domain-Reflectometrie“ und „Frequency Domain-

- Sensoren“ in heterogenen Waldböden. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 161, 179-185.
- Wilson, K. B., Hanson, P. J., Baldocchi, D. D. (2000): Factors controlling evaporation and energy partitioning beneath a deciduous forest over an annual cycle. *Agr. For. Meteorol.* 102, 83-103.
- Winston, P. W., Bates, D. H. (1960): Saturated solutions for the control of humidity in biological research. *Ecology* 41, 232-237.
- Wöllecke, B., Woche, S., Bachmann, J., Bens, O., Hüttl, R. F. (2003): Einfluss der organischen Bodensubstanz auf das Wasseraufnahmevermögen sandiger Böden bei unterschiedlicher Landnutzung. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 102, 153-154.
- Young, J. F. (1967): Humidity control in the laboratory using salt solutions - a review. *J. Appl. Chem.* 17, 241–245.
- Zanoelo, E. F. (2005): Equilibrium Moisture Isotherms for Mate Leaves. *Biosystems Engineering* 92 (4), 445-452.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich ganz herzlich den Menschen Dank sagen, die mich während der Anfertigung dieser Doktorarbeit auf unterschiedliche Weise unterstützt haben:

Prof. Matzner danke ich für dafür, dass ich an seinem Lehrstuhl Bodenökologie diese Arbeit anfertigen durfte und entsprechende Mittel zur Verfügung gestellt bekam. Seine stets nette, offene Art und seine Unterstützung auch in schwierigen Phasen der Arbeit werde ich in sehr guter Erinnerung behalten.

PD Dr. Werner Borken gilt mein besonderer Dank für die Betreuung der Arbeit am Lehrstuhl Bodenökologie, die konstruktive Kritik und die Hinweise darauf, was wissenschaftliches Arbeiten ausmacht.

Prof. Huwe danke ich für die Betreuung und die Unterstützung bei der Wasserhaushaltsmodellierung, seine Diskussionsbereitschaft sowie für die freundliche Einbeziehung in die Abteilung Bodenphysik und die Übernahme des Zweitgutachtens.

Bei Uwe Hell und Andreas Kolb bedanke ich mich in großem Maße für die kontinuierliche technische und moralische Unterstützung im Freiland und im Labor über den gesamten Zeitraum der Doktorarbeit.

Dank gilt der Elektronikwerkstatt der Universität Bayreuth unter Leitung von Herrn Thomas Braun für die immer einwandfreie und schnelle Anfertigung von Sonderwünschen

sowie Gerhard Müller für die elektrotechnische Beratung am BITÖK.

Gerhard Kufner gilt mein Dank für die Bereitstellung „seiner“ Werkstatt für die Herstellung der Lindenholzsensoren und für sonstige technische Unterstützung.

Prof. Walter Olbricht danke ich für die statistische Beratung,

Angelika Mergner und Iris Schmiedinger für die Beratung und Hilfe bei den bodenphysikalischen Analysen,

der Abteilung Klimatologie für die Bereitstellung meteorologischer Messparameter,

Dirk Gaul für die Bereitstellung von Daten zur Wurzelverteilung,

meinen Zimmerkolleginnen und Zimmerkollegen, mit denen die gemeinsame Arbeit sehr viel Spaß gemacht hat: Julia Lindenmair, Annette Prechtel, Renata Karpinska, Rita Süss, Christiane Gatzek und Thorsten Scheel

und den weiteren Mitstreitern während meiner Zeit am BITÖK: Guido Kossmann, Jen-How Huang, Kerstin Michel, Kerstin Schulze, Jan Muhr und Christina Bogner, die immer zu hilfreichen Diskussionen bereit waren.

PD Dr. Karsten Kalbitz, Ingeborg Vogler und Roland Blasek danke ich für deren stets hilfsbereite und freundliche Art, mit der sie mir in vielerlei Hinsicht Unterstützung gegeben haben.

Meinen Eltern danke ich für das stete Interesse am Fortgang der Arbeit, für ihre Unterstützung und ihr Vertrauen.

Katrin und Sina danke ich herzlich für das Verständnis, mit dem sie die freizeitraubende Arbeit begleitet haben, für die Motivation aber auch die nötige Ablenkung und besonders dafür, mir immer das gegeben zu haben, was das Allerwichtigste im Leben ist. Und Samuel danke ich dafür, dass er sich entschlossen hat, mir in der stressigen Endphase beizustehen und mich mit seinem Lachen ermutigte!

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

Ferner erkläre ich, dass ich anderweitig mit oder ohne Erfolg nicht versucht habe, diese Dissertation einzureichen. Ich habe keine gleichartige Doktorprüfung an einer anderen Hochschule endgültig nicht bestanden.

Bayreuth, 21.12.2007

Tobias Zuber