



MARTIN-LUTHER-UNIVERSITÄT
HALLE-WITTENBERG

Standörtliche Wasserhaushaltsgrößen
in der südsibirischen Kulunda-Steppe

Vergleichende Erhebung und Prüfung von Messdaten aus Lysimeter-
und Feldversuchen

Dissertation

zur Erlangung des

Doktorgrades der Geographie (Dr. rer. nat.)

an der

Naturwissenschaftlichen Fakultät III

– Agrar- und Ernährungswissenschaften, Geowissenschaften und Informatik –
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

vorgelegt am 21. März 2019,

verteidigt am 17. Juli 2020

von

Dipl. Geogr. Karl Eckart Stephan

geb. am 19.05.1979 in Leipzig

Gutachter:

Prof. Dr. Dr. h.c. Manfred Frühauf

Prof. Dr. habil. Carsten Lorz

Kurzfassung

Wasserflüsse an der Boden-Atmosphäre-Grenze sind von großer Relevanz für die Ertragsbildung im landwirtschaftlichen Pflanzenbau. Damit betreffen Fragestellungen zur nachhaltigen Pflanzenverfügbarkeit von Bodenwasser die Nahrungsmittelbereitstellung und sind entsprechend von zentraler Bedeutung. Insbesondere in semi-ariden Steppengebieten mit variabler Verteilung und geringen Jahressummen des Niederschlags kann die Kenntnis von Höhe und zeitlicher Verteilung der relevanten Flussraten von Ein- und Ausgangsgrößen des Landschaftswasserhaushalts zu effizienten Landnutzungskonzepten führen.

Die Kulunda-Steppe in Südwestsibirien ist eine dem Altai-Gebirge nördlich vorgelagerte Ebene, die aufgrund ihrer naturräumlichen Voraussetzungen innerhalb Russlands vergleichsweise gute Bedingungen für Ackerbau bietet. Mit der vorliegenden Arbeit sollen detaillierte Informationen zu bodenwasserhaushaltlichen Prozessen unter den klimatischen Bedingungen in diesem Teil der eurasischen Steppengebiete gegeben werden. Ziele sind i) die Quantifizierung der für den Pflanzenbau relevanten atmosphärischen und bodenhydrologischen Systemkomponenten des Wasserkreislaufs an einem Untersuchungsstandort in der südwestsibirischen Kulunda-Steppe (Niederschlag, tatsächliche Evapotranspiration sowie Kennwerte zum pflanzenverfügbaren Bodenwassergehalt) sowie ii) eine komparative Betrachtung dieser Größen in vier Bodenprofilen abhängig von der jeweiligen Bodenbedeckung. Abschließend sollen iii) diese punktförmig erhobenen Daten mit online vorliegenden langzeitlichen Datenreihen zum regionalen Klimageschehen verglichen und eingeordnet werden.

Dazu wurde ein komplexes Messnetz, bestehend aus zwei bodenhydrologischen Messplätzen auf einer Versuchsfeldanlage sowie einer Wetterstation und der ersten wägbaren Gravitations-Lysimeterstation Sibiriens errichtet und mehrjährig betrieben. Mit Hilfe des Messnetzes entstanden Datensätze, mit denen ein präzises Bild der bodenhydrologischen und meteorologischen Parameter in hoher zeitlicher Auflösung am Standort erstellt wurde und die zum vertiefenden Verständnis der bodenwasserhaushaltlichen Phänomene beitragen können. Die vorgestellten Ergebnisse dienen als Grundlage für weitere Untersuchungen und wasserhaushaltliche Messungen im Landschaftsraum Trockensteppe. Zusätzlich

wurden Klimainformationen des bestehenden WMO-Wetterstationsnetzes (Tageswerte für Lufttemperatur und Niederschlag) für die Region analysiert und auf die Daten des Messnetzes bezogen.

Folgende zentrale Ergebnisse der Untersuchungen zu verschiedenen landschaftswasserhaushaltlichen Größen konnten herausgestellt werden und korrespondieren mit Befunden aus Literatur und langjährigen Wetterstationsdaten der Region: Der Jahresniederschlag am Standort beträgt im mehrjährigen Mittel 350 mm, 60 % davon fallen in den Monaten Juli, August, Oktober und Mai. In den Sommermonaten kann von Taubildung in Höhe von etwa 0,3 mm/d und von tatsächlicher Evapotranspiration in Höhe von 0,8 mm/d ausgegangen werden. Die Berechnung der mittleren jährlichen Klimatischen Wasserbilanz ergab -137 mm.

Die Bodenwasserreserven in allen untersuchten Profilen werden im Zuge der Schneeschmelze stets rasch aufgefüllt, es kann zu völliger Aufsättigung und Sickerwasserverlagerung kommen. Im Verlauf des Junis nehmen die Bodenwassergehalte deutlich ab, im Spätsommer kann es zu mehrwöchigen Perioden mit Bodensaugspannungen im Bereich des Permanenten Welkepunkts und darüber hinaus kommen.

Grundsätzlich lässt sich anhand der Ergebnisse dieser Arbeit beweisen, dass der Bodenwasserhaushalt unter natürlicher Steppenvegetation ausgeglichener ist als unter landwirtschaftlicher Nutzung und vorwiegend durch pflanzliche Aufnahme kontrolliert wird. Im Oberboden ackerbaulich genutzter Böden unterliegen die bodenhydrologischen Parameter dem stärkeren Einfluss atmosphärischer Größen wie Niederschlag und Verdunstung, der Einfluss pflanzlichen Verbrauchs auf den Wasserhaushalt des Bodens ist deutlich geringer.

Abstract

Water fluxes at the soil-atmosphere boundary are of great relevance for agricultural crop production. Questions on the availability of soil water are relevant for food production security and, thus, are of central importance. Particularly in semi-arid steppe areas with variable distribution and small annual amounts of rainfall, the knowledge of the relevant flux rates of input and output variables of the landscape water budget can lead to efficient land use concepts.

The Kulunda steppe in South-Western Siberia is a plateau north of the Altai Mountains which, due to its natural conditions, offers comparatively good conditions for agriculture within Russia. The present work is intended to provide detailed information on soil hydrological processes under the climatic conditions in this part of the Eurasian steppe belt. The aims are i) a basic characterization of the occurrence of precipitation and actual evapotranspiration as well as ii) a comparative view of soil hydrological parameters in two lysimeter monoliths and two soil hydrological measurement stations under agricultural use.

For this purpose, measurements of the essential atmospheric and soil hydrological state variables were carried out at the investigation site Poluyamki in the South Siberian steppe. A complex measuring network, consisting of a weather station and two soil hydrological measuring stations on an agricultural test field facility, as well as the first weighing gravitation lysimeter station in Siberia, was installed and operated for several years. With the help of the measuring network, data sets were created which draw a precise picture of the soil hydrological and meteorological parameters in high resolution at the investigation site in order to contribute to a deepening understanding of the soil water balance phenomena. The presented results can serve as a basis for further studies on dry steppe soil hydrology. Furthermore, climatic information of the consisting WMO weather station network (daily values for air temperature and precipitation) were analyzed for the region and connected with the data of the soil-meteorological network.

The following central results of the investigations on hydrological-meteorological state variables, which are presented here, correspond with the reported information from literature and consisting data sets of the region: The annual precipitation at the site is 350 mm, of which 60 % fall in July, August, October and May. During the summer

months dew formation of about 0.3 mm/d and actual evapotranspiration of 0.8 mm/d can be assumed. The calculations of the annual climatic water balance lead to -137 mm.

The soil water reserves in all investigated profiles are quickly filled up in the course of snow melting events in spring, which can lead to complete saturation and seepage water transport. In June the soil water contents decrease significantly, while in late summer periods of high tension pressures close to the permanent wilting point may occur. Basically it can be shown with the help of the results of this work that the soil water content is more balanced under pristine steppe vegetation than under agricultural use and that it is controlled primarily by plant intake. In the upper soil of agriculturally used soils, the soil hydrological parameters are subject to the stronger atmospheric influence like precipitation and evapotranspiration. Here the influence of plant intake on soil water balance is clearly less.

Danksagung

Zum Gelingen und Fertigstellen dieser Arbeit haben verschiedene Menschen ihren Anteil geleistet, wofür ich ihnen sehr dankbar bin und dem hier Ausdruck verleihen möchte.

Zunächst gilt mein Dank Professor Manfred Frühauf, der als Leiter des KULUNDA-Projekts die infrastrukturellen Grundlagen für meine Untersuchungen legte, mir stets seine fachliche Expertise zur Verfügung stellte, auf eigene Art die soziale Komponente des wissenschaftlichen Miteinanders stützte und schließlich das Erstgutachten verfasste. Ebendo dankbar bin ich Prof. Carsten Lorz für die freundliche Erstellung seines Gutachtens.

Dr. Gerd Schmidt und Patrick Illiger möchte ich für den gemeinsamen Aufbau der bodenhydrologischen Messstationen und der Wetterstation danken, doch auch für die zahllosen Gespräche, den vielfältigen Austausch und die gemeinsam Besprechung von Gedanken zu verschiedensten fachlichen Detailfragen.

Frau Manuela Lagrange übernahm einen großen Teil der Korrekturarbeiten am Manuskript, Steffen Heinicke die Bestimmung der Steppenpflanzen auf dem Lysimeter, dafür herzlichen Dank. Den Angehörigen des landwirtschaftlichen Betriebs „Partnjour“ am Untersuchungsstandort Polujamki danke ich besonders herzlich für die umfangreiche Hilfe bei der Installation der Lysimeterstation und die gemütliche Unterbringung samt Verköstigung im Betrieb. Dank gebührt auch dem deutschen Bundesministerium für Bildung und Forschung sowie dem Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle für die Finanzierung der Untersuchungen.

Mein ganz besonderer Dank jedoch gilt an dieser Stelle meiner Frau Monique Heße, die mich während vieler schwerer Stunden mit ihrer immer wieder bezaubernden Art unterstützte, sich in kleinteilige Probleme der Arbeit hineindachte, mit mir diskutierte, sich mit größter Akribie der Korrektur des Manuskripts widmete, gleichzeitig für die Aufrechterhaltung der alltäglichen Lebensbasis sorgte und mir mit ihrer Liebe die bestmögliche Motivation für den Abschluss der Arbeit verschaffte. Nicht zuletzt danke ich meinen fantastischen Töchtern Chiara und Mareili dafür, dass sie mir stets mit ihrer Gegenwart verdeutlichten, welch tiefer Zweck mit der Fertigstellung der Arbeit verbunden ist.

Leipzig, im Februar 2019

Karl Eckart Stephan

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	II
Abstract	IV
Danksagung	VI
Inhaltsverzeichnis.....	VII
Abbildungsverzeichnis	X
Verzeichnis der Tabellen.....	XII
Verzeichnis der Gleichungen	XIII
Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole.....	XIII
1 Einleitung.....	1
2 Zielstellung und Hypothesen	5
3 Untersuchungsgebiet	8
4 Material und Methoden	12
4.1 Bodenhydrologisch-meteorologisches Messnetz Polujamki	12
4.1.1 <u>Übersicht</u>	12
4.1.2 <u>Wetterstation</u>	14
4.1.2.1 Installation am Untersuchungsstandort	14
4.1.2.2 Messprinzipien und Fehlerquellen	15
4.1.3 <u>Lysimeterstation</u>	17
4.1.3.1 Installation am Untersuchungsstandort	16
4.1.3.2 Grundlagen der Lysimetrie	21
4.1.3.3 Messprinzip der Niederschlags- und Verdunstungsmessung mit Lysimetern	22
4.1.3.4 Fehlerquellen in der Lysimetrie	24
4.1.4 <u>Bodenhydrologische Messstationen</u>	27
4.1.4.1 Installation am Untersuchungsstandort	27
4.1.4.2 Fehlerquellen	29
4.2 Berechnungsansätze	30
4.2.1 <u>Potenzielle Evapotranspiration</u>	30

4.2.2	<u>Klimatische Wasserbilanz</u>	33
4.2.3	<u>Sättigungsdampfdruck</u>	33
4.3	WMO-Wetterdaten des KULUNDA-Untersuchungsgebiets	35
5	Ergebnisse	36
5.1	Ergebnisse der Datenqualitätsprüfung	36
5.1.1	<u>Übersicht</u>	36
5.1.2	<u>Korrektur der Inkonsistenzen der Zeitachse</u>	37
5.1.3	<u>Korrektur der Werte des volumetrischen Bodenwassergehalts</u>	38
5.1.4	<u>Korrektur der Bodensaugspannungswerte</u>	40
5.1.5	<u>Korrektur der Wägedaten der Lysimeterstation</u>	42
5.1.5.1	Korrektur der Wägedaten bei Frost	44
5.1.5.2	Korrektur zeitlich isolierter Wertegruppen	46
5.1.6	<u>Validierung des bearbeiteten Wägedatensatzes</u>	48
5.1.7	<u>Umfang des Datensatzes nach der Datenqualitätsprüfung</u>	49
5.2	Ergebnisse des bodenhydrologisch-meteorologischen Messnetzes Polujamki	52
5.2.1	<u>Wetterstation</u>	52
5.2.1.1	Niederschlagsmesser nach Hellmann	52
5.2.1.2	Niederschlagsmesser WXT	55
5.2.2	<u>Lysimeterstation</u>	57
5.2.2.1	Niederschlag	57
5.2.2.1.1	Übereinstimmungen zwischen den Messreihen	57
5.2.2.1.2	Höhe und Verlauf	58
5.2.2.1.3	Messung von Tau	60
5.2.2.1.4	Fehlerpotenzial	63
5.2.2.2	Evapotranspiration	65
5.2.2.3	Volumetrischer Bodenwassergehalt	68
5.2.2.4	Bodensaugspannung	74
5.2.2.5	Bodentemperatur	76
5.2.3	<u>Bodenhydrologische Messstationen</u>	79
5.2.3.1	Volumetrischer Bodenwassergehalt	79
5.2.3.2	Bodensaugspannung	85
5.3	Ergebnisse der Berechnung der ET	88
5.4	Ergebnisse der Analyse der WMO-Wetterdaten	91

5.4.1	<u>Lufttemperatur</u>	91
5.4.2	<u>Niederschlag</u>	95
6	Fazit und Ausblick	99
7	Literaturverzeichnis	104
8	Anhang	i

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Hauptzielgebiet der Neulandaktion	2
Abbildung 2: Der Wasserkreislauf am Untersuchungsstandort.....	6
Abbildung 3: Standort der bodenwasserhaushaltlichen Untersuchungen in der Kulunda-Steppe innerhalb des Eurasischen Steppengürtels.....	9
Abbildung 4: Typisches Bodenprofil am Untersuchungsstandort Polujamki: Kalktschernosem.....	10
Abbildung 5: Bodenerosion in der Kulunda-Steppe.....	11
Abbildung 6: Anordnung der Messpunkte am Untersuchungsstandort.....	12
Abbildung 7: Schema des bodenhydrologisch-meteorologisches Messnetzes Polujamki	13
Abbildung 8: Methodische Konzeption der Datenerhebung, -korrektur und -verarbeitung	14
Abbildung 9: Wetterstation Polujamki bei Einbau im Herbst 2012	15
Abbildung 10: Schematische Darstellungen der N-Messgeräte.....	16
Abbildung 11: Lysimeterstation Polujamki nach Einbau im Sommer 2013	17
Abbildung 12: Prinzipskizze der Lysimeterstation Polujamki	18
Abbildung 13: Lage der bodenhydrologischen Messstationen in der landwirtschaftlichen Versuchsfeldanlage Polujamki	27
Abbildung 14: Bodenhydrologischer Messplatz auf der landwirtschaftlichen Versuchsfeldanlage Polujamki.....	28
Abbildung 15: Beispielbereich Rohdatensatz Lysimeterstation	37
Abbildung 16: Datenverfügbarkeit des bodenhydrologisch-meteorologischen Messnetzes Polujamki nach Anpassungen der Zeitachse.....	38
Abbildung 17: Datenverfügbarkeit des bodenhydrologisch-meteorologischen Messnetzes Polujamki nach Bereinigung von Werten des volumetrischen Bodenwassergehalts bei gleichzeitigen Bodentemperaturen < 0 °C	39
Abbildung 18: Effekte der Bearbeitung von Bodensaugspannungsdaten.....	41
Abbildung 19: Datenverfügbarkeit der Tensiometermessungen (Lysimeterstation) nach Datenqualitätsprüfung.....	42
Abbildung 20: Saatkrähen auf LYS1.....	43
Abbildung 21: Originaler Datensatz Lysimeterstation	45

Abbildung 22: Beispielbereich Datenreihenfragment (Originaler Datensatz Lysimeterstation) September 2014 mit Oszillationen und fehlender Kongruenz zwischen den Monolithen	46
Abbildung 23: Korrigierter Datensatz Lysimeterstation: Masse der Monolithe bei Anwendung des Datenbehandlungsverfahrens	48
Abbildung 24: Datenverfügbarkeit des bodenhydrologisch-meteorologischen Messnetzes	50
Abbildung 25: Monatliche Niederschlagssummen (N) Polujamki (HEL und WXT) .	53
Abbildung 26: Mittlere monatliche Anteile an der Jahresniederschlagssumme (HEL und WXT)	53
Abbildung 27: Tägliche Niederschlagssummen (N) Polujamki (HEL und WXT)	54
Abbildung 28: Stündliche Niederschlagssummen Polujamki (HEL und WXT)	55
Abbildung 29: Korrelation stündlicher Niederschlagswerte (LYS1, LYS2, HEL, WXT)	58
Abbildung 30: Kumulierte Niederschläge (LYS1, LYS2, HEL, WXT)	59
Abbildung 31: Viertägiger Gang von Monolithenmasse (LYS1), LT und relativer Luftfeuchte.....	61
Abbildung 32: Auftreten von Tau nach Magnus-Formel.....	63
Abbildung 33: Vitalitätsgrade der Vegetation auf LYS1 (l.)und LYS2 (r.) im Sommer 2015.....	65
Abbildung 34: Verdunstungsgeschehen 1.7. bis 31.8. 2015: ET_a LYS1, ET_a LYS2 und ET_0 , N (WXT), (Tageswerte).....	67
Abbildung 35: Verdunstungsgeschehen 12.8. bis 18.8. 2015: ET_a LYS1, ET_a LYS2 und ET_0	68
Abbildung 36: Volumetrischer Bodenwassergehalt (θ) und Bodensaugspannung (ψ); 30 cm; LYS1, LYS2	70
Abbildung 37: Volumetrischer Bodenwassergehalt (θ) und Bodensaugspannung (ψ); 50 cm; LYS1, LYS2	71
Abbildung 38: Volumetrischer Bodenwassergehalt (θ) und Bodensaugspannung (ψ); 120 cm; LYS1, LYS2.	72
Abbildung 39: Bodentemperaturen LYS1, LYS2.....	77
Abbildung 40: Bodentemperaturen DS, SOW.....	78
Abbildung 41: Volumetrischer Bodenwassergehalt (θ) und Bodensaugspannung (ψ); 30 cm; DS, SOW	80

Abbildung 42: Volumetrischer Bodenwassergehalt (θ) und Bodensaugspannung (ψ); 60 cm; DS, SOW	82
Abbildung 43: Volumetrischer Bodenwassergehalt (θ) und Bodensaugspannung (ψ); 120 cm; DS, SOW	83
Abbildung 44: Effekte des intensiven Schneeschmelzereignisses im Frühjahr 2015	87
Abbildung 45: Tägliche KWB 1.7. 2015 bis 31.8. 2015.....	89
Abbildung 46: Tägliche KWB 1.5. 2013 bis 31.3. 2016.....	90
Abbildung 47: Klimadiagramm der WMO-Wetterstation Volchikha.....	91
Abbildung 48: Langzeitliche Jahreswerte der Lufttemperatur	92
Abbildung 49: Lufttemperatur- und Niederschlagsentwicklung in Volchikha.....	93
Abbildung 50: Räumliche Verteilung der langzeitlichen mittleren Anzahl der Tage mit Lufttemperaturen $> 5\text{ }^{\circ}\text{C}$	95
Abbildung 51: Räumliche Verteilung der langzeitlichen mittleren Niederschlagssummen	97
Abbildung 52: Räumliche Verteilung der langzeitlichen mittleren Monatsniederschläge.....	98

Verzeichnis der Tabellen

Tabelle 1: Pedologische Parameter LYS1 und LYS2	19
Tabelle 2: Pedologische Parameter Versuchsfeld (DS und SOW)	29
Tabelle 3: Statistische Kenngrößen der vergleichenden Niederschlagsmessung (LYS1, LYS2, WXT, HEL).....	60
Tabelle 4: Statistische Kennwerte zum Verdunstungsgeschehen	66
Tabelle 5: Statistische Kennwerte der Bodentemperatur von Lysimeterstation und bodenhydrologischen Messstationen	76
Tabelle A: Spezifika der Datenerhebung im bodenhydrologisch-meteorologischen Messnetz Polujamki (Herstellerangaben)	i

Verzeichnis der Gleichungen

Gleichung 1: Berechnung der ET_0	29
Gleichung 2: Berechnung der Klimatischen Wasserbilanz	31
Gleichung 3: Berechnung des Sättigungsdampfdrucks der Luft (Magnus-Formel)	32

Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

(Abkürzungen innerhalb von Gleichung 1 können von dieser Aufstellung abweichen.)

Ap	Oberbodenhorizont (mit Pflugsohle)
Axh	Oberbodenhorizont (durchmischt, humos)
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
ca.	circa
cm	Zentimeter
cm ²	Quadratzentimeter
CSV	Comma Seperated Version
d	Tag
DS	Direktsaat-Ackerbaukonzeption
ET	Evapotranspiration
ET _a	Tatsächliche Evapotranspiration
etc.	et cetera
ET _{pot}	Potenzielle Evapotranspiration
ET ₀	Standardisierte potenzielle Evapotranspiration (FAO-56-Grasreferenzverdunstung)
FAO	United Nations Food and Agriculture Organization
FDR	Frequency Domain Reflectory
FK	Feldkapazität
GHCN	Global Historical Climatological Network
GOK	Geländeoberkante
GSM	Global System for Mobile Communication

h	Stunde
ha	Hektar
HEL	Niederschlagsmesser nach Hellmann
K	Kelvin
kg	Kilogramm
km	Kilometer
km ²	Quadratkilometer
kPa	Kilopascal
KWB	Klimatische Wasserbilanz
IC	Unterbodenhorizont (lockeres Ausgangsgestein)
LT	Lufttemperatur
m	Meter
m ²	Quadratmeter
MBÜ	Messbereichsüberschreitung
MF	Messfläche
min	Minute
Mio.	Million
ml	Milliliter
mm	Millimeter
mon	Monat
müNHN	Meter über Normalhöhennull
MV	Messvolumen
N	Niederschlag
nFK	Nutzbare Feldkapazität
NO	Nordosten
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PE-HD	Polyethylen mit hoher Dichte
pF	pF-Wert
PWP	Permanenter Welkepunkt
r _a	Aerodynamischer Verdunstungswiderstand
r _c	Bestandswiderstand
RF	Russländische Föderation
s	Sekunde
SOW	Sowjetische Ackerbaukonzeption

SW	Südwesten
t	Tonne
TDR	Time-Domain-Reflectory
u.a.	unter anderem
UGT	Umwelt-Geräte-Technik Müncheberg
UMP	Universal Moisture Probe
USA	Vereinigte Staaten von Amerika
W	Watt
WMO	World Meteorological Organization
WXT	Niederschlagsmesser WXT520
V	Volt
v.a.	vor allem
Vol.-%	Volumenprozent
°	Grad (Winkelangabe)
°C	Grad Celsius (Temperaturangabe)
Θ	Volumetrischer Wassergehalt
Ψ	Bodensaugspannung
%	Prozent
'	Bogenminute
∅	arithmetischer Mittelwert

1 Einleitung

Wasser spielt seit jeher eine zentrale Rolle in vielerlei Belangen des menschlichen Lebens: Als essentielles Lebenselement für alle Organismen, in Religionen und Mythen in Form von Flüssen oder Quellen, nicht zuletzt als Inbegriff des Ursprungs des Lebens. Für die Landwirtschaft, insbesondere in Trockengebieten, ist es ein essentieller und oft nur begrenzt verfügbarer Produktionsfaktor (Meinel 2002, TLL 2005, Lozán et al. 2007, Lischeid 2010). Pflanzenbaubetriebe können Einfluss auf das pflanzenverfügbare Bodenwasser über den Kulturzustand des Bodens und die Ackerbaukonzeption nehmen (Brye et al. 2000, Meinel 2002, Bormann et al. 2008). Konservierende Bodenbearbeitungsverfahren mit möglichst wenigen Überfahrten, möglichst geringer Bodenbewegung und Bedeckung des Oberbodens durch abgestorbene Vegetationsbestandteile (Mulchen) gelten insbesondere in Trockengebieten als geeignet, die Bodenfeuchte effizienter als konventionelle Verfahren vor unproduktiver Verdunstung zu schützen. Weiterhin können sie beitragen, die Drainage- und Retentionsfähigkeit des Bodens zu verbessern, die unproduktive Evaporation besser zu kontrollieren, die Austräge von Nährstoffen ins Grundwasser zu reduzieren, Oberflächenabfluss zu mindern sowie Bodenstruktur und Bodenleben zu fördern, schließlich die Erosion zu reduzieren und Treibstoffe wie Arbeitskräfte zu sparen (Grevers et al. 1986, Larney et al. 1995, Lyon et al. 1998, Köller et al. 2001, Feng et al. 2003, SLL 2003, Lütke Entrup et al. 2003, Holland 2004, Bens et al. 2006, Chervet et al. 2006, Frühauf et al. 2006, Lal et al. 2007, Machulla et al. 2007, Sturny et al. 2007, Strudley et al. 2008, Hofmann 2009, Abid et al. 2009, Armand 2009, Bischoff 2011, Dammann et al. 2011, Lafond et al. 2011, Schwen et al. 2011).

Den qualitativ hochwertigen Böden der temperierten Grasländer Nordamerikas und Eurasiens mit teilweise extremen Klimaten kommt angesichts steigender Weltbevölkerung und damit verbundenen Fragen der Nahrungsmittelbereitstellung eine große Bedeutung zu (Byrnes et al. 1998, Pimentel et al. 1999, Alcamo et al. 2007, Dronin et al. 2011, Lioubimtseva et al. 2012, Lioubimtseva 2013, Gong et al. 2013, Ursu et al. 2014). Trotz klimatischer Extrema wie winterlicher Kälte und sommerlicher Trockenheit gilt die Kulunda-Steppe in Südwestsibirien als eine der Regionen mit den besten Anbaubedingungen zwischen Ural und Pazifik. Die Region

wurde zu einem Zentrum der sogenannten „Neulandaktion“ bzw. „Zelina“, im Zuge derer 6,2 Mio. ha Steppe und Altbrachen zu neuem Ackerland umgebrochen wurden. Diese Kampagne war eine der größten und schnellsten anthropogenen Landnutzungs-Konversionsmaßnahmen weltweit: In allen südsowjetischen Steppengebieten wurden in den 1950er und 1960er Jahren im Interesse der Vergrößerung der Getreideproduktion 41,8 Mio. ha neues Ackerland geschaffen (Abbildung 1), so dass zwischen 1953 und 1961 die gesamtsowjetische Anbaufläche um ein Drittel vergrößert und das „Neuland“ mit mehr als 300 000 Neueinwohnern besiedelt wurde (Anonymous 1954, Jackson 1956, Eule 1962, McCauley et al. 1978, Chibilyov 2000, Frühauf et al. 2006).

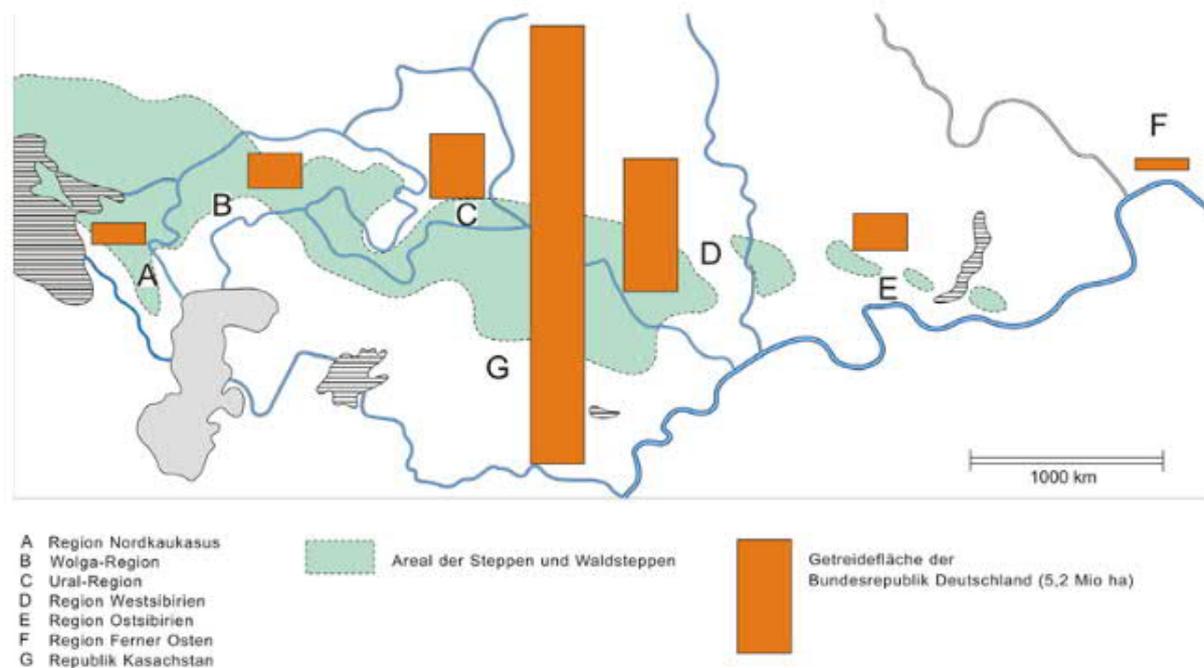


Abbildung 1: Hauptzielgebiet der Neulandaktion

(aus Frühauf et al. 2014)

Bereits im Vorfeld der „Zelina“ gab es Zweifel an der Durchführbarkeit, die Ackerfläche in die Trockengebiete auszuweiten mit Hinweis auf die sibirische Kontinentalität insbesondere mit den geringen und dispers verteilten Niederschlägen (Timoshenko et al. 1933, Jackson 1956). Nach anfänglichen Erfolgen, infolge derer auch wenig geeignete Böden umgebrochen wurden, führten Winderosionsschäden auf bis zu einem Drittel der Neulandfläche, aber auch schlechte Lebens-, Versorgungs- und Verkehrsbedingungen sowie fehlende Lagermöglichkeiten für das

Erntegut bereits nach kurzer Zeit zu substantziellen Ertragseinbußen (Anonymous 1954, Jackson 1956, McCauley et al. 1978). Bis heute wird in der russischen Föderationseinheit *Altaiskij Kraj* auf etwa 12,5 Mio. ha landwirtschaftlich nutzbarer Fläche vorwiegend Getreide mit einem mittleren Ertrag von 0,9 t/ha produziert. Im Vergleich aller 85 russischen Föderationssubjekte liegt die Region bei der Produktion landwirtschaftlicher Erzeugnisse auf Rang acht, innerhalb des osturalischen Teils der RF an erster von 22 Stellen, und gehört damit aktuell und entsprechend der Regionalentwicklungsstrategie auch zukünftig zu den wichtigsten Getreideproduzenten Russlands (Wein 1999, Altrichter 2002, Golubev et al. 2004, Meyer et al. 2008, www.gks.ru).

Die landwirtschaftliche Produktion in der Kulunda-Steppe ist infolge der klimatischen Bedingungen, insbesondere der sommerlichen Trockenheit, mit großen Herausforderungen konfrontiert. Geringer N und zusätzliche Dürren erschweren den meist ohne Bewässerung praktizierten Ackerbau, Schneeschmelzwässer fließen vielfach oberflächlich ab und tragen nur wenig zur Auffüllung des Bodenwasserspeichers bei (Chibilyov 2000, Kovaleva et al. 2001, Smelansky 2003, Golubev et al. 2004). Diese Bedingungen erfordern Anpassungsmaßnahmen der Landwirtschaft, ohne die es zu erhöhtem Oberflächenabfluss, geringerer Grundwasserneubildung, Humusverlusten und Abnahme der biologischen Aktivität kommen kann. Genaue Informationen zu veränderlichen Größen des Boden- und Landschaftswasserhaushaltes sind insbesondere in kontinentalen Trockengebieten von großer Bedeutung für landwirtschaftliche Erträge und Betriebsabläufe. Hierfür ist speziell die Kenntnis von Grundwasserneubildungsraten, von ET_a und von der Speicheränderung des Bodenkörpers erforderlich (Sakamoto et al. 1980, Iijima et al. 2008).

Im Rahmen des BMBF-Verbundprojekts KULUNDA (Frühauf et al. 2013, www.kulunda.eu) fanden zwischen 2011 und 2017 vielfältige interdisziplinäre Forschungen zu langfristigen Folgen der Konversionsmaßnahme *Zelina* und zur nachhaltigen Landnutzung in den südwestsibirischen Steppengebieten statt. Ein Forschungsschwerpunkt fokussierte die bodenwasserhaushaltlichen Verhältnisse am

Untersuchungsstandort Polujamki. Dazu wurden im Südwesten des Projektuntersuchungsgebiets im *Michailowskij Rayon* etwa 550 km südwestlich von Nowosibirsk mehrjährige Messungen der relevanten Größen des standörtlichen Wasserhaushalts durchgeführt. Hierin ist die vorliegende Arbeit eingebunden.

2 Zielstellung und Hypothesen

Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine Charakterisierung der vertikalen Wasserbewegungen in Böden von Steppengebieten. Sie konzentriert sich auf die wasserhaushaltlichen Spezifika von Kalktschernosemen unter den regionalen klimatischen Bedingungen mit Berücksichtigung der jeweiligen Nutzungsgeschichte der untersuchten Böden. Im Fokus der Untersuchungen steht der Einfluss verschiedener Gestaltungen der Geländeoberfläche auf wasserhaushaltliche Prozesse im darunter liegenden Bodenprofil. Es werden direkt erhobene Messwerte zur bodenwasserhaushaltlichen Dynamik eines ungenutzten Steppenbodens im Vergleich zu langjährig ackerbaulich bearbeiteten Böden präsentiert und anhand lokaler wie regionaler Datenreihen zu klimatischen Rahmenparametern eingeordnet. Die generierten Datensätze zur bodenwasserhaushaltlichen Dynamik sollen mit Daten einer assoziierten Wetterstation in Beziehung gesetzt werden. Die Messwerte sollen einerseits den aktuellen pedohydrologisch-meteorologischen Zustand im Untersuchungsgebiet beschreiben und andererseits Auskunft über Veränderungen des Bodenwasserhaushalts unter dem Einfluss verschiedener Pflanzenbaukonzepte geben. Große Bedeutung hat hierbei die Prüfung der Datenreihen auf Kohärenz, Plausibilität und Verwendbarkeit, so dass einerseits die Qualität der eigenen Messungen geprüft wird und andererseits die Vergleichbarkeit mit anderen Datenreihen gewährleistet ist.

Zunächst sollen Messwerte einer wägbaren Gravitations-Lysimeterstation am Untersuchungsstandort Polujamki präsentiert und quantitativ eingeordnet werden. In einem weiteren Schritt werden die punktförmig erhobenen Messwerte vom Untersuchungsstandort auf größere Raumeinheiten bezogen. So sollen die mit hoher Präzision erhobenen Werte der Lysimeterstation in Beziehung zu wasserhaushaltlichen Datenreihen gesetzt werden, die mit bodenhydrologischen Messplätzen im Abstand von 15 km von der Lysimeterstation gemessen wurden. Abschließend dienen langjährige Erhebungen der klimatischen Parameter N und LT, die mit den Wetterstationen des offiziellen WMO-Messnetzes im westlichen Teil des *Altaiskij Kraj* durchgeführt wurden, einem Abgleich der eigenen Lokaldaten und ermöglichen einerseits eine Validierung dieser Daten und andererseits eine

räumliche Extrapolation der Werte aus Polujamki auf die regionale Ebene. Die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit setzen an den Speichermedien Atmosphäre und Boden und an den Ausgleichsbewegungen des standörtlichen Wasserkreislaufs an (Abbildung 2).

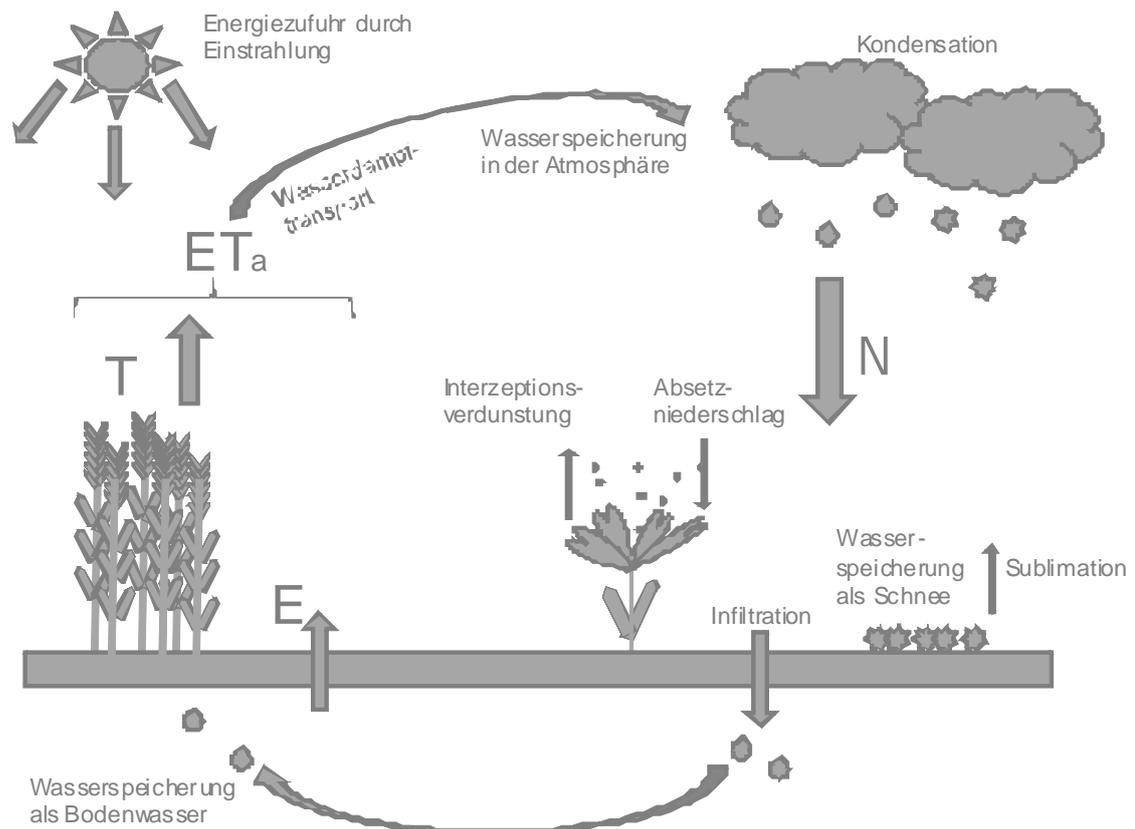


Abbildung 2: Der Wasserkreislauf am Untersuchungsstandort
(verändert nach water.usgs.gov)

Mithilfe der Daten soll versucht werden, die folgenden Hypothesen zum Bodenwasserhaushalt an diesem Trockenstandort zu prüfen. Sie wurden in Hinblick auf methodische Spezifika von automatischen Erfassungsstationen sowie landwirtschaftlich relevante Wasserbewegungen in der Trockensteppe ausgewählt.

1. Daten von automatischen Messstationen können die bodenhydrologisch-meteorologische Situation am Untersuchungsstandort eindeutig abbilden.
2. Die N-Messungen mit wägbaren Lysimetern ergeben höhere Werte als die Messungen mit konventionellen Geräten.
3. Die ET_a übersteigt die im gleichen Messzeitraum auftretende N-Summe.
4. Der volumetrische Bodenwassergehalt liegt höher, je geringer die Bodenbearbeitungsintensität ist.
5. Der volumetrische Bodenwassergehalt unter quasi-natürlicher Steppenvegetation ist höher als unter ackerbaulicher Nutzung.
6. Die Bodensaugspannung liegt im Hochsommer oft in der Nähe des Permanenten Welkepunkts.
7. Taubildung trägt relevante Mengen zum Landschaftswasserhaushalt bei.

3 Untersuchungsgebiet

Der Begriff „Steppe“ beschreibt den zonalen Landschaftstyp der trockenen Mittelbreiten, der sich durch Semiaridität und starke klimatische Variabilität (unregelmäßig verteilte Jahresniederschläge von 250 bis 500 mm mit sommerlichem Maximum sowie große interannuelle Temperaturamplituden bis 80 K), grasdominierte Vegetation, geringes Relief und feinkörnige, fruchtbare Böden aus karbonathaltigem Lockermaterial auszeichnet (Wein 1999, Chibilyov 2000, Kovaleva et al. 2001, Hornetz et al. 2003). Das Gesamtbiom „Eurasische Steppe“ erstreckt sich auf etwa 7 000 km von Osteuropa bis in die östliche Mongolei, seine Nord-Süd-Ausdehnung umfasst etwa 2 000 km und stellt das Bindeglied zwischen borealem Wald und temperierter Wüste dar (Wein 1999, De Vries et al. 2003, Smelansky 2003, Schultz 2008). Der nördliche Steppenrand an der Grenze zwischen ariden und humiden Verhältnissen ist von der Konkurrenz zwischen Gräsern und Wald bestimmt, am südlichen Rand führen geringe Niederschläge zum Übergang in die Halbwüste (Dulamsuren et al. 2008). In dieser baumarmen Landschaft treten potentiell natürlich bodenwühlende Nagetiere und migrierende Großsäuger sowie eine große Vielfalt krautiger, trockenheits- und kälteresistenten Pflanzen mit vorwiegend unterirdischer und auf das Frühjahr konzentrierter Phytomasseproduktion auf (Standort v.a. von *poaceae* (Süßgräsern), *cyperaceae* (Sauergrasgewächsen) und *alliaceae* (Lauchgewächsen)) (Wein 1999, Chibilyov 2000, Smelansky 2003).

Die Kulunda-Steppe (Abbildung 3) im Süden des Westsibirischen Tieflands umfasst auf Höhen von 90 bis 300 m üNN eine Fläche von etwa 100 000 km² zu kleinerem Teil auf kasachischem Territorium und zu größerem Teil im Westen der russischen Föderationseinheit *Altaiskij Kraj*. Im Norden geht sie an der Grenze zur *Oblast* Novosibirsk in die feuchtere und kühlere Baraba-Steppe über, im Osten und Westen wird sie durch die Flussläufe von Ob' und Irtysh begrenzt und im Süden umfasst sie die flachen nördlichen und westlichen Ausläufer des Altai-Gebirges (Kovaleva et al. 2001, Meinel 2002, Meyer et al. 2008).



Abbildung 3: Standort der bodenwasserhaushaltlichen Untersuchungen in der Kulunda-Steppe (große Karte) innerhalb des Eurasischen Steppengürtels (markierte Bereiche in der kleinen Karte)

(verändert nach de.wikipedia.org)

Die im Untersuchungsgebiet weit verbreiteten Tschernoseme (Abbildung 4), die typischen zonalen Böden der gemäßigten Steppen, gelten wegen ihrer hervorragenden pedologischen Eigenschaften (hohe Kationenaustauschkapazität, hohe Wasserspeicherkapazität und Durchlüftung) als ausgesprochen fruchtbare Böden.

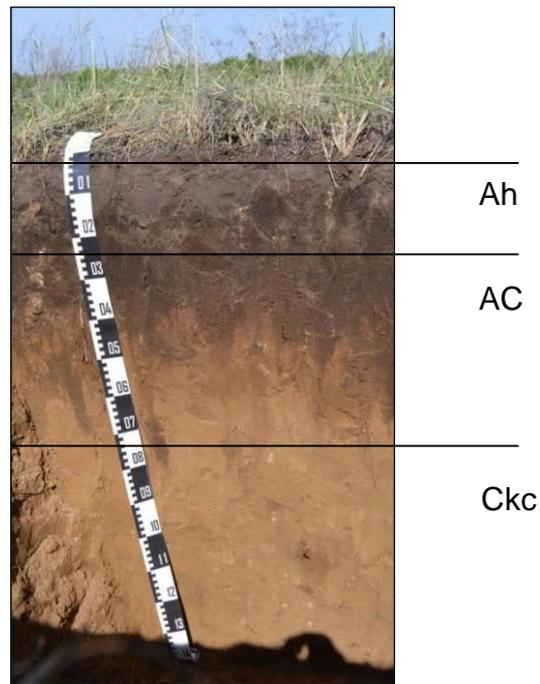


Abbildung 4: Typisches Bodenprofil am Untersuchungsstandort Polujamki: Kalktschernosem

(Foto: Eisold 2015)

Sie entstehen in gering reliefierten Landschaften mit grasdominierter Steppenvegetation (*Stipa-Festuca*-Vergesellschaftungen) bei Jahresniederschlägen zwischen 250 bis 450 mm aus pleistozänem kalkhaltigem Löss. Langsame Mineralisierung der abgestorbenen Pflanzenteile während des trockenen Sommers und des kalten Winters sowie wühlende Tätigkeit von Bodenlebewesen führen zur Bildung des typischen Profils: Ein Übergangshorizont mit Spuren intensiver Bioturbation, den charakteristischen Krotowinen (verfüllte Gänge von bodenwühlendem Edaphon), trennt dabei den dunkelbraunen bis schwarzen *mollic horizon* (Oberboden mit Mächtigkeiten meist bei 40 bis 150 cm, in Extremfällen bei 25 bis 200 cm, hohe Humusanteile bei 2 bis 15 %, nährstoffreich, hohe Basensättigung) vom weitgehend unbeeinflussten Ausgangsgestein (brauner bis zimtfarbener *cambic* oder *argic horizon* mit sekundären karbonatischen faden-, flecken- oder knollenförmigen Ausfällungen an der hydraulischen Wasserscheide von primär im gesamten Profil vorhandenem Kalziumkarbonat), so dass ein zweigliedriges Profil mit Mischhorizont entsteht: Ap/Axh/IC (Devyatova et al. 2005, Verba et al. 2006, Blume et al. 2010, FAO 2015). Alle im Zuge dieser Arbeit untersuchten Bodenprofile wurden nach FAO (2015) als *kastanozem*, nach AG Boden (2015) als Kalktschernosem klassifiziert.

Bei termingerechter und angepasster Bearbeitung können auf Tschernosem-Standorten hohe Erträge erzielt werden, wenn auch wegen zeitweise geringem Bodenwassergehalt Kulturen mit geringem Wasseranspruch gewählt werden sollten. Gleichzeitig ist die Erodibilität aufgrund des hohen Schluffanteils hoch und Degradationserscheinungen wie Kompaktion, Krumenaufhellung, Reduktion der Aggregatstabilität, Oberbodenabtrag oder Runsenbildung können zum völligen Verlust ackerbaulicher Nutzbarkeit führen (Øy garden 1997, Kovaleva et al. 2001, Burlakova 2005, Bezuglova et al. 2006, Smirnova et al. 2006, Verba et al. 2006, Alletto 2009, FAO 2015).

In der Kulunda-Steppe besteht in der Zeit fehlender Vegetationsbedeckung, insbesondere im Frühjahr nach dem Verlust des Erosionsschutzes durch Schnee oder abgefrorene Vorgängerkulturen, ein gesteigertes Erosionsrisiko (Abbildung 5) durch Deflation und Oberflächenabfluss (Meinel 2002). Wind, zeitweilige Aridität, das geringe Relief, die vorherrschende Bodenart und fehlende bzw. ungenügende Gegenmaßnahmen begünstigen äolische Abtragungsprozesse. Fluviale Rinnen-Erosionsformen entstehen bei ausreichendem Relief und entsprechenden Wassermengen unter dem Einfluss der Schneeschmelze, die nicht in den noch gefrorenen Untergrund infiltrieren können (Meinel 2002, Ollesch et al. 2008). Diese Bedingungen erfordern Anpassungsmaßnahmen der Landwirtschaft, ohne die es zu erhöhtem Oberflächenabfluss, geringerer Grundwasserneubildung, Humusverlust und Abnahme der biologischen Aktivität kommen kann.



Abbildung 5: Bodenerosion in der Kulunda-Steppe
Rechts: Folgen aquatischer Erosion nach Schneeschmelze
Links: Deflation von Oberbodenmaterial

(Fotos: Stephan 2015, Meinel 2011)

4 Material und Methoden

4.1 Bodenhydrologisch-meteorologisches Messnetz Polujamki

4.1.1 Übersicht

Zur Charakterisierung der Systemkomponenten des standörtlichen Wasserhaushalts am Untersuchungsstandort Polujamki wurde ein bodenhydrologisch-meteorologisches Messnetz installiert und mehrjährig betrieben. Es besteht aus einer automatischen Wetterstation, einer wägbaren Gravitations-Lysimeterstation mit zwei Bodenmonolithen sowie zwei bodenhydrologischen Messplätzen auf einer landwirtschaftlichen Versuchsfeldanlage. Die Anordnung der Messpunkte am Untersuchungsstandort ist in Abbildung 6 dargestellt, ein Schema der Messgeräte und der erfassten Parameter zeigt Abbildung 7. Technische Spezifika der Messgeräte werden in Tabelle A im Anhang zusammengefasst.

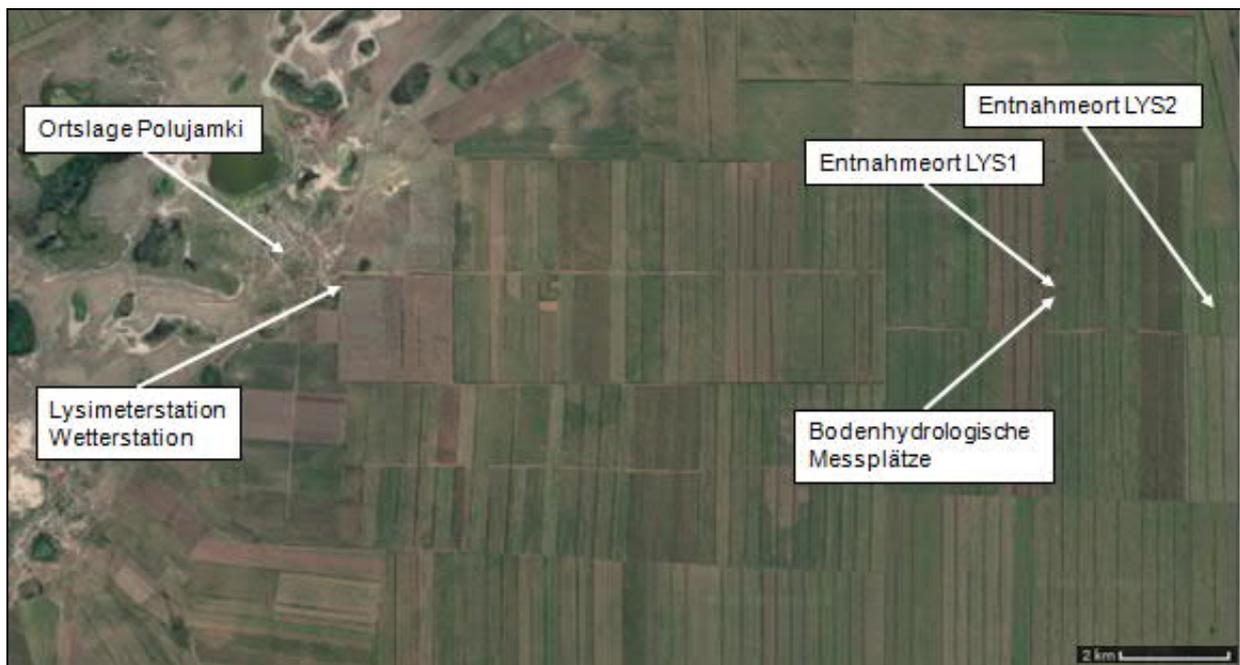


Abbildung 6: Anordnung der Messpunkte am Untersuchungsstandort

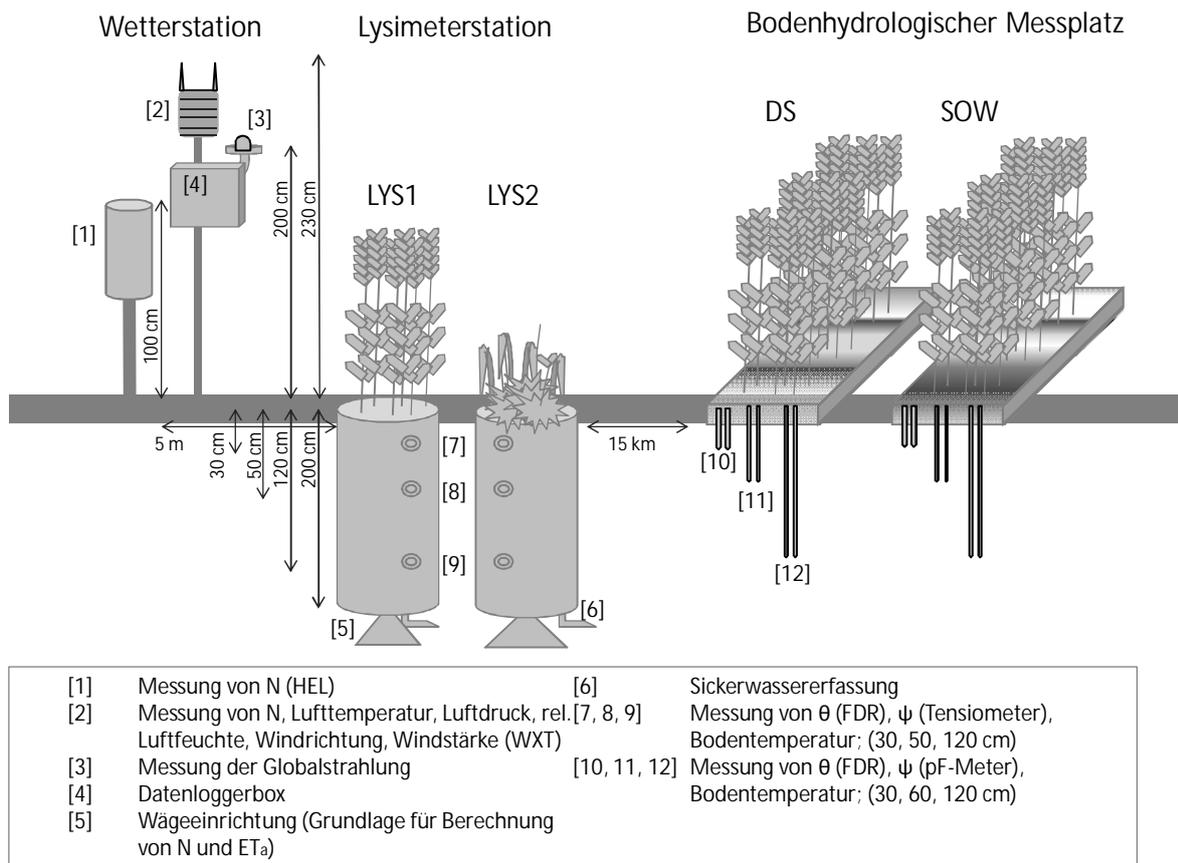


Abbildung 7: Schema des bodenhydrologisch-meteorologischen Messnetzes Polujamki

Drei Schwerpunkte wurden bei den Messungen in den Vordergrund gestellt:

1. Es fand eine vierfache, parallele Messung des standörtlichen N statt. Dazu wurden die Wetterstation mit zwei N-Erfassungssystemen ausgerüstet sowie die Lysimeterstation installiert. Die Lysimeterversuche dienen der präzisen Erfassung von N, v.a. aber von ET_a und Tau unter den lokalen klimatischen Bedingungen auf Niveau der GOK.
2. Weiterhin wurden mit der Lysimeterstation volumetrischer Bodenwassergehalt, Bodensaugspannung und Bodentemperatur gemessen.
3. Volumetrischer Bodenwassergehalt, Bodensaugspannung und Bodentemperatur wurden zusätzlich auf der Versuchsfeldanlage mit den bodenhydrologischen Messplätzen unter dem Einfluss verschiedener Ackerbaukonzeptionen messtechnisch erfasst.

Zunächst wurde eine Qualitätsprüfung der erhobenen Datenreihen durchgeführt und im Anschluss die Ergebnisse der daraus resultierenden korrigierten Datenreihen aufeinander bezogen betrachtet. Aus Abbildung 8 erschließt sich der methodische Ansatz der Datenerhebung.

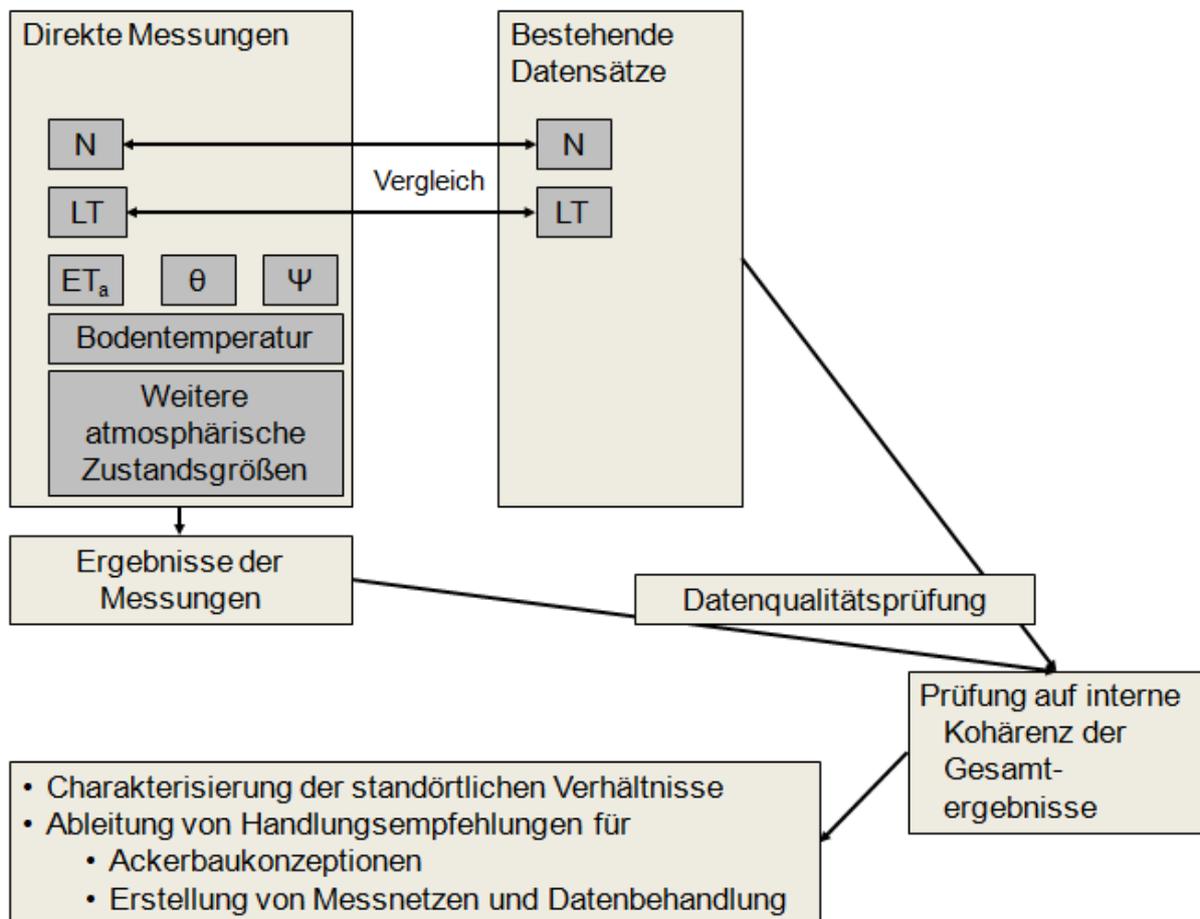


Abbildung 8: Methodische Konzeption der Datenerhebung, -korrektur und -verarbeitung

4.1.2 Wetterstation

4.1.2.1 Installation am Untersuchungsstandort

Auf dem Maschinenhof des Partnerbetriebs wurde im Herbst 2012 eine Wetterstation (Abbildung 9) in freier Lage errichtet (Koordinaten 52,065994, 79,713112; 150 müNHN). Mit dieser Station werden seit dem 19.9. 2012 verschiedene atmosphärische Zustandsgrößen gemessen. In die Wetterstation wurde zunächst ein

N-Erfassungssystem nach Hellmann (HEL) integriert. Weiterhin dient der Multisensor WXT520 (WXT) der Messung von LT, Luftdruck, relativer Luftfeuchte, Windrichtung und Windgeschwindigkeit. Darüberhinaus wird mit WXT eine weitere N-Messung durchgeführt. Schließlich wird die Globalstrahlung mit einem Pyranometer gemessen. In der zentralen Loggereinheit werden die erfassten Daten zusammengeführt, gespeichert und anschließend über eine USB-Schnittstelle ausgelesen.



Abbildung 9: Wetterstation Polujamki bei Einbau im Herbst 2012

Links: Gesamte Station

Rechts oben: Pyranometer

Rechts unten: Multisensor WXT520

(Fotos: Stephan 2012)

4.1.2.2 Messprinzipien und Fehlerquellen

Mit dem N-Erfassungsgerät HEL wird der flüssige N und dank eines Beheizungssystems auch das Wasseräquivalent des festen N gemessen (Metallbehälter; mengenmäßige Erfassung per Kippwaage; Flächeninhalt der

Messöffnung 200 cm²; Aufstellhöhe 1 m über GOK) (Richter 1995, Sevruk 1996, Ciach 2002, Molini et al. 2005). Flüssiger N wird anhand der kinetischen Energie auftreffender Regentropfen auf eine piezoelektronische Membran des Multisensors WXT gemessen (Salmi et al. 2005) (Abbildung 10).

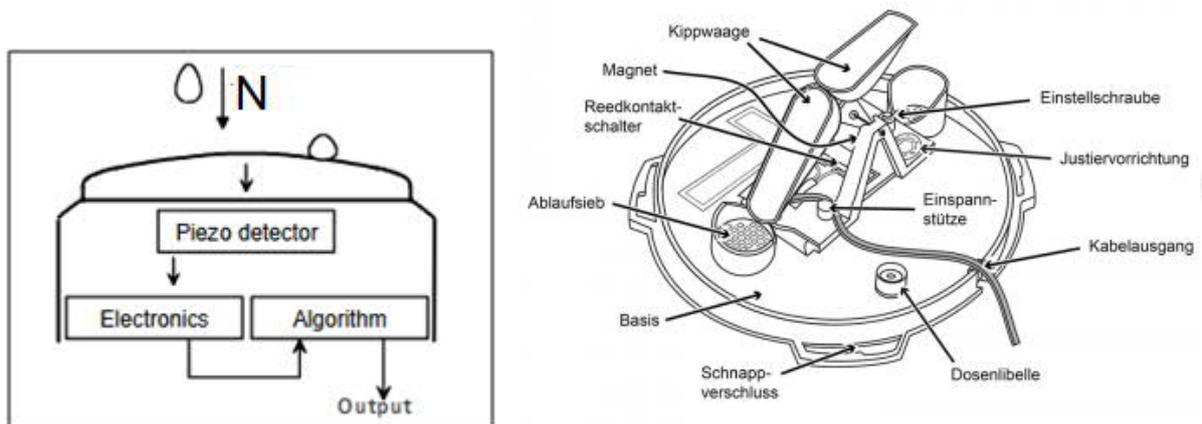


Abbildung 10: Schematische Darstellungen der N-Messgeräte
 Links: Piezoelektrischer N-Sensor (WXT)
 Rechts: Kippwaage (HEL)

(verändert nach Salmi et al. 2005 und www.th-friedrichs.de)

Die N-Erfassung durch HEL ist den bekannten Effekten der Winddrift in 1 m Messhöhe, Verdunstung von Benetzungswasser an der Oberfläche des Messzylinders und anderen typischen Messfehlern unterworfen. Infolgedessen treten N-Unterschätzungen auf, deren Größenordnung für Deutschland meist um 10 % liegen, diesen Wert aber in Einzelfällen deutlich übertreffen können (Günther 1986, Disse 1995, Dyck et al. 1995, Richter 1995, Førlund et al. 2000, Haferkorn 2001, Gritsch et al. 2011, Evett et al. 2012, Nolz et al. 2014). Hinzu kommen weitere Fehlerquellen wie Stromausfälle, störende Einflüsse von Tieren oder Passanten und technische Unzulänglichkeiten wie mangelnde Bewältigungskapazität der Kippwaage von anfallenden Wassermengen bei Starkniederschlagsereignissen etc. (Vischer et al. 1975, Richter 1995, BfG 2003).

4.1.3 Lysimeterstation

4.1.3.1 Installation am Untersuchungsstandort

Die transportable, wägbare Gravitations-Lysimeterstation wurde im Sommer 2013 auf dem Gelände des Partnerbetriebs (Koordinaten 52,065945; 79,713264; Höhe 138 müNHN) installiert (Abbildung 11). Messungen finden seit dem 21.8. 2013 eingeschränkt kontinuierlich statt.

Die Entnahmeorte der zwei Monolithe sind dahingehend ausgewählt, dass vergleichende Betrachtungen der Bodenwasserdynamik von einerseits natürlichen, ungestörten Böden und andererseits der Verhältnisse nach langfristiger ackerbaulicher Nutzung möglich sind. Es wurden in beiden Fällen weitgehend identische Böden 15 km östlich des Stationsstandorts ungestört gewonnen, die bei gleicher Genese verschiedener Nutzung während der letzten Jahrzehnte unterlegen hatten. Zwischen dem Gewinnungsort des ersten Bodenmonoliths (LYS1) und dem Standort der bodenhydrologischen Messplätze besteht ein Abstand von 100 m, um weitgehend identische pedologische Messbedingungen zu gewährleisten. Somit können die Profile der Lysimeter-Monolithe als Teilmenge der Bodenverhältnisse am Standort der bodenhydrologischen Messplätze betrachtet werden.



Abbildung 11: Lysimeterstation Polujamki nach Einbau im Sommer 2013
(mit teilweise ausgefahrenen Schneeschneidringen)

Links: LYS1 mit Sommerweizenbestand

Rechts: LYS2 mit quasi-natürlicher Steppenvegetation

(Foto: Stephan 2013)

Der erste Monolith (LYS1) stammt aus einem ackerbaulich genutzten Schlag und wird entsprechend einer lokal üblichen Fruchtfolge (Sommerweizen (2013) – Ackererbse (2014) – Sommerweizen (2015) – Schwarzbrache (2016)) bewirtschaftet. Das Bodenprofil entspricht jenen der bodenhydrologischen Messfelder.

Der zweite Monolith (LYS2) wurde aus einem ackerbaulich ungenutzten Windschutzstreifen mit quasi-natürlicher Steppenvegetation (*Stipa pennata*, *Carex spec.*, *Koeleria christata*) in etwa zwei km Entfernung zum Gewinnungsort von LYS1 entnommen. Er repräsentiert einen ungestörten Boden der südlichen Kulunda-Steppe.

In Abbildung 12 sind Funktionsprinzip der Lysimeterstation Polujamki und die eingebaute Sensorik dargestellt. Tabelle 1 gibt einen Überblick über die pedologischen Spezifika der untersuchten Böden.

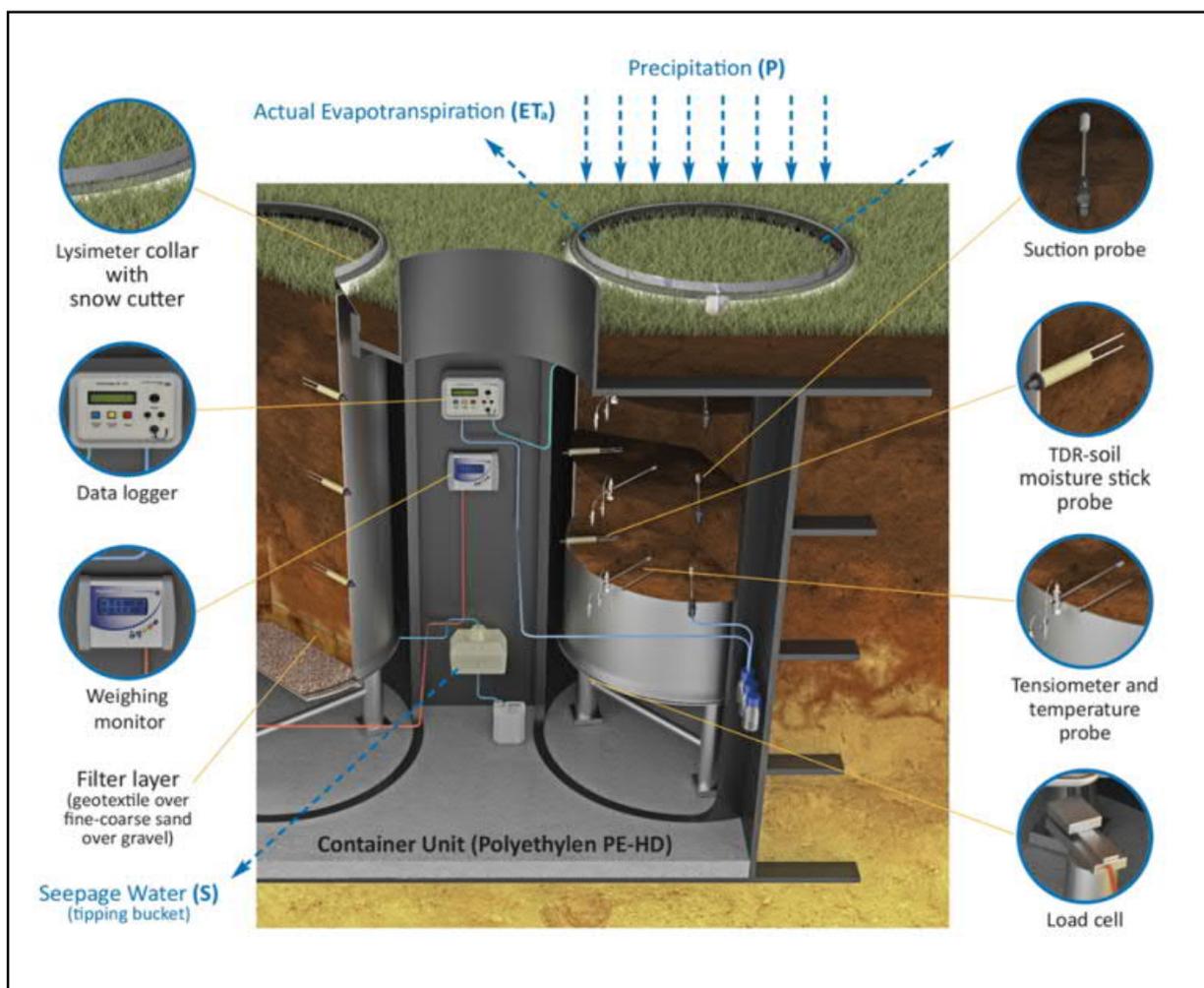


Abbildung 12: Prinzipskizze der Lysimeterstation Polujamki
(Balykin et al. 2016)

Tabelle 1: Pedologische Parameter LYS1 und LYS2

(Bodenansprache nach AG Boden 1996)

Gewinnungsort LYS1				
Position	52,066795; 79,90751652			
Höhe	142 müNHN			
Neigung/ Exposition	> 1°			
Nutzung	Konventionelle landwirtschaftliche Nutzung (Sommerweizen)			
Horizont	Ah	AC	Ckc	IC
Untere Grenze (cm)	25	50	70	120+
Bodenart	SLSi (Uls)	SLSi (Uls)	SiL (Lu)	LS (SI4)
Bodentyp	Kalktschernosem			
Gewinnungsort LYS2				
Position	52,063824; 79,931068			
Höhe	143 müNHN			
Neigung/ Exposition	> 1°			
Nutzung	Keine Nutzung während mehrerer Jahrzehnte quasi-natürliche Steppenvegetation			
Horizont	Ah	AC	Ckc	IC
Untere Grenze (cm)	30	45	70	110+
Bodenart	SLSi (Uls)	SiL (Lu)	LS (SI4)	LS (SI4)
Bodentyp	Kalktschernosem			

Der Stationskörper besteht aus PE-HD-810-Kunststoff, hat bei Abmessungen von 3,4 x 2,2 x 2,75 m eine Masse von 1 700 kg und bietet Einlassstutzen für zwei Monolithe sowie den zentralen Einstiegs- und Kontrollschacht samt Be- und Entlüftungsrohr. Im Lysimeterkeller wurde die Datenloggereinheit eingebaut und Vorratsbehälter für Sickerwasserproben etc. bereitgestellt. Die Gefäße für die Bodenmonolithe sind aus V2A-Edelstahl gefertigt, 2 m lang und haben eine Grundfläche von 1 m². Sie stehen auf einem Präzisions-Schwerlast-Scherbalken-Wägesystem, dessen Genauigkeit mit 0,1 bis 0,02 kg angegeben wird und so die

Erfassung auch von kleinen Flüssen an der Boden-Atmosphäre-Grenze (Tau, Reif, Nebel, ET_a) möglich ist (Bethge-Steffens 2007, Xiao 2009b).

Die minütlich erhobenen Wägedaten werden zu stündlichen Mittelwerten aggregiert. An jeder Gefäßbasis wurde bei Einbau eine 25 cm mächtige Sand-Kies-Schicht mit abgestufter Körnung eingebracht, um die freie Drainage zu ermöglichen (atmosphärischer Druck als untere Randbedingung). Das an der Gefäßunterkante an einer Sickerwasserauslassvorrichtung austretende Wasser kann in einer Auffang- und Messvorrichtung quantitativ bestimmt und zur weiteren qualitativen Bestimmung in entsprechende Labore transportiert werden (Meissner et al. 2008).

Beide Monolithe sind in den Tiefen -30 cm, -50 cm und -120 cm mit identischer Sensorik zur Messung von volumetrischem Bodenwassergehalt, Bodensaugspannung und Bodentemperatur ausgerüstet.

Der volumetrische Bodenwassergehalt wird unter Verwendung der Dielektrizitätskonstante des Wassers mittels TDR bestimmt. TDR-Messungen arbeiten weitgehend zerstörungsfrei nach dem Prinzip der Erfassung von Ausbreitungsgeschwindigkeiten hochfrequenter elektromagnetischer Wellen: Die Reflexion eines elektrischen Impulses vom Ende eines emittierenden Wellenleiters wird vom umgebenden Medium umso stärker verzögert, je höher dessen Dielektrizitätszahl ist und entsprechend beeinflusst von Empfangseinheiten wahrgenommen. Über empirische Beziehungen wird daraus auf den volumetrischen Wassergehalt geschlossen (Dalton 1992, Stacheder 1996, Blume et al. 2010, Evett et al. 2012). Die TDR-Sonden liefern neben dem volumetrischen Wassergehalt auch Werte für die Bodentemperatur. Die Messung mit TDR-Sonden kann fehlerhafte Werte infolge des Einflusses vollständiger Aufsättigung des Bodens, niedriger Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt und hoher elektrischer Leitfähigkeiten liefern (Scherzer et al. 1996, Stacheder 1996, Noborio 2001, Koch 2005).

Zur Messung der Bodensaugspannung wurden in den gleichen Tiefenstufen Tensiometer eingebaut, Geräte, die Druckdifferenzen zwischen Messgerät und umgebendem Medium erfassen. Steigt das hydraulische Potenzial des umgebenden Mediums, geht Wasser aus den luftdicht abgeschlossenen, porösen Aluminiumoxid-Keramik-Zellen in den Boden über, bis ein Gleichgewicht hergestellt ist. Die

Wasserabgabe erzeugt einen Unterdruck, der mit einem elektronischen Drucksensor erfasst wird. Mit der Installation mehrerer Geräte in unterschiedlichen Tiefen werden Wasserbewegungen innerhalb des Profils messbar. Messungengenauigkeiten können durch zu geringe Größe des Geräts, Wärmeleitung des Geräteschafts oder Wasserausgleichsbewegungen zwischen Tensiometer und Boden auftreten; bei Einbau muss auf minimal mögliche Zerstörung der Bodenstruktur und auf vollständigen Kontakt zwischen Tensiometer und Boden geachtet werden (Koch 2005). Tensiometer liefern gute Messergebnisse im unteren Bereich des hydraulischen Potenzials, bei zu hoher Wasserspannung reißt der Wasserfilm zwischen keramischer Zelle und Boden und die Messung bricht ab (Koch 2005, Bethge-Steffens 2007).

4.1.3.2 Grundlagen der Lysimetrie

Ein Lysimeter, abgeleitet von den griechischen Begriffen *lysis* („Lösung“) und *metron* („Messwerkzeug“), dient der messtechnischen Erfassung von Größen des Wasserhaushalts eines monolithischen Bodenkörpers abhängig von lokalen Bodenparametern, Gestein, lokalem Klima und anderen Randbedingungen. Es können neben der tiefenabhängigen Erfassung von volumetrischem Bodenwassergehalt, Bodensaugspannung oder Bodentemperatur auch Menge und Qualität gegebenenfalls auftretenden Sickerwassers bestimmt werden. Insbesondere wägbare Lysimeter eignen sich darüberhinaus zur präzisen und direkten Erfassung von Wasserflüssen (ET_a , N inklusive τ) an der Boden-Atmosphäre-Grenze (DVWK 1980, DIN 4049-3 1994, DVWK 1996, Cepuder 2002, Gee et al. 2003, Bethge-Steffens 2004, López-Urrea et al. 2006, Meissner et al. 2007, Bethge-Steffens 2007, Meissner et al. 2008, Goss et al. 2009, Xiao et al. 2009a, Allen et al. 2011a, Evett et al. 2012, Schrader et al. 2013, Marek 2014, Nolz et al. 2014, Meissner et al. 2014).

Es handelt sich um vom umgebenden Boden isolierte Messanlagen, die gestört oder ungestört mit entsprechend der Fragestellung geeigneten Bodenmaterialien befüllt sind (DIN 4049-3 1994, Allen et al. 2011a, Fank 2011). Neben den gebräuchlichen grundwasserfreien Gravitationslysimetern (durch Gravitation abwärts bewegter Sickerwasserstrom) kommen Hang- und Waldlysimeter sowie Anlagen mit

hydraulischem Kontakt zu referenziellen Standortverhältnissen wie Tensionslysimeter und andere Formen zur Anwendung (Knoche 2005, Müller 2005, Rupp et al. 2005, Bethge-Steffens 2007, Rupp et al. 2007, Meissner et al. 2010, Berendt 2011). Hauptsächliche Unterschiede zwischen den Lysimetertypen liegen in der Befüllungstechnik, in Wägbarkeit und Maßen, in unterer Randbedingung, den pedologischen Eigenschaften, der Oberflächengestaltung und der Ausgestaltung von konstanten bzw. veränderlichen Wasserständen (Allen et al. 2011a). Bei den regulären Lysimetertypen unterbindet die Gefäßwandung laterale Flüsse, die obere Randbedingung wird meist durch die Boden-Atmosphäre-Grenzschicht bestimmt, für die untere Randbedingung können der Fragestellung entsprechend verschiedene Varianten ausgewählt werden (freie Dränage, vakuumpumpengesteuerte Unterdruckverhältnisse etc.). Das am unteren Rand des Monoliths auftretende Sickerwasser kann abhängig von der baulichen Ausgestaltung mengenmäßig und qualitativ bestimmt werden und so Aussagen zur lokalen Sickerwasserbildung ermöglichen (DVWK 1980, Klaghofer 1993, Kutílek et al. 1994, Hölting 1996, Haimerl et al. 2004, Fank et al. 2005, Bethge-Steffens 2007, Meissner et al. 2014). In zentralen Datenloggereinheiten werden alle mit den integrierten Sensoren in veränderlichen Zeitintervallen (abhängig von Speicherumfang, Fragestellung etc.) erfassten Werte gesammelt, aufgezeichnet, verarbeitet, gespeichert und ggf. mittels mobiler Funktechnik (GSM) an weiterverarbeitende Serverstandorte verschickt.

4.1.3.3 Messprinzip der Niederschlags- und Verdunstungsmessung mit Lysimetern

Bei wägbaren Lysimetern (Wägetechniken mit Balkenwaagen, Scherstabzellen etc.) besteht die Möglichkeit der Berechnung von N und ET_a auf Basis der Massenveränderungen des Bodenkörpers infolge von Wasserflüssen an der Grenzfläche zwischen Boden und Atmosphäre: Massenzunahmen werden als N , -abnahmen als ET_a interpretiert (Dugas et al. 1985, Liu et al. 2002, Meissner et al. 2007, Allen et al. 2011a, Evett et al. 2012, Schrader et al. 2013, Meissner et al. 2014, Stephan et al. 2014). Moderne Lysimeterstationen mit hohen Messgenauigkeiten eignen sich zur Detektion von N auch mit sehr geringen Flussraten wie Taufall, Reif oder Nebel (Meissner et al. 2010, Chen et al. 2013, Meissner et al. 2014). Bei

Lysimetertypen mit Oberflächen von 1 m² werden Massenzunahmen von 1 kg als N in Höhe von 1 mm interpretiert, analog sind Abnahmen als ET_a zu werten. Zur Bildung von Absetzniederschlägen (Tau, Nebel, Reif) kommt es, wenn bei ausreichendem Feuchtedargebot der Atmosphäre die Oberflächentemperatur von Vegetation oder Gegenständen unter die LT sinkt. In Trockengebieten ist die Taubildung von großer Bedeutung für den lokalen Wasserhaushalt, da er die Transpirationsrate senkt und mengenmäßig den fallenden N übertreffen kann (Chen et al. 2013, Uclés et al. 2013, Xiao et al. 2013).

Je nach Typ und technischer Ausstattung lassen sich zeitlich hochauflösende N- und Verdunstungsbestimmungen unter Berücksichtigung von Vegetationsbedeckung, Ausgangsgestein, lokalem Klima und weiteren Standorteigenschaften durchführen. Damit dienen Lysimeter auch der Verifikation, Validierung und Kalibration von anderen Methoden der Niederschlagsmessung und von mathematischen Modellen (Stanhill et al. 2007, Allen et al. 2011a). Die kontinuierliche Messung verschiedener Parameter der Bodenwasserbilanz mit wägbaren Lysimetern gilt wegen der großen Messoberfläche, der direkten Erfassung der Massenänderung, der Vermeidung von Verdunstungs- und Benetzungsverlusten und der Messung auf Höhe der GOK als sehr präzise. Bei wachsenden Einsatzmöglichkeiten, insbesondere in der Landwirtschaft, sind gleichzeitig vergleichsweise hohe Kosten, aufwendige Installierungs- und Wartungsarbeiten und vielfältige Prozessierungsschritte bei der Datenanalyse erforderlich (Meissner et al. 2008, Allen et al. 2011a, Evett et al. 2012).

Insbesondere die im Porenraum und Bodenmatrix befindliche Lösung, das Bodenwasser, stellt einen entscheidenden landschaftsökologischen Standortfaktor für Bodenflora und -fauna dar, ist Wasserstoffdonator für die Photosynthese, Lösungs- und Transportmittel für Nährstoffe und unterstützt Prozesse der Mineralisierung, der Pufferung von Stoffeinträgen und des Erosionswiderstands. Große Bedeutung hat die Wasserspeicherfunktion von Böden und sorgt so trotz diskontinuierlicher Niederschläge für gleichmäßigere Wasserversorgung von Pflanzen, Grundwasserneubildung und stabilisierten Gerinneablauf. Die Abgabe von Bodenwasser an weitere Transportagenzien oder Zwischenspeicher ist abhängig von N, ET_a, Bodeneigenschaften wie kapillarer Aufstiegsrate und dem Versickerungsfaktor sowie der Nutzungsart (Pflanzenbestände mit jeweils aktueller Vitalität, Phytomasse etc.) (Meißner et al. 2007, Dulamsuren et al. 2008, Klöcking et

al. 2009, Blume et al. 2010, Mahmood et al. 2012, Symader 2014). Die Perkolation des Bodenwassers innerhalb des Bodenkörpers wird anhand des Potenzialkonzepts beschrieben, bei dem von erforderlicher physikalischer Arbeit zum Transport von Wassermengen vom Ort des hohen zum Ort des niedrigen Potenzials ausgegangen wird. Die verschiedenen im Boden wirksamen Potenziale (Gravitations-, Auflast-, Matrix- und osmotisches Potenzial) werden zum hydraulischen Potenzial bzw. zur Bodensaugspannung zusammengefasst und bei direkten Messungen als Druck (in Pascal) oder als dessen dekadischer Logarithmus (pF-Wert) angegeben. Innerhalb des Porengefüges finden die Fließprozesse bei N-Infiltration vorwiegend in Makroporen statt, langsamerer Transport (Matrixfluss) verläuft in Meso- und Mikroporen (Selker 1992, Ruan et al. 1998, Ogawa et al. 1999, Allaire-Leung et al. 2000, Allaire et al. 2002, Pot et al. 2005, Boger 2009, Coppola et al. 2009).

Der volumetrische Wassergehalt steht in enger Beziehung zum hydraulischen Potenzial, dem von der Porengrößenverteilung abhängigen negativen Druck, den die Bodenmatrix auf das Adsorptionswasser ausübt und es entsprechend seiner Stärke an die Bodenkolloide bindet. Adhäsions- und Kohäsionskräfte zwischen Bodenkolloiden und Wassermolekülen vermögen Teile des Wassers im Wurzelraum gegen die Schwerkraft zu halten. Bei höheren Bodensaugspannungen wird die Pflanzenversorgung eingeschränkt bis hin zum Permanenten Welkepunkt (ca. pF 4,2) und es kommt zu kapillarem Aufstieg; bei geringen Werten unterhalb der FK (ca. pF 2,8) perkoliert Wasser nach unten, passiert die hydraulische Wasserscheide und trägt zur Grundwasserneubildung bei. Somit beschreibt die Bodensaugspannung in der Landwirtschaft die Wasserverfügbarkeit für Pflanzen abhängig von der Porengröße und der Porenverteilung (Hartge 1978, Schroeder 1984, DIN 4049-3).

4.1.3.4 Fehlerquellen in der Lysimetrie

Große Aufmerksamkeit bei der Installierung einer Lysimeterstation muss der Vermeidung mikroklimatischer Oaseneffekte gewidmet werden. Unterschiede zwischen Lysimeter und Umgebung in Wasserversorgung oder Bestand (Artenzusammensetzung, Alter, Vitalität etc.) können zu Fehleinschätzungen von N und Verdunstung in Bezug zur Umgebung führen (Allen et al. 1991, Stenitzer et al. 2007, Allen 2011a, Hagenau et al. 2015).

Auf die Monolithe wirkende Scherkräfte und dadurch fehlerhafte Beeinflussung der Wägung bis hin zu Oszillationen der Monolithe können durch Windeinfluss auf exponierte Teile des Messgeräts oder Bewuchs (insbesondere durch über die Lysimeteroberfläche hinausragende Pflanzenteile) hervorgerufen werden und die Präzision der Wägung reduzieren (Howell 1995, Zenker 2003, von Unold et al. 2008, Xiao et al. 2009b, Xiao 2010).

Weiterhin können Fehler aufgrund thermischer Unterschiede zwischen Lysimeter und Umgebung bzw. der Wärmeleitung über Gefäß und Kragen oder Wärmeeinflüsse durch Akkumulatoren oder Loggereinheit auftreten (Bethge-Steffens 2007, Rupp et al. 2011). Das Design der Anlage kann Ursache von Fehlern sein: Wurzeleinschränkung durch zu geringe Länge, zu geringe Oberfläche für repräsentative Wasserhaushaltsberechnungen, keine Erfassung von Perkolation unterhalb des Messvolumens etc. (Lützke 1965, Klaghofer 1991, Fank 2000, TLL 2005, Xiao 2010). Bei Starkregenereignissen oder durch die Bearbeitung der Lysimeteroberfläche kann es zum Überlaufen von Oberflächenwasser oder Bodenmaterial aus dem Gefäß heraus oder in es hinein kommen und die Wägedaten fälschlich beeinflusst werden (Fank et al. 2005, Klotz 2006, Evett 2012, Marek 2014). Vergleichbare Effekte erzeugen Tiere, die sich zeitweise auf der Lysimeteroberfläche aufhalten.

Innerhalb des Monoliths können veränderte Wasserwegsamkeiten (Randflusseffekte, präferenzialer Fluss) durch ungeeignete Monolithenentnahme, Oberflächenbearbeitung oder natürliche Schrumpfungs- und Setzungsprozesse eintreten mit Folgen für Sickerwassermenge, dessen Frachten sowie Wassergehalte im Monolithen (Stenitzer et al. 2007, Marek 2014).

Der Boden des Monoliths und der entsprechende Referenzboden im Feld müssen vergleichbar sein, bei großen pedologischen Unterschieden und bei substanziellen meteorologischen Differenzen zwischen Stationsstandort und der Entnahmestelle bzw. der assoziierten Wetterstation können Fehler bei der Datenanalyse auftreten.

Bei Lysimeterstationen in Gebieten mit winterlichem Schneefall treten schwer identifizierbare und quantifizierbare Fehlerquellen auf (massenrelevante Schneedrift auf die oder von der Oberfläche, Schneebrückenbildung und Verhinderung der freien Wägung etc.). Schnee kann überdies in den Spalt zwischen Gefäß und

Stationswandung eindringen und durch Festfrieren die korrekte Wägung verhindern. Hinzu kommt das Aussetzen des Betriebs verschiedener Sensoren bei Frost (Allen 1996, Bethge-Steffens 2007).

Die Datenbearbeitung ist mögliche Quelle weiterer Fehler: Die Datenreihen müssen zunächst Homogenitäts- und Konsistenzprüfungen unterzogen werden, das Messintervall muss sinnvoll gewählt und die Einflüsse von Sickerwasser müssen in den Wasserhaushaltsberechnungen getrennt werden (Haferkorn 2001, Meurer 2012, Marek et al. 2014). Weiterhin muss mit dem Wägesystem erzeugtes Rauschen vom eigentlichen Messsignal getrennt werden, beispielsweise durch Kondensierung von Stundenwerten aus minütlichen Rohdaten oder Nutzung von Glättungsfunktionen (TLL 2005, Allen 2011a, Berendt 2011, Evett 2012).

Häufig dienen die mit Lysimetern gewonnenen Punktdaten der räumlichen Extrapolation auf größere Bezugsflächen, erfordern dazu aber die Einbeziehung von Daten aus *in situ*-Messungen auf Referenzflächen und weitere Stützstellen (DVWK 1980, Allen et al. 1989, Jensen et al. 1990, Wohlrab et al. 1992, Bárdossy et al. 1998, Meissner et al. 2008).

4.1.4 Bodenhydrologische Messstationen

4.1.4.1 Installation am Untersuchungsstandort

Auf einer Fläche des Partnerbetriebs in Polujamki wurde im Rahmen des KULUNDA-Projekts vor Beginn der Vegetationsperiode 2013 eine landwirtschaftliche Versuchsfeldanlage eingerichtet, auf der der Einfluss verschiedener Bodenbearbeitungssysteme auf bodenhydrologische Eigenschaften geprüft wurde. Auf dieser Versuchsfeldanlage wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit zwei Teilflächen mit je einer bodenhydrologischen Messstation versehen (Abbildung 13).



Abbildung 13: Lage der bodenhydrologischen Messstationen in der landwirtschaftlichen Versuchsfeldanlage Polujamki

(Foto: Koshanov 2016)

Auf diesen Teilflächen werden folgende Ackerbaukonzeptionen (Grunwald et al. 2014) verglichen:

- i) Das in der Region traditionell angewandte, sowjetische Saatverfahren SOW mit Flügelscharsämaschine (Bodenstörung 6 bis 8 cm; Saateintrag über Trichterauslass; Saatgutmenge 130 kg/ha) mit der Fruchtfolge Sommerweizen – Sommerweizen – Sommerweizen – Schwarzbrache.

- ii) Das weniger intensive Direktsaat-Verfahren DS mit Zinkenschar-Sämaschine (minimal-invasive Saatablage; Bodenstörung bis 4 cm; Saatgutmenge 100 kg/ha) mit der Fruchtfolge Sommerweizen – Ackererbse – Sommerraps – Sommerweizen.

Die bodenhydrologischen Messstationen enthalten Sensorik zur langjährigen, kontinuierlichen Erfassung bodenwasserhaushaltlicher Parameter in sechsstündigem Intervall (Abbildung 14). Die pedologischen Parameter der untersuchten Böden sind identisch, ihre Kennwerte sind Tabelle 2 zu entnehmen.

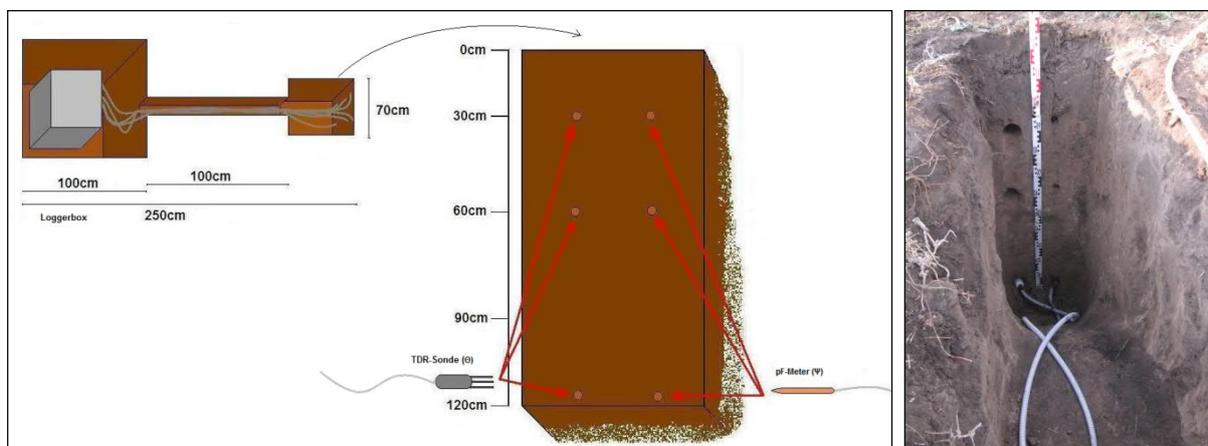


Abbildung 14: Bodenhydrologischer Messplatz auf der landwirtschaftlichen Versuchsfeldanlage Polujamki
 Links: Schema Gesamtanlage
 Mitte: Schema Profilwand
 Foto rechts: Profilwand bei Einbau der Sensorik

In den Tiefen -30 cm, -60 cm und -120 cm wurden Sensoren zur Messung des volumetrischen Bodenwassergehalts eingebaut, die nach dem TDR-Prinzip arbeiten (vgl. Kapitel 4.1.3.1). Weiterhin wurden in diesen Tiefenstufen pF-Meter zur Messung der Bodensaugspannung installiert. Das thermische Messprinzip von pF-Metern basiert auf der empirischen Beziehung zwischen Bodenfeuchte und molarer Wärmekapazität in einem keramischen Referenzkörper. Hier generiert ein Wärmeimpuls Temperaturunterschiede im umgebenden Bodenvolumen, die einem spezifischen Bodenwasserspannungswert zugeordnet werden. Die Vorteile dieser Technologie sind der große Messbereich von pF 0 bis pF 7 sowie Wartungsfreiheit, Frostsicherheit und Unabhängigkeit von Bodenlösungsfrachten. Neben dem pF-Wert wird gleichzeitig die Bodentemperatur mit ausgegeben (www.ecotech-bonn.de).

Tabelle 2: Pedologische Parameter Versuchsfeld (DS und SOW)
(Bodenansprache nach AG Boden 1996)

	DS, SOW			
Position	52,065506; 79,906852			
Höhe	178 müNHN			
Neigung/ Exposition	> 1°			
Nutzung	Langjährige landwirtschaftliche Nutzung			
Horizont	Ah	AC	Ckc	IC
Untere Grenze (cm)	25	50	70	120+
Bodenart	SLSi (Uls)	SLSi (Uls)	SiL (Lu)	LS (SI4)
Bodentyp	Kalktschernosem			

4.1.4.2 Fehlerquellen

Neben dem gerätespezifischen Fehler (vgl. Tabelle A im Anhang) können bei der Bestimmung von volumetrischem Bodenwassergehalt und Bodensaugspannung Fehler beim Einbau oder dem Betrieb der Stationen auftreten. Bei der Installation muss auf korrekte Einbautiefe, richtigen Anschluss aller Kabel und vollständigen Kontakt zwischen den Sensoren und dem umgebenden Boden geachtet werden. Während des Betriebs der Station muss kontinuierliche Stromversorgung des Loggers, Störungsfreiheit vor ackerbaulichen Maßnahmen oder versuchsfeldbezogener Probenahme sowie Minimierung des baulichen Einflusses im Zuge der Messungen auf das Mesorelief des Schlags gewährleistet sein.

4.2 Berechnungsansätze

4.2.1 Potenzielle Evapotranspiration

Bei der Evapotranspiration (ET), neben dem N eine zentrale Komponente des Wasserkreislaufs und Hauptkonsumentin flüssigen Wassers in hydrologischen Systemen, wird festes oder flüssiges Wasser kontinuierlich bei Temperaturen unterhalb des Siedepunkts an seiner Oberfläche in die Gasphase überführt (Wohlrab et al. 1992, DIN 4049-3 1994, Vietinghoff 2000, WMO 2005, Allen et al. 2011a).

Der gemeinsame Begriff der ET gliedert sich in Evaporation, Transpiration und Interzeptionsverdunstung: Evaporation ist die direkte Verdunstung von unbewachsenen und befeuchteten Erdoberflächen und von freien Wasseroberflächen unter Ausschluss biologisch-physiologischer Prozesse. Transpiration bezeichnet den Prozess der aktiven Wasserabgabe durch Pflanzen (Wasseraufnahme durch die Wurzeln und Transport mittels osmotischer Potenzialausgleichsprozesse zu den Blattoberflächen, aktive Abgabe von Wasserdampf vorwiegend durch die Stomata). Die Interzeptionsverdunstung von zwischengespeicherter Niederschlagsfeuchte auf pflanzlichen Oberflächen gilt in Trockengebieten als wesentlicher Hauptbestandteil der gesamten ET (Wohlrab et al. 1992, Savenije 2004, Lawrence et al. 2007, Allen 2011a).

Die Verdunstungsraten werden vom Tagesrhythmus, von Wetterparametern, von Pflanzenspezifika und von Faktoren der Geländeoberflächengestalt bestimmt. Großen Einfluss haben oberflächennah verfügbares Energiebudget, Bodenwasserverfügbarkeit sowie Sättigungsdefizit der Atmosphäre (Vietinghoff 2000, TLL 2005, Lozán et al. 2007, Brümmer et al. 2012). Die maximale Verdunstungsrate wird limitiert durch die Differenz von Globalstrahlung (Energieeintrag) und positivem (nach oben gerichteten) Bodenwärmefluss (Energieaustrag) (Bac et al. 1981, Allen et al. 1989, Allen et al. 2011a). Die turbulenten Diffusionsprozesse der Verdunstung können durch Bindungskräfte im verdunstenden Körper (Oberflächenspannung bei Wasserkörpern, Saugspannung bei Böden, atmosphärisch-stomatäre und kutikuläre Widerstände bei Pflanzen) sowie durch den Verdunstungswiderstand an der laminaren Grenzschicht verzögert werden (Baumgartner et al. 1990).

Bei der Quantifizierung der Verdunstung werden potenzielle Evapotranspiration (ET_{pot}) und tatsächliche Evapotranspiration (ET_a) unterschieden (Wohlrab et al.

1992). ET_a bezeichnet die effektive Verdunstung einer teilweise bewachsenen Fläche bei realem Wasserdargebot unter den entsprechenden meteorologischen und pflanzenphysiologischen Bedingungen, ET_{pot} beschreibt die maximale Höhe der Verdunstung von freien Wasseroberflächen sowie von Bodenoberflächen ohne Begrenzungen der Wassernachlieferung unter den gegebenen meteorologischen Bedingungen (Schiff 1975, DIN 4049-3 1994).

Zahlreiche empirische und physikalisch begründete, direkte und indirekte Methoden stehen zur Abschätzung der ET_{pot} zur Verfügung, die für unterschiedliche regionale Schwerpunkte bzw. zeitliche Intervalle entwickelt wurden. Die verschiedenen Indizes arbeiten mit empirischen Pflanzenfaktoren, Abhängigkeiten vom Breitengrad, Funktionen von Windgeschwindigkeiten, Sättigungsdefizit, LT , Sonnenscheindauer, Globalstrahlung, Luftfeuchte oder Verdunstungswiderständen und erreichen unterschiedliche Genauigkeiten (DVWK 1990, DVWK 1991, Allen et al. 1994, DVWK 1996, Rana et al. 2000, BfG 2003, Li et al. 2003, Bethge-Steffens et al. 2004, Allen et al. 2011a, Allen et al. 2011b). Von der Ernährungs- und Landwirtschaftsorganisation der Vereinten Nationen (FAO) wird die Berechnung der ET_0 (Gleichung 1) als genaueste, global einheitlich anwendbare Abschätzung der potenziellen Verdunstung empfohlen, insofern folgende Randbedingungen eingehalten werden: Einheitliche und ganzjährige Bodenbedeckung aus 12 cm langem Gras, stets ausreichende Wasserversorgung (50 bis 60 % nFK), aerodynamischer Verdunstungswiderstand $r_a = 208$, Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe, Bestandswiderstand $r_c = 70$ s/m, Albedo = 0,23) (Allen et al. 1994, Allen et al. 1998, Walter et al. 2005, Fank 2007).

$$ET_0 = \frac{s \cdot Rn^*}{s + \gamma^*} + \frac{90 \cdot \gamma}{s + \gamma^*} * \frac{e_s(T)}{T + 273} * \left(1 - \frac{U}{100}\right) * v_2$$

Gleichung 1: Berechnung der ET_0

(nach Allen et al. 1994)

mit

ET_0	Potenzielle Evapotranspiration (FAO-Grasreferenzverdunstung) [mm/d]
$s = \frac{\partial e_s(T)}{\partial T} = e_s(T) \frac{4284}{(243,12+T)^2}$	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve über Wasser [hPa]
$s = \frac{\partial e_s(T)}{\partial T} = e_s(T) \frac{6123}{(272,62+T)^2}$	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve über Eis [hPa]
$Rn^* = Rn_K^* - Rn_L^*$	Verdunstungsäquivalent der Nettostrahlung [mm/d]
$Rn_K^* = (1 - \alpha) * \frac{R_G}{L}$	
$Rn_L^* = R_L^* \left(0,1 + 0,9 * \frac{S}{S_0}\right) * (0,34 - 0,044 * \sqrt{e})$ bzw.	
$Rn_L^* = R_L^* \left(1,64 * \frac{R_G}{R_0} - 0,22\right) * (0,34 - 0,0044 * \sqrt{U * e_s}(T))$	
$R_L^* = \frac{\delta * T_{abs}^4}{L} = 10,8 + 0,205 * T$	Langwellige Ausstrahlung [mm/d]
$L = 249,8 - 0,242 * T$	Spezielle Verdunstungswärme [J/cm ²]
$\gamma^* = \gamma(1 + 0,34 * v_2)$	Modifizierte Psychrometerkonstante ($\gamma = 0,65$ hPa/K)
$e_s(T) = 6,11 * e^{\left(\frac{17,62 * T}{243,12 + T}\right)}$	Sättigungsdampfdruck über Wasser [hPa]
$e_s(T) = 6,11 * e^{\left(\frac{22,46 * T}{272,62 + T}\right)}$	Sättigungsdampfdruck über Eis [hPa]
T	Tagesmittel der LT in 2 m Höhe [°C]
$U = \frac{e}{e_s(T)} * 100$	Tagesmittel der relativen Luftfeuchte in 2 m Höhe [%]
e	Tagesmittel des Dampfdrucks der Luft in 2 m Höhe [hPa]
v_2	Tagesmittel der Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [m/s]
$\alpha = 0,23$	Albedo

4.2.2 Klimatische Wasserbilanz

Zur Bilanzierung der Eingangs- und Ausgangsgrößen des standörtlichen Wasserhaushaltes wurden verschiedene Ansätze entwickelt, die N und ET ins Verhältnis zueinander setzen unter Berücksichtigung der Mengen von Oberflächen- wie Sickerwasser und der Veränderung des Bodenwasserspeichers und die anschließend Regionalisierungen von Gesamtverdunstung, N und Abfluss vornehmen (DVWK 1996, ATV-DVWK 2002). Die Klimatische Wasserbilanz (KWB) (DIN 4049-3 1994), die Differenz aus N-Höhe und Höhe der potenziellen Gebietsverdunstung (Gleichung 2), kombiniert klimatische und hydrologische Größen zur schematischen Beschreibung der Wasserbilanz eines Teils der Erdoberfläche (Vietinghoff 2000, Lozán et al. 2007). Angesichts fehlender lateraler Flüsse auf den im Folgenden untersuchten landwirtschaftlichen Flächen kann hier eine vereinfachte Form ohne Berücksichtigung von Fließgewässern etc. angewendet werden.

$$KWB = N - ET_0$$

Gleichung 2: Berechnung der Klimatischen Wasserbilanz

(verändert nach Wohlrab 1992)

mit

KWB Klimatische Wasserbilanz [mm]

N *N* [mm] (WXT-Daten)

ET₀ Potenzielle Evapotranspiration [mm], (FAO-Grasreferenzverdunstung)

4.2.3 Sättigungsdampfdruck

Das Auftreten von Absetzniederschlägen (Tau, Reif, Nebel) kann anhand von Daten der Wetterstation rechnerisch abgeschätzt werden. Dazu wird der Umstand genutzt, dass bei Taupunkttemperatur der maximale Wasserdampfgehalt (Sättigungsdampfdruck) in der Luft erreicht wird. Unterschreitet die aktuelle LT die Taupunkttemperatur, fällt Wasser aus dem atmosphärischen Speicher aus und es kommt zu Tau-, Nebel- bzw. Reifbildung (Sonntag 1990). Der Sättigungsdampfdruck

errechnet sich entsprechend Gleichung 3, zur Bestimmung des Auftretens von Absetzniederschlägen ist ein anschließender Vergleich der Taupunkttemperatur mit der jeweils aktuellen LT erforderlich.

$$pw_s(T) = 6,112 * \exp\left(\frac{17,62 * T}{243,12 + T}\right)$$

Gleichung 3: Berechnung des Sättigungsdampfdrucks der Luft (Magnus-Formel)

(Sonntag 1990)

mit

pw_s Sättigungsdampfdruck der Luft [hPa]

T LT [°C] um 14:00 Uhr

gültig im Temperaturbereich $-65\text{ °C} \leq \vartheta \leq 60\text{ °C}$

4.3 WMO-Wetterdaten des KULUNDA-Untersuchungsgebiets

Die Nationale Klimabehörde der USA (NOAA) stellt Klimainformationen zu LT und N im Rahmen des „*Global Historical Climatological Network*“ (GHCN) in täglicher Auflösung für weltweit bestehende WMO-Wetterstationen online zur Verfügung. Entsprechend den Erläuterungen auf der Homepage der Behörde werden die Datensätze teilweise aus mehreren Quellen gespeist, vor der Veröffentlichung verschiedene Qualitätsprüfungen unterzogen und mit den bereits vorhandenen Datensätzen verknüpft (www.noaa.gov). Die verfügbaren Wertereihen aller Stationen, die vom Zentrum des KULUNDA-Untersuchungsgebiets (Mamontowo, *Mamontowskij Rayon, Altaiskij Kraj*) nicht weiter als 400 km entfernt liegen, wurden von der Website der Behörde als CSV-Datei heruntergeladen. Die mit Kalkulationssoftware aufbereiteten Daten dienen als Grundlage einer Regionalisierung durch die Erstellung von klimatischen Karten. Hierzu wurden langzeitliche Datenreihen von LT und N in täglicher Auflösung für 21 Stationen im Zeitraum 1974 - 2012 von der Webseite bezogen. Zur Darstellungen der Effekte klimatischer Veränderungen wurden vergleichende Mittelwerte für die Zeiträume 1974 - 2012 und 2002 - 2012 gebildet. Die Regionalisierung erfolgt mit einem geographischen Informationssystem, räumliche Interpolationen zwischen den Wetterstationen werden mittels Kriging vorgenommen.

5 Ergebnisse

5.1 Ergebnisse der Datenqualitätsprüfung

5.1.1 Übersicht

Die Erhebung von Umweltdaten ist aufgrund kleinräumiger Heterogenitäten, gerätespezifischer systematischer Fehler, durch Beeinflussung des gemessenen Parameters infolge der Messung selbst oder durch äußere Faktoren grundsätzlich mit Ungenauigkeiten behaftet. Eine Quantifizierung der Größen des standörtlichen Wasserhaushalts ist insbesondere unter den klimatischen Bedingungen der Kulunda-Steppe mit messtechnischen Herausforderungen wie hoher Beanspruchung bzw. Beeinträchtigung der Messgeräte und kurzen Zeitfenstern für Installations- und Wartungsarbeiten verbunden. Unter den klimatischen Bedingungen Sibiriens muss bei Messungen atmosphärischer und pedologischer Zustandsgrößen mit automatischen Erfassungsstationen ohne regelmäßige, kurzfristige Betreuung und großen zeitlichen wie räumlichen Distanzen zwischen Fachpersonal und Messstation von zeitweisen Datenausfällen ausgegangen werden. Tatsächlich unterlagen die Messungen am Standort Polujamki verschiedenen Einschränkungen und führten bei Teilen des Messnetzes zu temporären Ausfällen und Inkonsistenzen bei der Datenerhebung, die über die systematischen Fehlerquellen der einzelnen Messgeräte (vgl. Kapitel 4.1) teilweise hinausgehen. Hinzu kommen messtechnische Herausforderungen durch Umweltbedingungen wie Schnee, starker Frost oder große Verdunstungsraten im Sommer.

Neben Unterbrechungen der lokalen Stromversorgung durch Ausfall oder wartungsbedingtes Ausschalten der Station unterlag die Messung den extremen klimatischen Bedingungen und mehrwöchigen Phasen zwischen Wartungsterminen, so dass der Messbereich verschiedener Sensoren zeitweise überschritten wurde bzw. unplausible Werte aufgezeichnet wurden. Zudem waren nach langen Frostperioden Neuausrichtungen der Monolithe auf dem Wägesystem erforderlich, wodurch es bis 24.6. 2015 zu Unregelmäßigkeiten der Massenaufzeichnung von LYS1 kam. Hinzu kamen Vorgaben der lokalen Administration, wodurch Einschränkungen von Messzeitraum und Ausführung termin- und sachgerechter Wartungs- und Auswertungsarbeiten eintraten.

Infolgedessen wurden die gewonnenen Datensätze vor der weiteren Analyse dem im Folgenden beschriebenen einheitlichen, eindeutigen und reproduzierbaren System von Filterroutinen (Datenqualitätsprüfung) unterzogen. Es sollte ein Datensatz hoher Qualität und mit belastbaren, auch in langzeitlichen Bilanzrechnungen verwendbaren Werten isoliert werden, die den meteorologisch-bodenhydrologischen Verhältnissen am Standort entsprechen. Dabei wurde Wert auf größtmögliche Datengenauigkeit gelegt, um der grundsätzlich möglichen hohen Präzision bei korrekter Messung Rechnung zu tragen und deren Vorteile herauszustellen.

5.1.2 Korrektur der Inkonsistenzen der Zeitachse

Alle Werte in den Datensätzen sind mit einem präzisen Zeitpunkt verknüpft, der die Angabe von Jahr, Monat, Tag, Stunde, Minute und Sekunde umfasst. Die Datensätze aller automatischen Stationen im Messnetz Polujamki sind von zeitweisen Inkonsistenzen bei der chronologischen Zeitaufzeichnung betroffen: Die prinzipiell fortlaufende Zeitachse wies fehlerhafte Aufzeichnungen unter Auslassung einzelner Stunden oder Stundengruppen nach dem Muster „19:00 – 20:00 – 22:00 – 23:00“ auf (Abbildung 15). Diese fehlerhafte Chronologie wurde durch Einfügen von leeren Zeilen und Hinzufügen der fehlerhaften Zeitangaben korrigiert. Eine Interpolation der Werte in den dadurch entstandenen Leerstellen wurde nicht vorgenommen. Dadurch identifizierte Perioden mit verfügbaren Daten sind in Abbildung 16 dargestellt.

Date	Time	Tens30.1 kPa
10.02.2014	11:00:00	247,75
10.02.2014	12:00:00	247,75
10.02.2014	13:00:00	247,75
10.02.2014	14:00:00	247,75
10.02.2014	15:00:00	247,75
10.02.2014	16:00:00	247,75
10.02.2014	18:00:00	247,75
10.02.2014	19:00:00	247,74
10.02.2014	20:00:00	247,74

⇒

Date	Time	Time_corr	Tens30.1 kPa
10.02.2014	11:00:00	11:00:00	247,75
10.02.2014	12:00:00	12:00:00	247,75
10.02.2014	13:00:00	13:00:00	247,75
10.02.2014	14:00:00	14:00:00	247,75
10.02.2014	15:00:00	15:00:00	247,75
10.02.2014	16:00:00	16:00:00	247,75
		17:00:00	
10.02.2014	18:00:00	18:00:00	247,75
10.02.2014	19:00:00	19:00:00	247,74
10.02.2014	20:00:00	20:00:00	247,74

Abbildung 15: Beispielbereich Rohdatensatz Lysimeterstation
 Links: Originale Zeitaufzeichnung der Station (Spalte „Time“)
 Rechts: Korrigierte Zeitaufzeichnung mit eingefügter leerer Zeile (Spalte „Time_corr“)

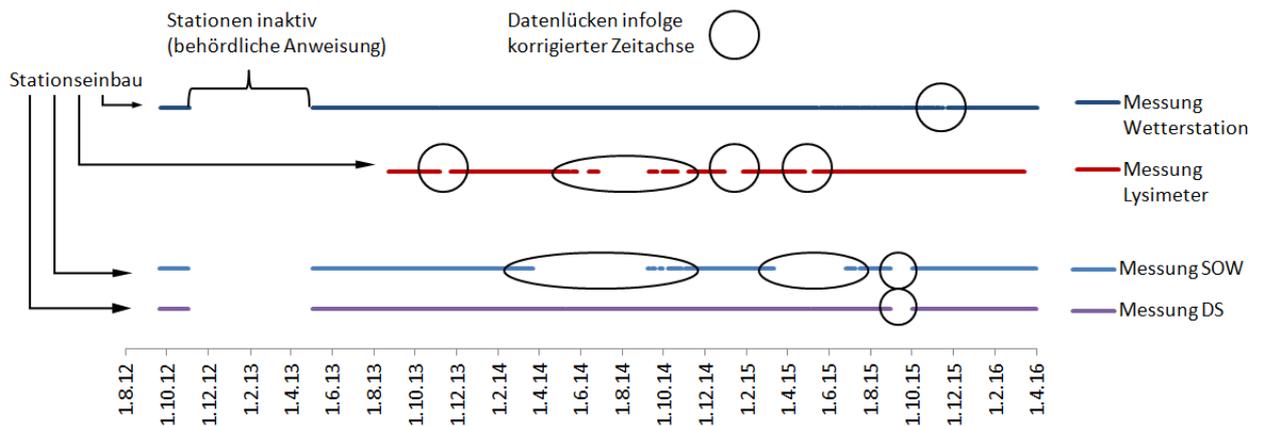


Abbildung 16: Datenverfügbarkeit des bodenhydrologisch-meteorologischen Messnetzes Polujamki nach Anpassungen der Zeitachse

5.1.3 Korrektur der Werte des volumetrischen Bodenwassergehalts

Dem Messprinzip von Sensoren zur Erfassung des volumetrischen Wassergehalts entsprechend können unterhalb des Gefrierpunkts keine korrekten Werte gemessen werden. Gleichzeitig geben die Stationen in diesen Zeiträumen Werte aus, an deren Korrektheit gezweifelt werden muss. Demnach wurden alle Werte, die bei Bodentemperaturen $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ in der entsprechenden Messtiefe aufgezeichnet wurden, bei der Bearbeitung der Rohdatensätze entfernt und durch Leerstellen ersetzt.

Auf eine Interpolation der Werte über die Frostperiode hinweg wird verzichtet, da infolge von winterlicher Sublimation Veränderungen der Bodenwasserdynamik nicht ausgeschlossen werden können und eine Werteproduktion auf rechnerischem Weg somit nur spekulativen Charakter hätte. In Abbildung 17 ist dargestellt, in welchem Umfang Daten der Lysimeterstation und der bodenhydrologischen Messplätze, deren Zeitachse entsprechend dem Vorgehen in Kapitel 5.1.2 korrigiert worden waren, nach diesem weiteren Schritt vorliegen.

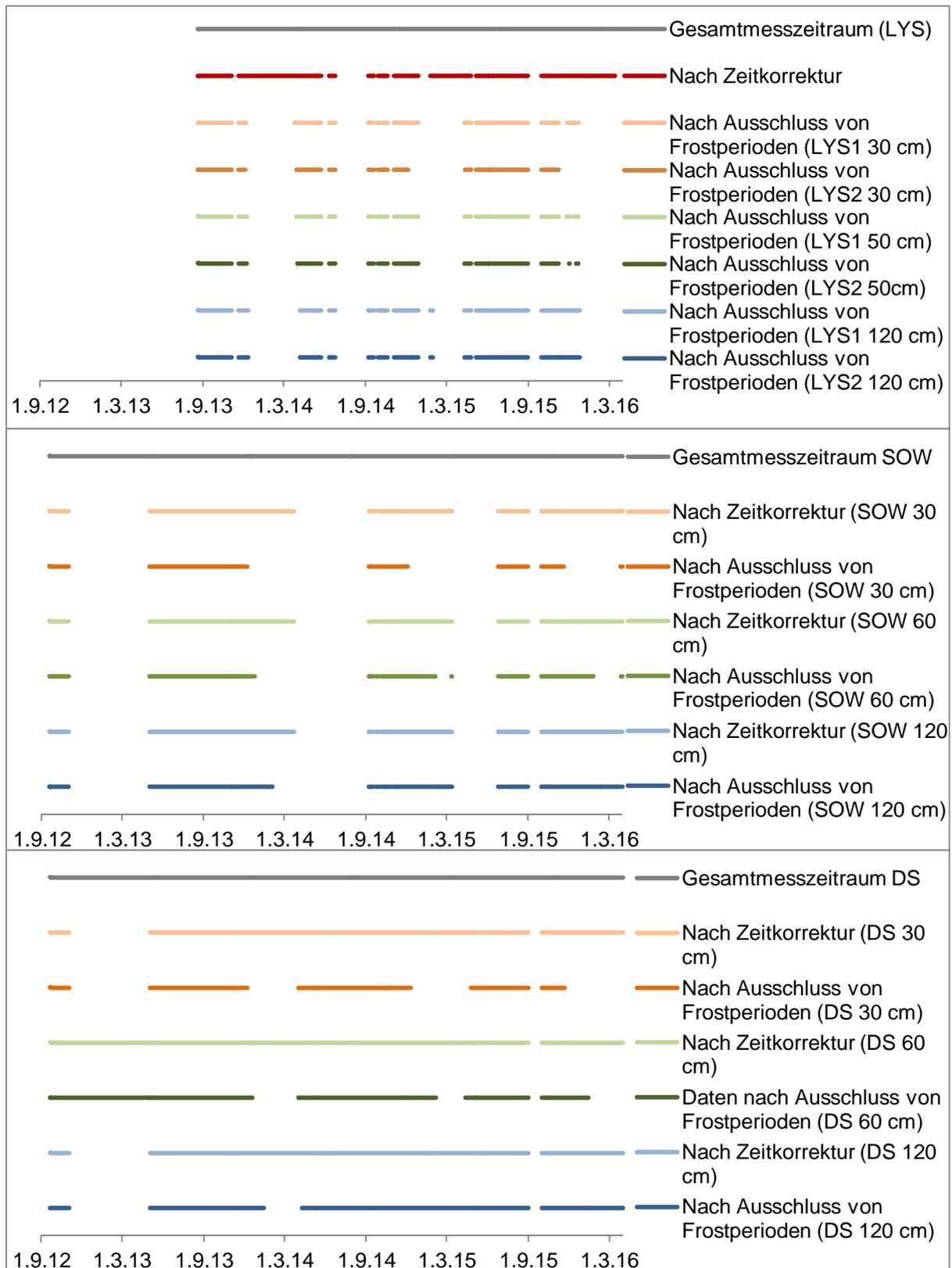


Abbildung 17: Datenverfügbarkeit des bodenhydrologisch-meteorologischen Messnetzes Polujamki nach Bereinigung von Werten des volumetrischen Bodenwassergehalts bei gleichzeitigen Bodentemperaturen $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$

Oben: Lysimeterstation

Mitte: Bodenhydrologischer Messplatz SOW

Unten: Bodenhydrologischer Messplatz DS

5.1.4 Korrektur der Bodensaugspannungswerte

Die Datensätze der Tensiometer in der Lysimeterstation weisen in der Originaldatei über lange Perioden nahezu identische Werte unmittelbar an der oberen Messbereichsgrenze bei pF 2,41 auf. Die weiteren Kurvenverläufe sind durch rasche Anstiege und Rückgänge der Saugspannungswerte charakterisiert, die teilweise nicht mit der Dynamik der volumetrischen Wassergehalte korrespondieren. Um aus diesen Wertegruppen einen für weitere Berechnungen und analytische Aussagen brauchbaren Datensatz zu erzeugen, werden alle Datensätze der im Folgenden beschriebenen und am Beispiel der Messung in LYS1 (50 cm) dargelegten Datenqualitätsprüfung unterzogen. Die originalen Datensätze (Abbildung 18) werden von allen Werten > 247 kPa (MBÜ) und Werten, die bei gleichzeitigen Bodentemperaturen < 0 °C erstellt wurden (temperaturabhängiges Aussetzen der Messung), bereinigt.

Im Anschluss werden alle verbliebenen Wertegruppen mit dem jeweils zeitgleich gemessenen volumetrischen Wassergehalt verglichen und hinsichtlich ihrer zwingend vorliegenden Gegenläufigkeit auf Konsistenz geprüft.

- Die Messperiode von neun Tagen im Oktober 2014 zeigt einen starken und raschen Anstieg von 1,89 kPa auf 242,00 kPa, ohne dass dazu eine äquivalente Abnahme des Wassergehalts, etwa von ca. 50 Vol.-% auf ca. 20 Vol.-%, aufgezeichnet worden wäre. Ebenso fällt im November 2014 die Saugspannung vermeintlich ab, während zeitgleich auch der volumetrische Wassergehalt rückläufig ist. Eine Entsprechung des Wassergehaltsanstiegs Anfang November 2014 wird ebenfalls nicht als Tensionsrückgang abgebildet. Diese Perioden werden entsprechend als fehlerhafte Messungen interpretiert und aus der weiteren Analyse ausgeschlossen.
- Die Messung im August 2013 kann prinzipiell als plausibel betrachtet werden, da die Größenordnungen von volumetrischem Wassergehalt (um 20 Vol.-%) und Bodensaugspannung (um 235 kPa) korrespondieren. Gleichzeitig ermöglicht dieser isolierte Abschnitt mit lediglich 39 Stunden nur eingeschränkte statistische Analysen.
- In der Zeit von 11.4. 2015 bis 18.6. 2015 konnten in LYS1 (50 cm) Werte erhoben werden, die in frostfreien Perioden erfasst wurden, innerhalb des

Messbereichs liegen und in Bezug auf den Wassergehalt plausibel sind. Diese Werte bleiben für die Analyse vollständig erhalten.

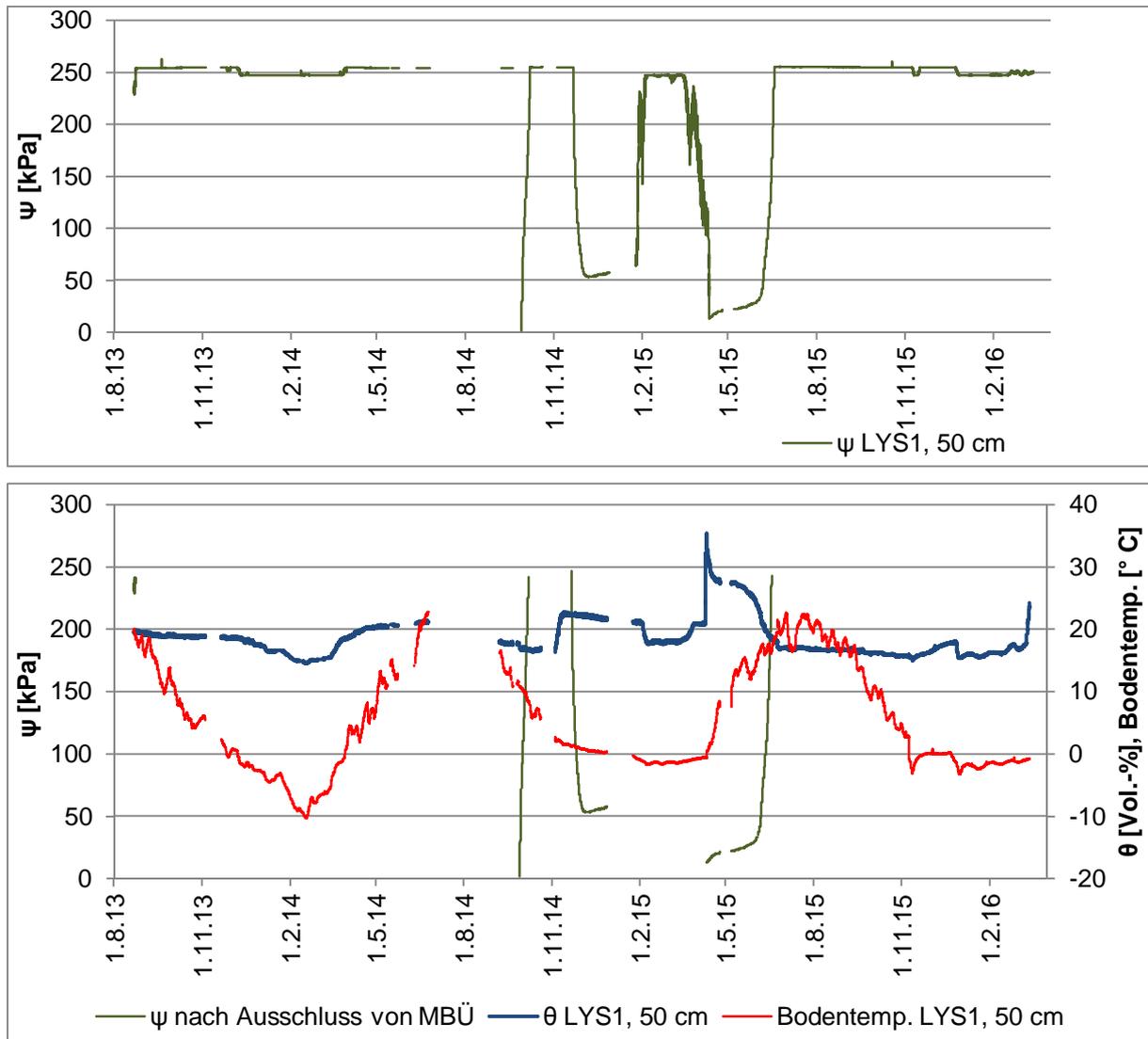


Abbildung 18: Effekte der Bearbeitung von Bodensaugspannungsdaten
 Oben: Originaldatensatz Saugspannungsmessung (LYS1, 50 cm)
 Unten: Veränderter Datensatz nach Ausschluss von Perioden mit Frost und MBÜ

In Abbildung 19 sind die Veränderungen an allen Datensätzen der Saugspannungsmessung in der Lysimeterstation dargestellt, die aus dieser Datenbereinigung resultieren.

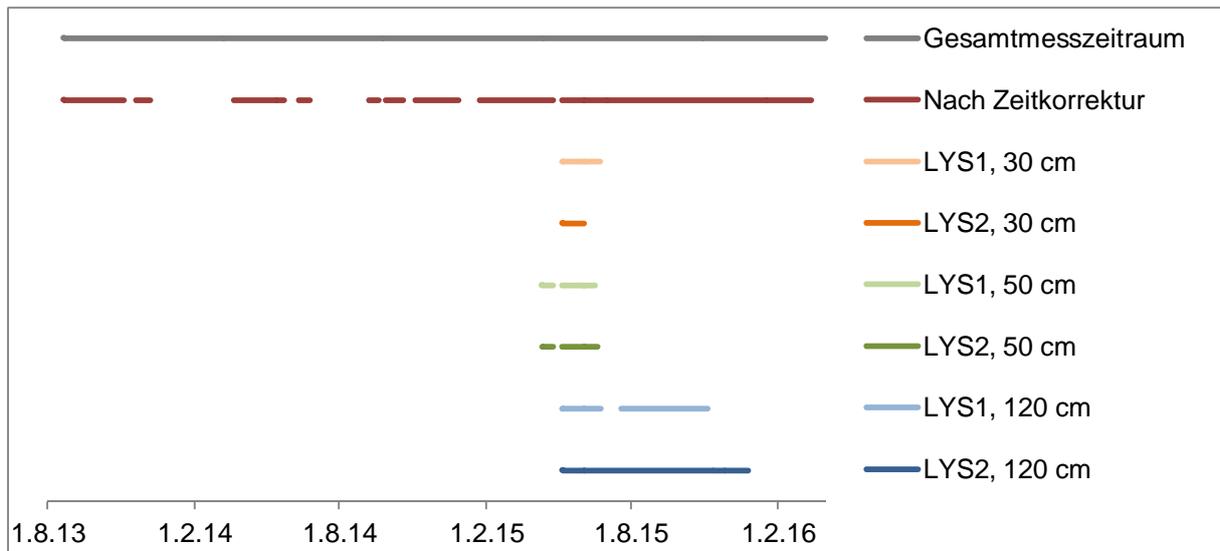


Abbildung 19: Datenverfügbarkeit der Tensiometermessungen (Lysimeterstation) nach Datenqualitätsprüfung

5.1.5 Korrektur der Wägedaten der Lysimeterstation

Von der Lysimeterstation wurde ein Wägedatensatz geliefert, aus dessen Werten als direkte Ableitung jeder Einzelanstieg bzw. jede Einzelabnahme der Monolithenmassen isoliert wurde, die grundsätzlich als jeweilige Höhe von stündlichem N oder stündlicher ET_a zu interpretieren sind. Dabei fallen wägungsspezifische Unregelmäßigkeiten auf, die die einwandfreie Plausibilität des Datensatzes in Frage stellen. Erfahrungen von Lysimeterstationen in Europa zeigen die Möglichkeit des Entstehens von Eisbrücken zwischen Stationswandung und Monolith und den damit eintretenden Verlust der Wägepräzision (Bethge-Steffens 2007). Dieses Phänomen kann auch am Standort Polujamki nicht ausgeschlossen werden. Außerdem kommt es durch Wind, Fremdkörperauflast bei Wartungsarbeiten oder weitere nicht quantifizierbare Einflussgrößen zur Erzeugung von scheinbaren Niederschlags- und Verdunstungswerten als Derivate des Wägedatensatzes, die als deutlich zu groß für wasserhaushaltliche Flüsse an einem Trockensteppenstandort interpretiert und somit als unplausibel klassifiziert werden müssen. Insbesondere der Einfluss einer Vielzahl von Saatkrähen auf Wägung und Pflanzenentwicklung von LYS 1 (Abbildung 20) ist von großer Relevanz und nicht zu quantifizieren.



Abbildung 20: Saatkrähen auf LYS1

Es wurden rechnerische Korrekturverfahren zur Trennung von Rauschen und Signal für derartige Wägedaten entwickelt. Reinecke (2014) beschreibt ein Verfahren zur Identifizierung von Oszillationen der Monolithe: Eine Massenabnahme, der eine Massenzunahme in gleicher Höhe folgt (entsprechend auch umgekehrt), wird mit diesem Verfahren isoliert. Der Einsatz eines solchen Verfahrens bedingt, dass der Betrag der Zunahme identisch dem der Abnahme entspricht. Bei zehnmütigem Messintervall ist eine solche Identifikation gut möglich, wenngleich hier die zweite Kommastelle des Messwerts durch Rundung keine Beachtung findet und damit bereits eine erste Glättung der Kurve und somit Genauigkeitsverluste eintreten. Bei stündlicher Werteaufzeichnung, wie im Fall der vorliegenden Arbeit, liegen augenscheinlich als Oszillationen wahrgenommene Wertepaare zwar in derselben Größenordnung, sind aber nie identischen Betrags. Das resultiert aus der Bildung eines arithmetischen Mittels aus 60 Minutenwerten in der Verarbeitungseinheit der Lysimeterstation, das dann als Stundenwert vorliegt. Hierbei kommt es in den einzelnen Stunden zu unterschiedlichen Resultaten und das Identifikationsverfahren ist somit vielfach nicht in der Lage, fehlerhafte Wertepaare aufzuspüren. Bei testweiser Anwendung des Verfahrens auf den vorliegenden Wägedatensatz wurden lediglich 0,04 % der Werte isoliert, so dass auf eine Nutzung in diesem Rahmen verzichtet wurde.

Ansätze der gleitenden Mittelung bzw. Polynomialanpassung unter Einbezug von Nachbarwerten oder der Nutzung von (variablen) Schwellenwerten, bei deren Über- oder Unterschreiten Veränderungen an den Werten vorgenommen werden (Gleitender Mittelwert, Savitzky-Golay-Filter, AWAT-Filter u.a.) dienen der Glättung von Datensätzen mit gewichteter Trennung von Signal und Rauschen. (Peters et al. 2014, Hannes et al. 2015). Auf die vorliegenden Datensätze wurden solche Funktionen jedoch nicht angewendet. So ist einerseits nach Anwendung derartiger Verfahren bei exakter Messung des Geräts die Detektion von kleinen wasserhaushaltlichen Flussraten (Messung von Tau, Nebel, Reif und ET_a) nicht mehr möglich und den Vorteilen des präzisen Wägesystems würde nicht Rechnung getragen. Andererseits konnte nach testweiser Errechnung gewichteter gleitender Mittelwerte mit dem vollständigen Originaldatensatz auch unter Nutzung sehr großer Mittelungszeiträume kein verbesserter Datensatz erzeugt werden, dessen Niederschlags- und ET_a -Derivate in für den Standort plausibler Größenordnung lägen.

Vom Einsatz für den gesamten Originaldatensatz gültiger, mathematischer Algorithmen zur automatischen Datenglättung wird daher hier abgesehen. Vielmehr wird ein im Folgenden erläutertes, mehrschrittiges Filterverfahren entwickelt und angewandt, mit dem plausible von unplausiblen Daten getrennt werden können.

5.1.5.1 Filterverfahren der Wägedaten bei Frost

Deutlich fällt die Sensitivität des Wägesystems auf Frostwechsel und Perioden mit LT unter dem Gefrierpunkt auf (Abbildung 21). In Fällen von Frost kann es zum Aussetzen der Messung (z.B. November 2013, Januar 2015), zu kurzzeitigen starken Ausschlägen in den positiven wie negativen Bereich (z.B. am 13.10. 2013, 7.12. 2013, 16.12. 2013, 9.3. 2014, 11.4. 2015, 24.12. 2015) oder zu kontinuierlichem Steigen der Kurve ohne wasserhaushaltlich und standörtlich nachvollziehbare Ursache (jeweils im Winter) kommen.

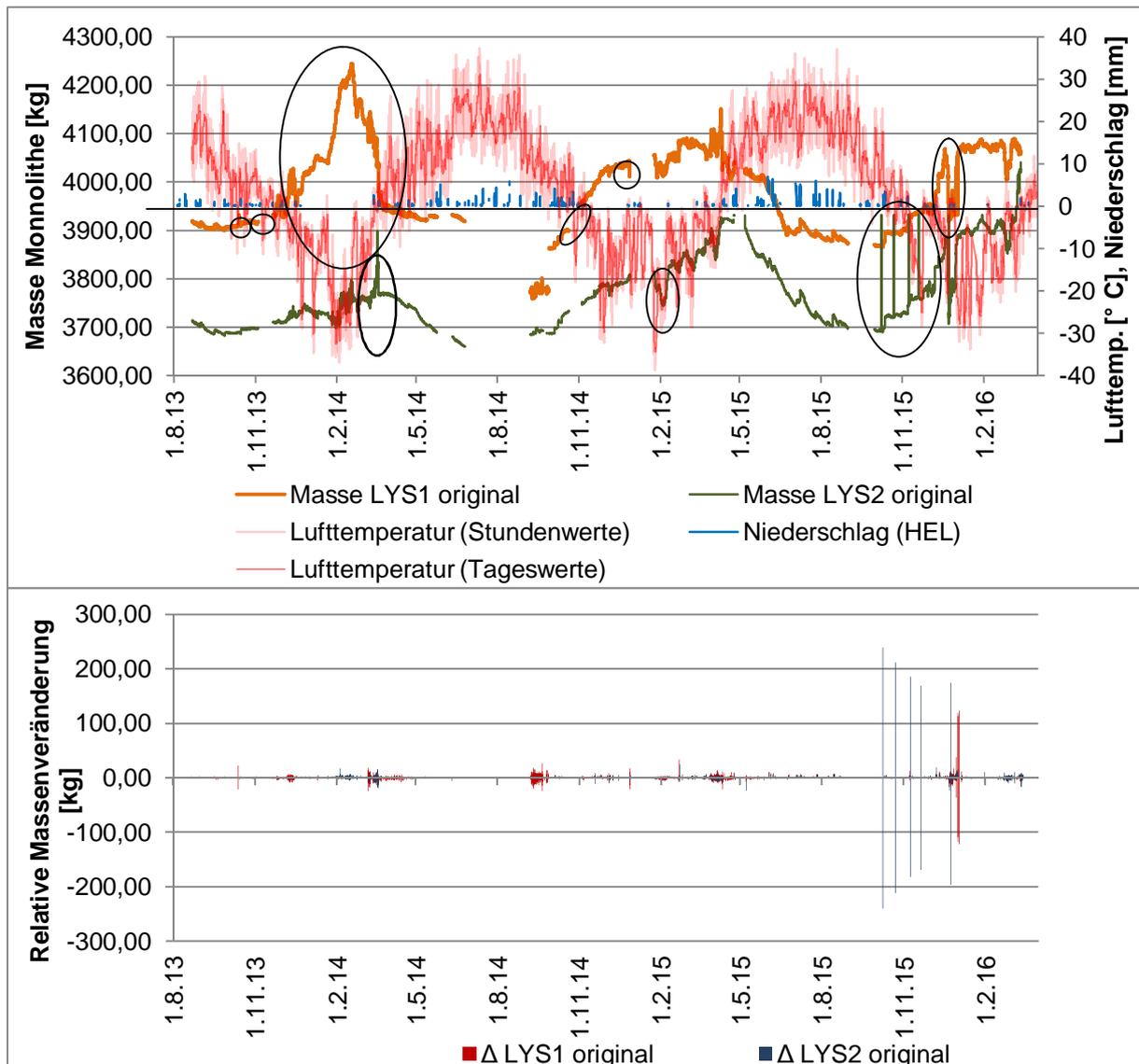


Abbildung 21: Originaler Datensatz Lysimeterstation

Oben: Massen der Monolithe mit Hervorhebungen von Frosteffekten; LT und N aus Wetterstationsdaten

Unten: Relative Massenveränderung (Δ) der originalen Monolithenmassen als Grundlage der Niederschlags- und ET_a -Berechnung

Da die Wägedaten gehäuft in Frostperioden von derartigen Massenveränderungen charakterisiert sind, werden in einem ersten Datenbehandlungsschritt (Schritt A) alle Werte, die zeitgleich mit Messungen der $LT < 1 \text{ }^\circ\text{C}$ erfasst wurden, als nicht repräsentativ für die wirklichen Massenverhältnisse der Monolithe betrachtet und im Datensatz durch Leerstellen ersetzt (Abbildung 23 oben).

5.1.5.2 Filterverfahren zeitlich isolierter Wertegruppen

In den nun vorliegenden Datenreihen sind neben kontinuierlichen Messungen über jeweils mehrere Wochen auch viele zeitlich stark isolierte Datenreihenfragmente enthalten, die oftmals Werte nur weniger aufeinanderfolgender Stunden umfassen. Die betroffenen Wertegruppen zeigen Massenzu- und -abnahmen in raschem Wechsel und mit vergleichsweise hohen Beträgen. Dies fällt insbesondere bei den Wägedaten von LYS1 zwischen dem Einsetzen des ersten Frosts im Herbst 2013 bis zur Neuausrichtung des Monoliths im Juni 2015 auf. Ungleichmäßige Belastungen des Wägesystems hatten bis dahin im Datensatz zu diesen unglaublich hohen und rasch wechselnden Werten geführt. Abbildung 22 zeigt einen solchen Beispielbereich des Datensatzes im September 2014.

	Δ LYS1 original	Δ LYS2 original
16.9.14 10:00	-2,95	-0,24
16.9.14 11:00	1,16	-0,29
16.9.14 12:00	-0,42	0,05
16.9.14 13:00	-1,96	-0,16
16.9.14 14:00	0,22	-0,62
16.9.14 15:00	-1,02	0,08
16.9.14 16:00	1,63	0,04
16.9.14 17:00	3,94	-0,38
16.9.14 18:00	-4,13	0,06
16.9.14 19:00	-0,91	0,14
16.9.14 20:00	-1,15	-0,01
16.9.14 21:00	-1,65	0,03
16.9.14 22:00	3,57	0,11
16.9.14 23:00	1,93	0,00
17.9.14 0:00	6,95	-0,16
17.9.14 1:00	-7,53	-0,01
17.9.14 2:00	6,64	0,15
17.9.14 3:00	-8,36	0,00
17.9.14 4:00	4,08	0,03
17.9.14 5:00	-1,40	0,05
17.9.14 6:00	0,88	0,03
17.9.14 7:00	1,27	0,06
17.9.14 8:00	-3,10	0,00
17.9.14 9:00	4,56	-0,03

Abbildung 22: Beispielbereich Datenreihenfragment (Originaler Datensatz Lysimeterstation) September 2014 mit Oszillationen und fehlender Kongruenz zwischen den Monolithen

Teile dieser Datengruppen können als Oszillationen der Monolithe wahrgenommen werden, jedoch sind in den Zahlen gleichzeitig auch wasserhaushaltliche Flüsse enthalten, deren Einzelbeträge nicht von den Oszillationen getrennt werden können. Zudem sind die betroffenen Perioden vielfach von fehlender Übereinstimmung beider Monolithe hinsichtlich des Wägedatenverlaufs charakterisiert (Zunahme in LYS1 bei Abnahme in LYS2 und umgekehrt).

Daher führt ein zweiter Datenbehandlungsschritt (Schritt B) zum Ausschluss aller Wertegruppen, die einerseits weniger als zwölf lückenlos aufeinander folgende Stundenwerte enthalten und andererseits von den zwei benachbarten Wertegruppen einen zeitlichen Abstand von 72 Stunden überschreiten.

In Schritt C werden alle Werte der Wägung von LYS1 zwischen dem ersten Einsetzen von Frost am 8.9. 2013 und 25.6. 2015 vollständig entfernt. Hier wird bis zur Neuausrichtung des Monoliths im Juni 2015 von konstanten Fehlmessungen ausgegangen. Abbildung 23 zeigt den endgültig für die inhaltliche Analyse vorliegenden Datensatz.

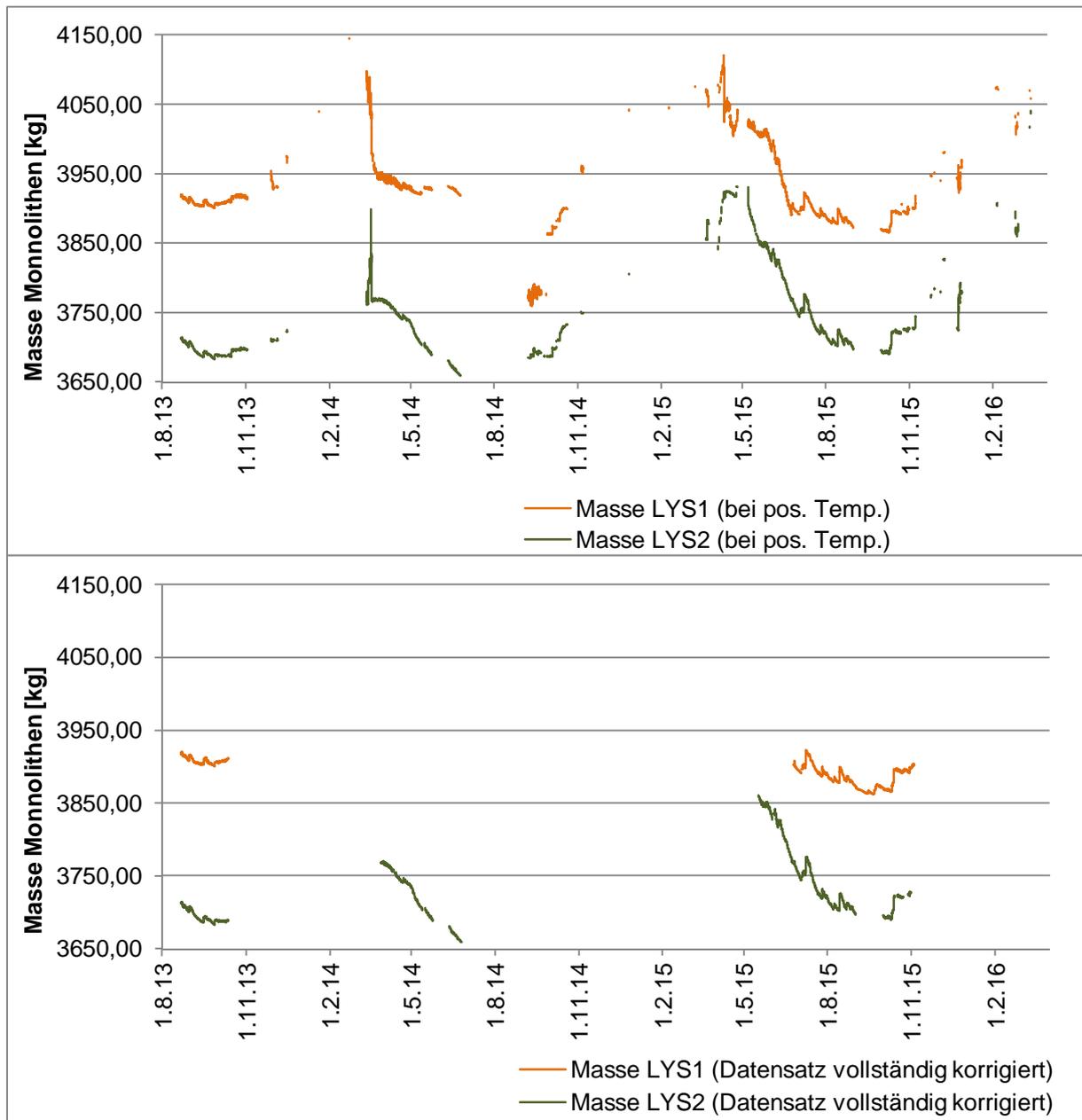


Abbildung 23: Korrigierter Datensatz Lysimeterstation: Masse der Monolithe bei Anwendung des Datenbehandlungsverfahrens
 Oben: nach Anwendung von Schritt A
 Unten: nach Anwendung von Schritt B und C

5.1.6 Validierung des bearbeiteten Wägedatensatzes

Werden aus den mit dem vorgestellten Verfahren bereinigten Wägedatenreihen N und ET_a berechnet, kann eine Validierung anhand von weiteren Datensätzen zu diesen Größen erfolgen. Tageswerte der ET_0 werden für den gesamten

Messzeitraum (21.9. 2012 bis 31.3. 2016) anhand von Daten der Wetterstation nach Gleichung 1 berechnet. Die in die Formel eingehenden Niederschlagsdaten werden aus der Datenreihe des WXT bezogen, da mit diesem Messgerät eine höhere Auflösung und Genauigkeit erreicht werden kann als mit dem Niederschlagsmesser HEL. Die gewonnenen ET_0 -Daten dienen als Bezugsrahmen für die gemessenen ET_a -Werte der Lysimeterstation. Der Datensatz der Niederschlagsmessung mit WXT dient äquivalent dem Abgleich mit den aus Wägedaten ermittelten Niederschlagsdaten der Lysimeterstation.

Das Verfahren stellt sicher, dass nach seiner Anwendung keine unplausiblen Massenveränderungen in den Datensätzen enthalten sind und N sowie ET_a den realen Bedingungen entsprechend abgebildet werden können. Es gilt infolgedessen als probat zur Selektion von plausiblen Wägedaten der Lysimeterstation Polujamki.

5.1.7 Umfang des Datensatzes nach der Datenqualitätsprüfung

Abbildung 24 zeigt den Umfang aller Datensätze des bodenhydrologisch-meteorologischen Messnetzes, die für den gesamten Untersuchungszeitraum nach allen Datenbearbeitungsschritten für die folgende analytische Betrachtung vorliegen. Im Interesse der Übersichtlichkeit sind die Datenverfügbarkeiten der Wassergehalts-, Saugspannungs- und Bodentemperaturmessungen jeweils in 50 bzw. 60 cm Tiefe dargestellt, sie stehen beispielhaft für das jeweilige Profil. Detaillierte Informationen zum Umfang des verfügbaren Datensatzes im Verhältnis zum Gesamtmesszeitraum finden sich im Folgenden bei der jeweiligen auf die Einzeldatenreihen bezogenen Betrachtung.

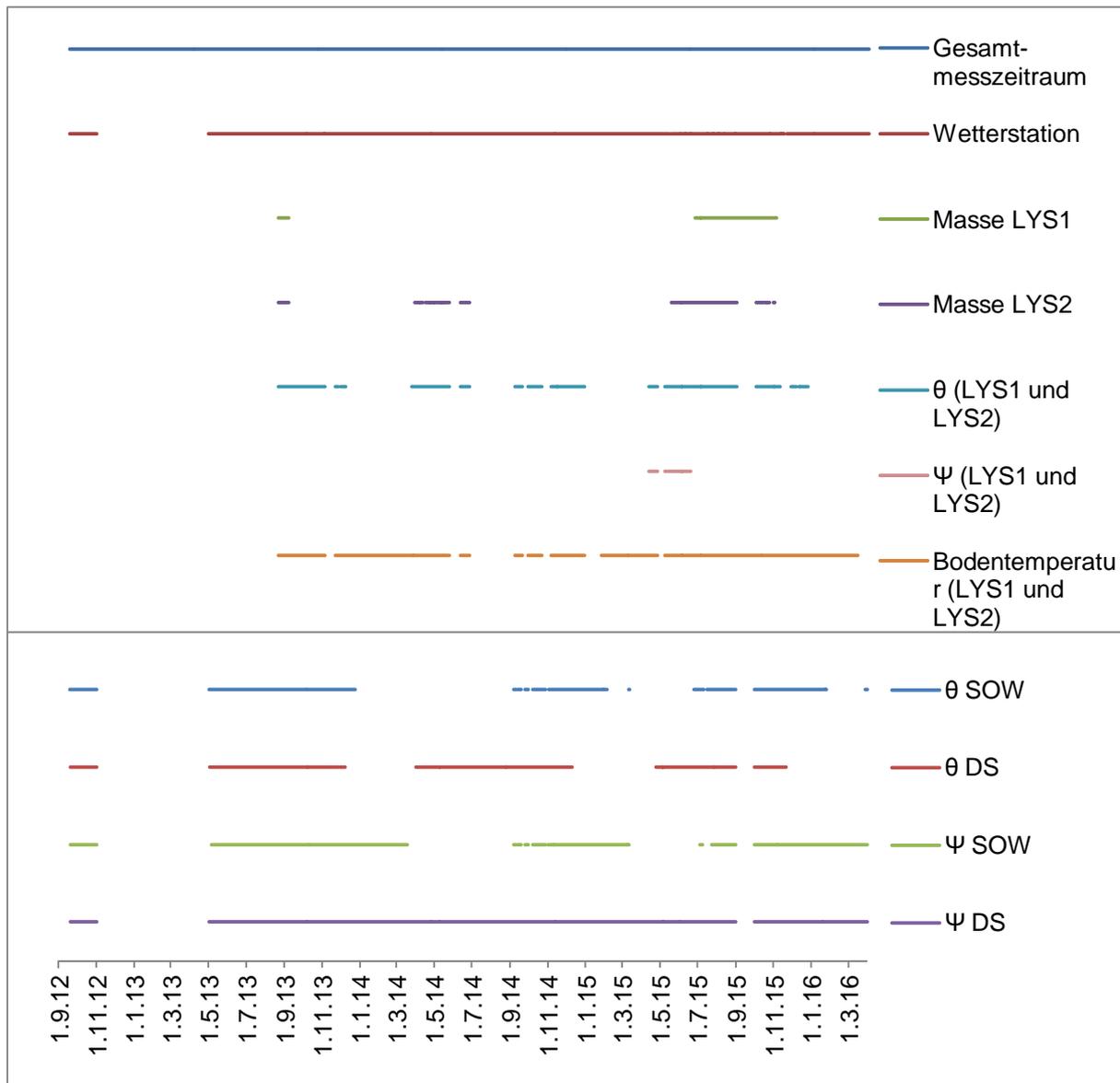


Abbildung 24: Datenverfügbarkeit des bodenhydrologisch-meteorologischen Messnetzes Gesamtmesszeitraum 1.9. 2012 bis 31.3.2016

Nahezu lückenlose Aufzeichnungen konnten mit der Wetterstation erfolgen, lediglich für die behördlich angeordnete Messsperre vom 1.11. 2013 bis 2.5. 2014, die für das gesamte bodenhydrologisch-meteorologische Messnetz galt, liegen keine Daten vor. Die Wertaufzeichnung auf den bodenhydrologischen Messplätzen auf der Versuchsfeldanlage konnte, von Unterbrechungen in Zeiten mit Bodentemperaturen $< 0 \text{ }^\circ\text{C}$ abgesehen, ebenfalls mit weitgehender langzeitlicher Kontinuität gesichert werden. Ebenfalls sind die Messungen der Bodentemperatur über lange Zeiträume sicher erfolgt. Bedauerlich sind teilweise große Unterbrechungen bei den Messungen

von volumetrischem Wassergehalt, Bodensaugspannung und Monolithenmassen in der Lysimeterstation.

Die Messung von N findet im bodenhydrologisch-meteorologischen Messnetz Polujamki in vierfacher Form mit HEL, WXT, LYS1 und LYS2 statt. Für den Zeitraum 1.7. bis 31.8. 2015 liegen nach der Datenqualitätsprüfung von allen vier Messsystemen plausible Daten mit zeitlichen und inhaltlichen Kongruenzen vor. Damit kann ein präzises, vergleichendes Bild der Niederschlagshöhen und Ereignisverteilung¹ in stündlicher Auflösung am Standort Polujamki erstellt werden. Die Erhebung der Datenreihen der ersten wägbaren Lysimeterstation Sibiriens ist in ihrer Form bisher einzigartig und muss als Meilenstein präziser Messungen von standörtlichen Größen des Wasserhaushalts wahrgenommen werden. Informationen zu diesem Vergleich finden sich auch bei Stephan et al. (2017).

¹ Von „Niederschlagsereignis“ bzw. „Ereignis“ wird im Weiteren gesprochen, wenn

- i) alle vier Messreihen (LYS1, LYS2, WXT, HEL) gleichzeitig in einer Stunde oder einer ununterbrochenen Stundensequenz positive Werte ausgegeben haben und
- ii) mindestens einer der Wetterstationssensoren in einer Stunde oder einer ununterbrochenen Stundensequenz einen Gesamtniederschlag von $\geq 0,15$ mm gemessen hat.

5.2 Ergebnisse des bodenhydrologisch-meteorologischen Messnetzes Polujamki

5.2.1 Wetterstation

5.2.1.1 Niederschlagsmesser nach Hellmann

Die Datenreihen der Wetterstation umfassen lange Zeiträume im Verhältnis zum Gesamtmesszeitraum und erlauben Aussagen zur längerfristigen N-Entwicklung am Standort. Der N-Sensor HEL registrierte – bezogen auf die Menge der maximal möglichen Erfassungen entsprechend dem einstündigen Messintervall – weitgehend kontinuierlich Niederschlagsdaten. Die Datenverfügbarkeit im Verhältnis zu allen potenziell verfügbaren Messzeitpunkten (8760 bzw. 8784 h/a) beträgt 11,7 % (2012), 66,1 % (2013), 99,6 % (2014), 96,1 % (2015) und 19,5 % (2016). Im Interesse der Vergleichbarkeit werden in den folgenden Abbildungen die Werte des HEL denen des WXT unmittelbar gegenübergestellt.

Die Jahressummen nach HEL betragen 231,3 mm (2014) bzw. 290,8 mm (2015), die mittlere N-Summe pro Monat (Abbildung 25) zwischen September 2012 und März 2016 liegt bei 20,1 mm. Die Variabilität zwischen den Monaten ist groß. Das monatliche N-Maximum tritt jährlich im Juli mit jeweils etwa 50 bis 60 mm auf, auch die mittleren Augustniederschläge liegen mit etwa 35 mm vergleichsweise hoch. Die niederschlagsärmsten Monate mit unter 7 mm (im Extremfall 0 mm im Januar 2016) sind Dezember, Januar und Februar. Auch in November und März fallen meist nur ca. 10 mm. In April, Mai, Juni und September treten mittlere Monatsniederschlagssummen zwischen etwa 20 und 30 mm auf. Im Oktober 2014 werden einmalig 64 mm als Gesamtmaximum erfasst, die Oktoberwerte variieren im Untersuchungszeitraum stark zwischen 10 und 64 mm.

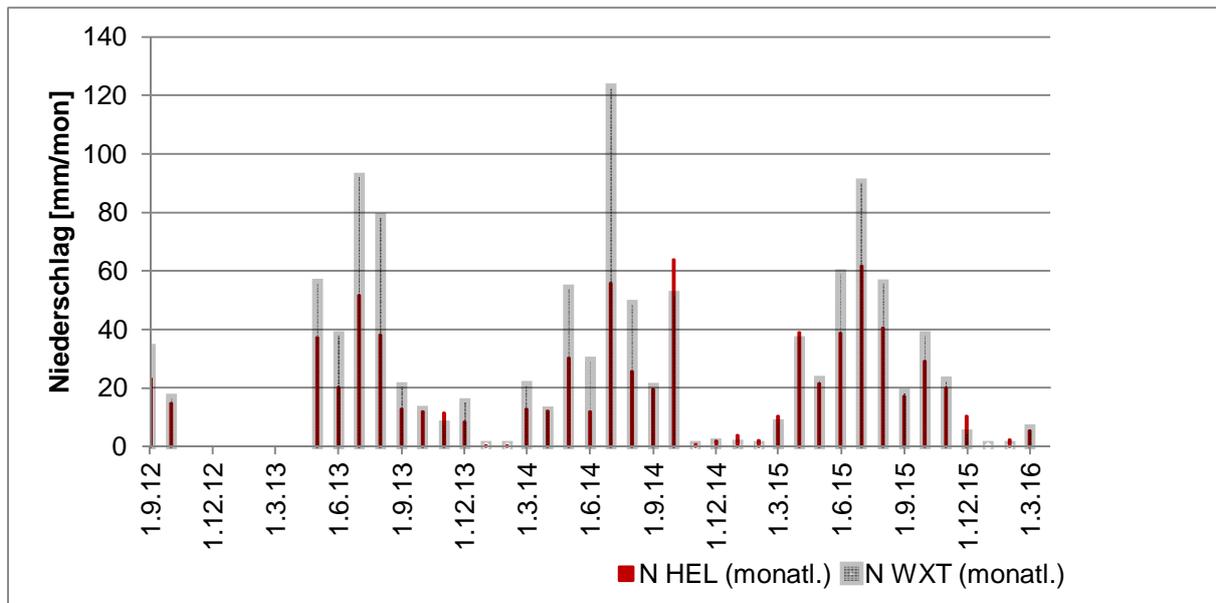


Abbildung 25: Monatliche Niederschlagssummen (N) Polujamki (HEL und WXT) September 2012 bis März 2016

Bezogen auf die monatlichen Anteile an der Jahressumme (Abbildung 26) treten Juli, August, Oktober und Mai als niederschlagsreichste Monate mit insgesamt 60,4 % des Jahresniederschlags sowie die Periode November bis Februar mit insgesamt lediglich 8,1 % hervor.

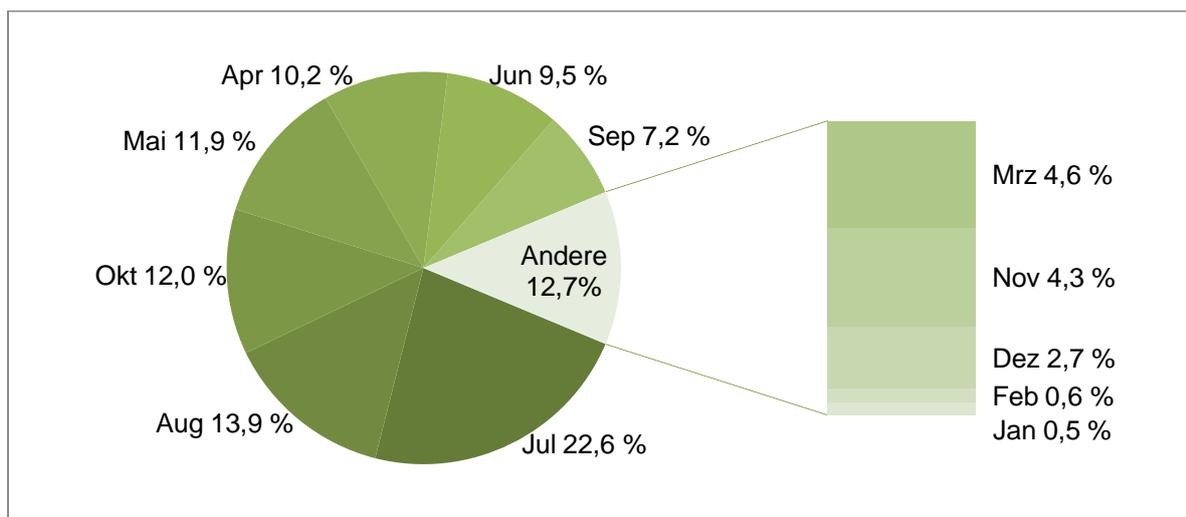


Abbildung 26: Mittlere monatliche Anteile an der Jahresniederschlagssumme (HEL und WXT) Januar 2013 bis Dezember 2015

Werden aus den Stundenwerten Daten in täglichem Intervall (2012 bis 2016) kondensiert, lässt sich ein arithmetisches Mittel von 0,7 mm/d sowie ein Maximum von 22,5 mm/d (3.7. 2013) errechnen. Die N-Daten 2014 in täglicher Auflösung (Abbildung 27) zeigen ein Maximum im Hochsommer von 15,4 mm (30.7.) und weitere vier Ereignisse mit Werten > 10 mm/d in Juli, August und Oktober. Im Winter treten hingegen sehr geringe Niederschläge auf: Von Jahresbeginn bis zum 14.3. werden lediglich 0,4 mm erreicht sowie nur 2,3 mm zwischen dem 1.11. und dem Jahresende.

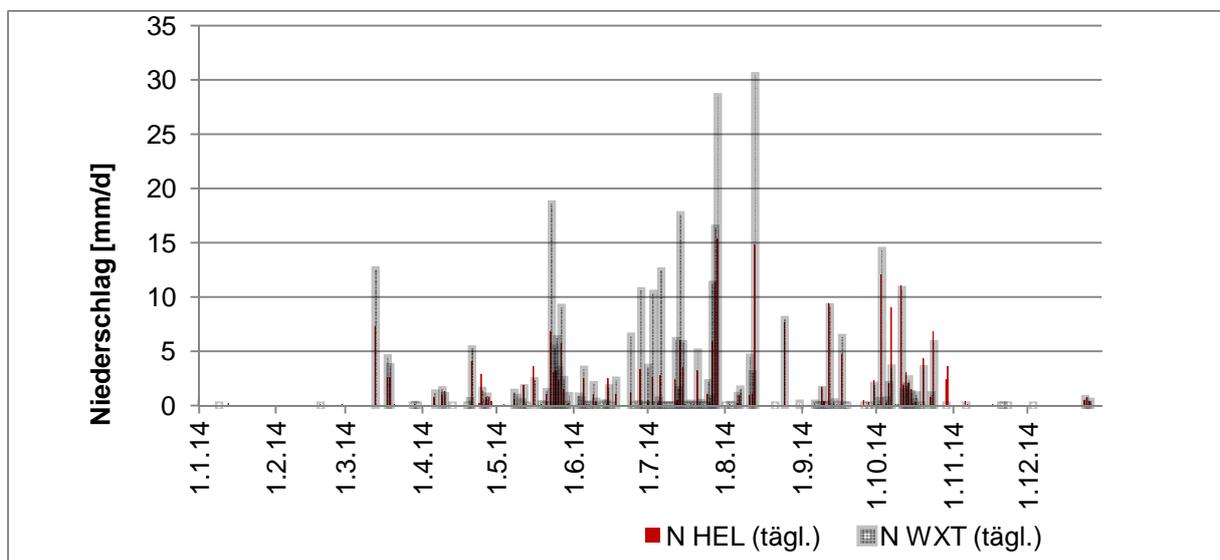


Abbildung 27: Tägliche Niederschlagssummen (N) Polujamki (HEL und WXT) Januar 2014 bis Dezember 2014

Als mittlere stündliche N-Menge 2012 bis 2016 gibt HEL 0,03 mm/h an, maximal treten 13,7 mm/h (3.7. 2013 18:00 Uhr) auf. Die höchsten stündlichen N-Summen (Ereignisse mit $N > 6,0$ mm/h) treten im Sommer auf, es handelt sich im Gesamtmeszeitraum um vier Ereignisse im Juni sowie fünf im Juli.

In zeitlich hoher Auflösung (stündliche Werte) ist in Abbildung 28 beispielhaft das N-Geschehen zwischen dem 20.5. und dem 25.5. 2015 dargestellt. In dieser Zeit misst HEL insgesamt 14,7 mm N, der im Wesentlichen während drei mehrstündigen Ereignissen mit jeweils etwa 5 mm fällt.

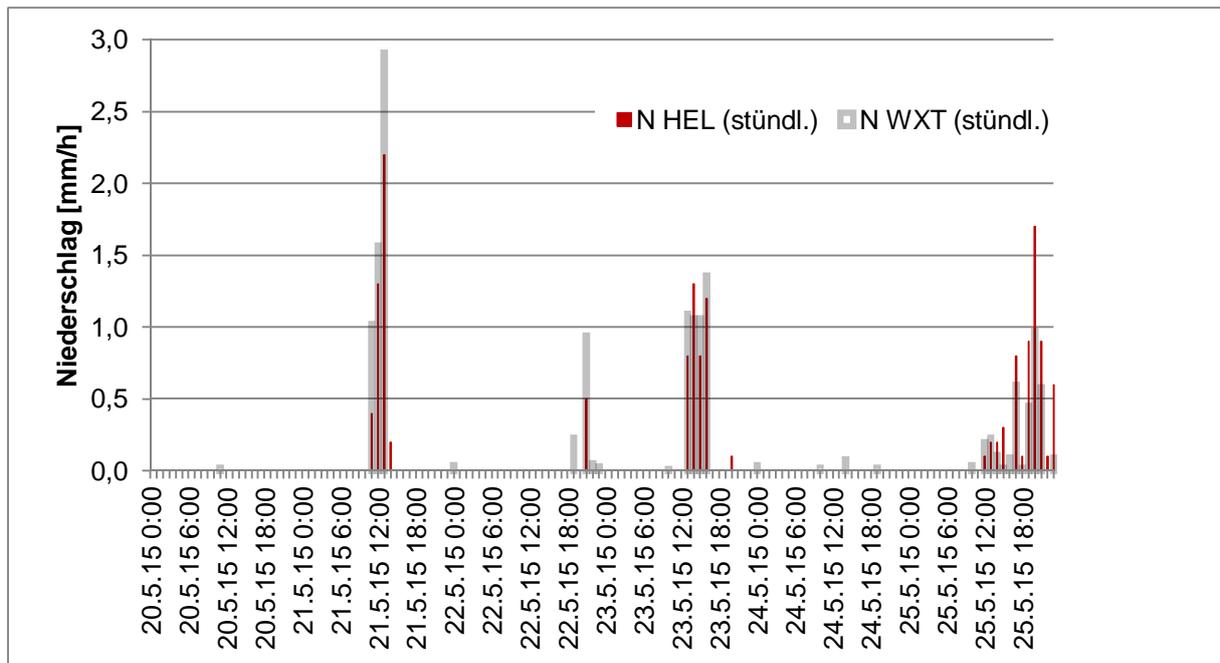


Abbildung 28: Stündliche Niederschlagssummen Polujamki (HEL und WXT) 20.5. bis 25.5. 2015

In der Messperiode vom 1.7. bis 31.8. 2015 traten Unterschiede zu den anderen Messreihen auf, die zu 67 bis 82 % der mit den Vergleichsmesssystemen (WXT, LYS1, LYS2) gemessenen N-Summen führen. Korrekturen mit den für Mitteleuropa üblichen Faktoren von 10 % (Richter 1995) können angesichts dessen für diesen südsibirischen Steppenstandort nicht ohne weiteres angewendet werden, um die Verhältnisse auf Niveau der GOK abzubilden. Gleichzeitig konnten in Frostperioden einzig mit dieser Methode verlässliche N-Datenreihen produziert werden, während alle anderen Messsysteme in diesen Zeiträumen keine plausiblen Werte lieferten.

5.2.1.2 Niederschlagsmesser WXT

Die N-Erfassung mit WXT zeigt Datenverfügbarkeiten, die weitgehend mit denen der HEL-Messungen vergleichbar sind: 11,7 % (2012), 66,5 % (2013), 99,9 % (2014), 97,0 % (2015) und 19,6 % (2016). Aussagen zur N-Höhe am Untersuchungsstandort in Meissner et al. 2016 und Schmidt et al. 2016 entsprechen weitestgehend den hier präsentierten Zahlen, Unterschiede entstehen durch die Veränderungen am Datensatz infolge der hier angewandten Datenqualitätsprüfung.

Die N-Summen betragen im Jahr 2014 356,72 mm und im Jahr 2015 352,32 mm. Die mittlere monatliche N-Summe liegt im Gesamtmesszeitraum (Abbildung 25) bei 28,5 mm. In Entsprechung zum Datensatz des HEL tritt auch in der WXT-Messreihe (2012 bis 2016) das jährliche N-Maximum im Juli hervor, es wurden Monatssummen von mindestens 90 mm aufgezeichnet (maximal 122,3 mm im Juli 2014). Mittlere Minima liegen auch hier in Januar (0,2 mm) und Februar (0,1 mm). Die monatlichen Anteile an der WXT-Jahresniederschlagssumme entsprechen vollständig denen der HEL-Messreihe (Abbildung 26).

Die mittlere Tagesniederschlagssumme (2012 bis 2016) gibt WXT mit 0,98 mm an, das tägliche Maximum dieser Jahre liegt bei 40,12 mm (3.7. 2013). Im Jahr 2014 kommt es an zwölf Tagen zu N von < 10 mm, davon liegt die Hälfte im Juli (Abbildung 27). Mit 30,4 mm liegt das Tagesmaximum 2014 auch im Hochsommer (14.8.), dem HEL-Maximum am 30.7. (22,5 mm/d) entsprechen hier 28,5 mm. Von Jahresbeginn bis zum 14.3. wurden lediglich 0,04 mm und zwischen 1.11. und Jahresende 0,16 mm gemessen.

Der mittlere stündliche N (2012 bis 2016) liegt bei 0,04 mm, das stündliche Maximum bei 27,22 mm (3.7. 2013 18:00). Der Jahresgang stündlicher N-Werte zeigt auch bei der Messung mit WXT ein sommerliches Maximum: Ereignisse mit N > 6,0 mm treten dreimal im Mai, viermal im Juni, 15-mal im Juli, sechsmal im August und zweimal im September auf.

Während des Zeitraums 20.5. bis 25.5. 2015 (Abbildung 28) kann WXT N in Höhe von 15,0 mm messen, wobei neben den drei wesentlichen Ereignissen mit jeweils etwa 5 mm einige wenige Kleinstniederschläge < 0,1 mm/h erfasst werden, denen in der HEL-Datenreihe infolge der verschiedenen Auflösungen keine positiven Niederschlagsdaten entsprechen.

Die N-Daten des WXT zeigen grundsätzlich sehr große Datenabdeckungen und außerordentlich hohe Übereinstimmungen mit den Werten der Lysimeterstation bei der Erfassung von Fallniederschlägen, so dass diese Messungen präzise und hochaufgelöste Informationen zum realen N-Geschehen geben können. Unterschiede zwischen den Daten von WXT und der Lysimeterstation im Vergleichszeitraum vom 1.7. bis 31.8. 2015 treten vorwiegend erst ab dem 14.8.

2015 durch fehlende Erfassung von Absetzniederschlägen mit dem Sensor der Wetterstation auf. Mit WXT wurde der größte aller Stundenniederschläge (7,12 mm am 8.7. 2015 10:00 Uhr) gemessen. Auch bei anderen Ereignissen mit größeren N-Mengen lag der WXT-Wert häufig oberhalb der der Vergleichsmessreihen. Eine Überschätzung der wirklichen Menge von Starkniederschlagsereignissen kann bei der Messung mit der piezoelektrischen Membran möglich sein, was durch besonders große Tropfen bei einem sommerlichen Konvektionsniederschlag hervorgerufen sein könnte.

5.2.2 Lysimeterstation

5.2.2.1 Niederschlag

5.2.2.1.1 *Übereinstimmungen zwischen den Messreihen*

Die Datenreihen zeigen stündliche N-Summen in gleicher Größenordnung mit Analogien bei der Ereignisverteilung. Positive Korrelationen zwischen den ereignisbezogenen N-Daten können anhand der Bestimmtheitsmaße demonstriert werden (Abbildung 29): Große Übereinstimmung besteht zwischen beiden Niederschlagsdatenreihen der Wetterstation ($R^2 = 0,95$ (WXT – HEL) sowie zwischen beiden Monolithen ($R^2 = 0,98$ (LYS1 – LYS2)). Deutlich kleiner ist der statistische Zusammenhang zwischen den Niederschlagsdaten der Lysimeterstation und WXT ($R^2 = 0,73$ (LYS1 – WXT), $R^2 = 0,72$ (LYS2 – WXT) sowie zwischen Lysimeter und dem HEL-Datensatz ($R^2 = 0,68$ (LYS1 – HEL), $R^2 = 0,67$ (LYS2 – HEL)).

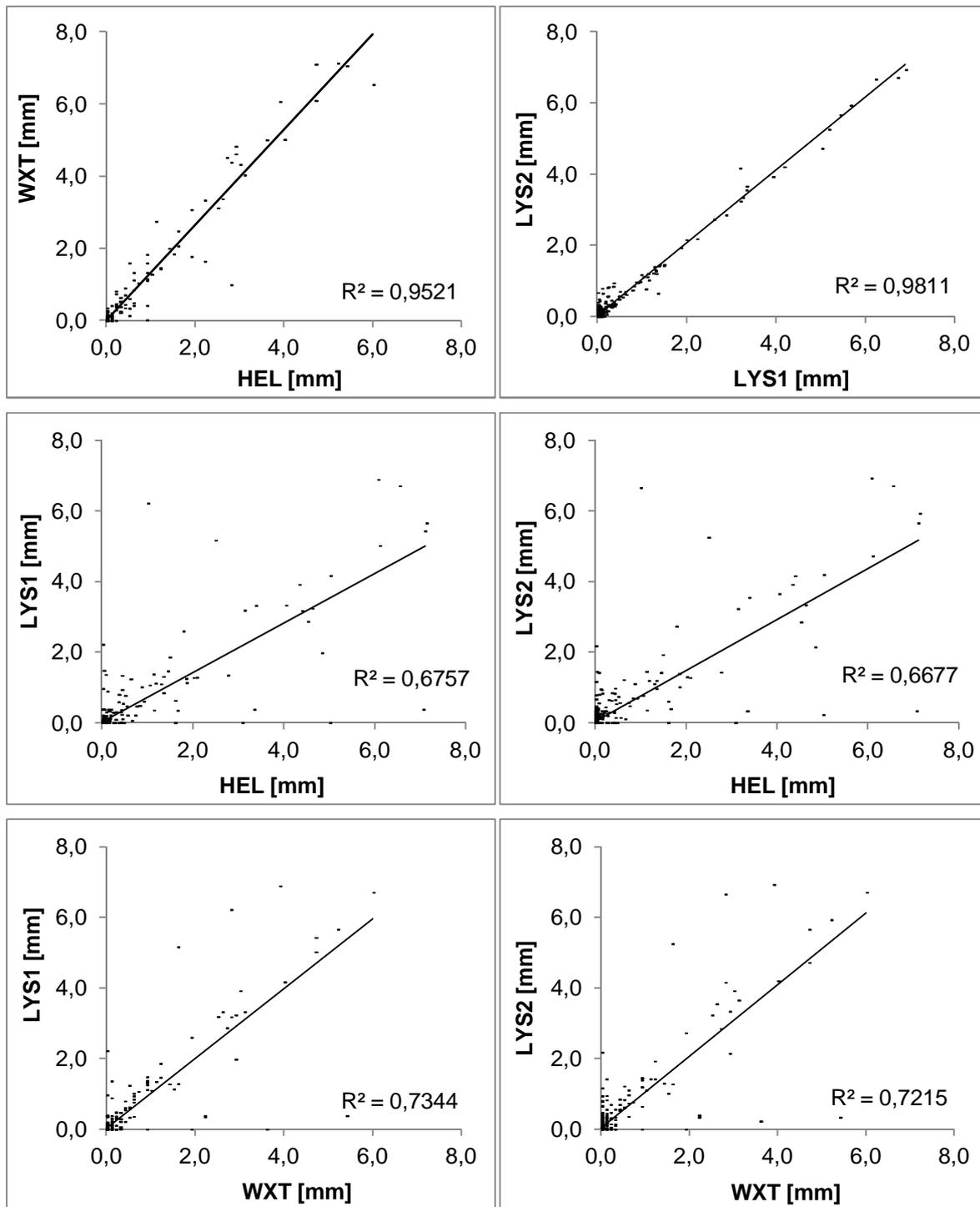


Abbildung 29: Korrelation stündlicher Niederschlagswerte (LYS1, LYS2, HEL, WXT) 1.7. bis 31.8. 2015

5.2.2.1.2 Höhe und Verlauf

Mit den vier Messsystemen werden in den Monaten Juli und August 2015 vier Messreihen aus stündlichen Werten erzeugt, die bei divergierenden Messbeträgen aufgrund der Heterogenitäten der Messansätze dennoch ein sehr

übereinstimmendes Bild der vergleichenden N-Messung liefern (Abbildung 30). Nahezu jeder Anstieg der Niederschlagssumme findet seine Entsprechung in den jeweils anderen Messreihen.

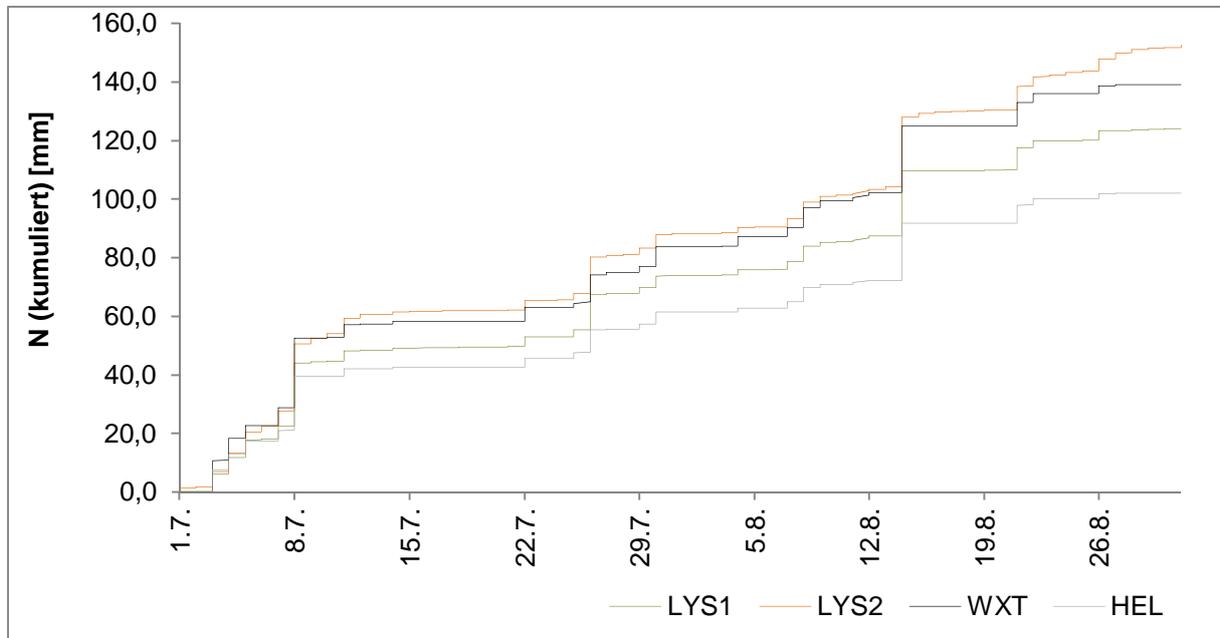


Abbildung 30: Kumulierte Niederschläge (LYS1, LYS2, HEL, WXT)
Tageswerte; 1.7 bis 31.8. 2015

Es fällt regelmäßig N (mittleres Auftrittsintervall 23 Stunden) mit maximal einer Woche Abstand zwischen zwei Ereignissen. Der mittlere stündliche N über den gesamten Zeitraum liegt bei etwa 0,1 mm, insgesamt werden von den Messgeräten der Wetterstation sowie von der Lysimeterstation etwa 130 mm erfasst, wobei die Summen der Einzelgeräte trotz des kurzen Messzeitraums stark variieren (Tabelle 3). In sieben Fällen fallen mehr als 6 mm pro Ereignis (Mittelwert über alle vier Messsysteme), hier treten insbesondere die Ereignisse am 8.7. (25,03 mm innerhalb von 13 Stunden) und 25.7. 2015 (12,04 mm innerhalb von 7 Stunden) hervor. Geringere N-Summen (< 6 mm) kommen in der ersten und letzten Juliwoche, in der ersten Augushälfte sowie gegen Ende August vor. Bei Anwendung der in Fußnote 1 genannten Kriterien für ein „Niederschlagsereignis“ treten 29 Einzelereignisse auf, die 94,9 % (LYS1) bzw. 81,9 % (LYS2) des Gesamt-N auf sich vereinen.

Angesichts der großen Übereinstimmungen zwischen den Daten von WXT und der Lysimeterstation kann der hier betrachtete Teilzeitraum als Grundlage für eine

zeitliche Extrapolation genutzt werden unter der Einschränkung, dass mit Daten aus Juli und August lediglich die extremen Bedingungen des Steppensommers abgebildet werden. Mit WXT wurden 2015 insgesamt 352,3 mm N gemessen, im Zeitraum 1.7. bis 31.8. 2015 liegt die Summe bei 145,2 mm (41,2 % des Jahres-N). Diese Werte zeigen große Übereinstimmung mit den veröffentlichten Zahlen von Meissner et al. (2016). Werden die in diesem Zeitraum auftretenden Summen von LYS1 (124,1 mm) und LYS2 (152,6 mm) entsprechend als 41,2 % einer zu extrapolierenden Jahressumme wahrgenommen, ergeben sich Jahres-N von etwa 301 mm (LYS1) bzw. 370 mm (LYS2).

Tabelle 3: Statistische Kenngrößen der vergleichenden Niederschlagsmessung (LYS1, LYS2, WXT, HEL)
1.7. bis 31.8. 2015

	Summe [mm]	Anteil an Summe LYS1 [%]	Arithmetisches Mittel (stündl.) [mm]	Maximum (stündl.) [mm]	Maximum (Ereignis) [mm]
LYS1	123,82	100,0	0,08	6,89	24,94
LYS2	151,25	122,2	0,10	6,93	25,56
WXT	139,17	112,4	0,09	7,12	28,32
HEL	102,0	82,4	0,07	6,0	21,3

5.2.2.1.3 Messung von Tau

Aufgrund des Messprinzips und der entsprechend hohen Auflösung der Lysimeterdaten können geringe Flussraten an der Boden-Atmosphäre-Grenzfläche mit der Lysimeterstation sehr genau gemessen werden. Der zeitliche Gang der Masse von LYS1 sowie von LT und relativer Luftfeuchte während vier Tagen im September 2015 (4.9. bis 7.9. 2015) soll dies demonstrieren (Abbildung 31). In diesem Zeitraum registrierte die Wetterstation keine Fallniederschläge, so dass hier das ungestörte Taufallgeschehen abgebildet werden kann.

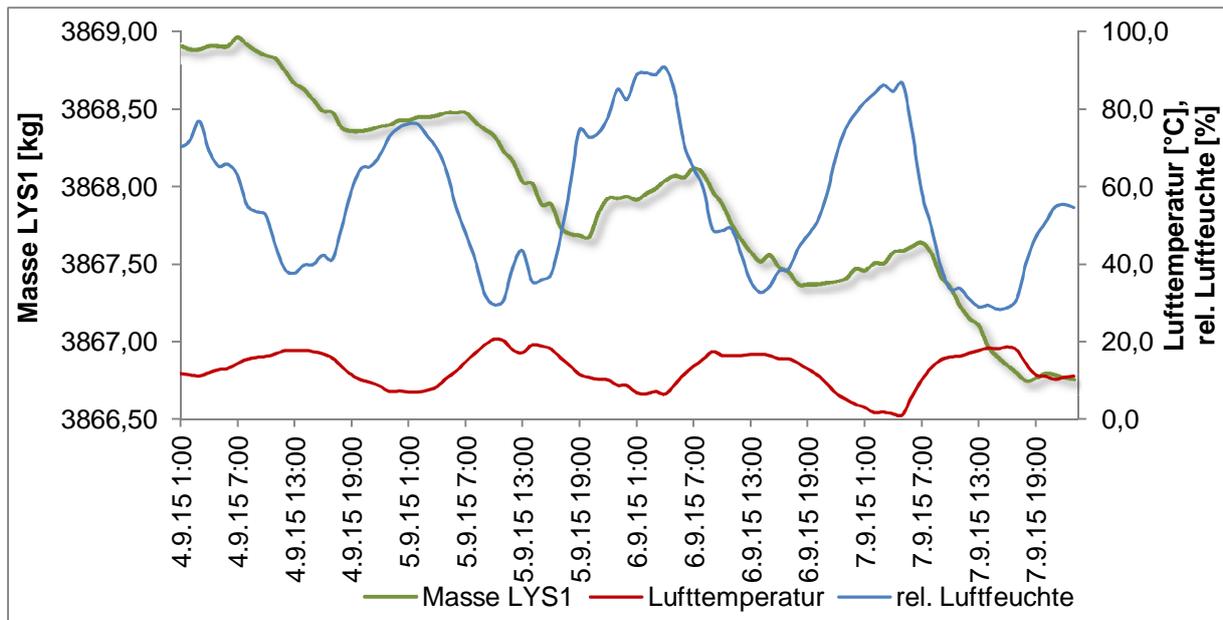


Abbildung 31: Viertägiger Gang von Monolithenmasse (LYS1), LT und relativer Luftfeuchte 4.9. bis 7.9. 2015

Die LT zeigt einen gleichförmigen Gang mit Maxima um 19 °C täglich zwischen 10:00 und 16:00 Uhr sowie Minima gegen 4:00 Uhr (ca. 6 °C). Die relative Luftfeuchte verläuft weitgehend konstant gegenläufig dazu (Maxima um 83 %, Minima um 32 %). Maxima und Minima von LT und relativer Luftfeuchte an der Wetterstation werden mit einem etwa drei- bis vierstündigem Vorlauf vor dem Einsetzen der entsprechenden Massenveränderungen des Monoliths erreicht. Sobald in 200 cm Messhöhe sowohl bei fallender als auch bei steigender Luftfeuchte Werte um 50 bis 60 % erreicht werden, beginnen Ab- oder Zunahmen der Masse von LYS1 in zeitlicher Kongruenz zu den atmosphärischen Parametern: Zunahmen finden nachts zwischen 19:00 und 7:00 Uhr statt, Abnahmen hingegen tagsüber (7:00 bis 19:00 Uhr). Im Verlauf der vier Tage nimmt die Gesamtmasse von LYS1 um 2,12 kg ab, dabei werden mittlere Zunahmen in Höhe von 0,28 kg/d und Abnahmen von gemittelt 0,72 kg/d gemessen.

Da anhand der Wetterstationsdaten gleichzeitige Fallniederschläge ausgeschlossen werden können, sind die nächtlichen Massenzunahmen von LYS1 ausschließlich mit dem Auftreten von Absetzniederschlägen (Tau) zu erklären. Die Abnahmen der Monolithenmasse stellen Feuchteverluste von Boden und Vegetation infolge der Evapotranspiration dar. Die durch nächtliche Taubildung an den Vegetationsoberflächen haftende Feuchtigkeit evaporiert angesichts des hohen atmosphärischen Sättigungsdefizits bereits in den ersten Stunden des Tages

vollständig, gegen 10:00 Uhr ist der Feuchtegewinn der Nacht verbraucht. Die geringste hier gemessene Taumenge pro Nacht liegt bei 0,12 mm (in der Nacht vom 4.9. zum 5.9.), die größte bei 0,44 mm (in der Nacht vom 5.9. zum 6.9.). Auf Grundlage von täglichen mittleren Taumengen um 0,3 mm/d können als monatliche Gesamtaumenge etwa 9 mm angenommen werden.

Zum Abgleich wird unter Ausschluss von Fallniederschlägen die Menge des Taus bestimmt, die während aller 62 Nächte im Juli und August 2015 auftrat. Dazu werden alle positiven Wägedaten addiert, die mit keinem zeitgleichen positiven Wert von WXT bzw. HEL korrespondieren. Mit LYS1 werden auf diese Weise Tau-Gesamtmenen in Höhe von 8,7 mm ermittelt, mit LYS2 29,7 mm. Das entspricht einem Anteil von 7,02 % (19,64 %) am Gesamtniederschlag und mittleren täglichen Raten von 0,14 mm (LYS1) bzw. 0,48 mm (LYS2).

Berechnungen der Taupunkttemperatur entsprechend Gleichung 3 ergeben für den hier betrachteten Zeitraum jedoch keine Taubildung am Standort. Hier führen die unterschiedlichen Messhöhen von Wetter- und Lysimeterstation zu unterschiedlichen Aussagen. Durch die vielfältigen Datenprüfungen gelten die Lysimeterdaten als gesicherte Größe, die die wirklichen Bedingungen (inklusive Tau) auf Höhe der GOK nachweisen. Die rechnerische Bestimmung des Auftretens von Tau mit einem komplexen Algorithmus, der mit Eingangsgrößen operiert, die in verschiedenen Höhen gemessen werden, ermöglicht hier keine den Lysimeterdaten entsprechende Aussagen. Es werden mit der Wetterstation in 230 cm atmosphärische Zustandsgrößen gemessen, deren Eingang in die Magnus-Formel nicht zum Unterschreiten der Taupunkttemperatur durch die LT führt und somit zunächst keine Taubildung vermutet würde. Erst im weiteren Verlauf des Herbstes kann auch mit diesem Ansatz am Standort Taubildung rechnerisch gezeigt werden (Abbildung 32).

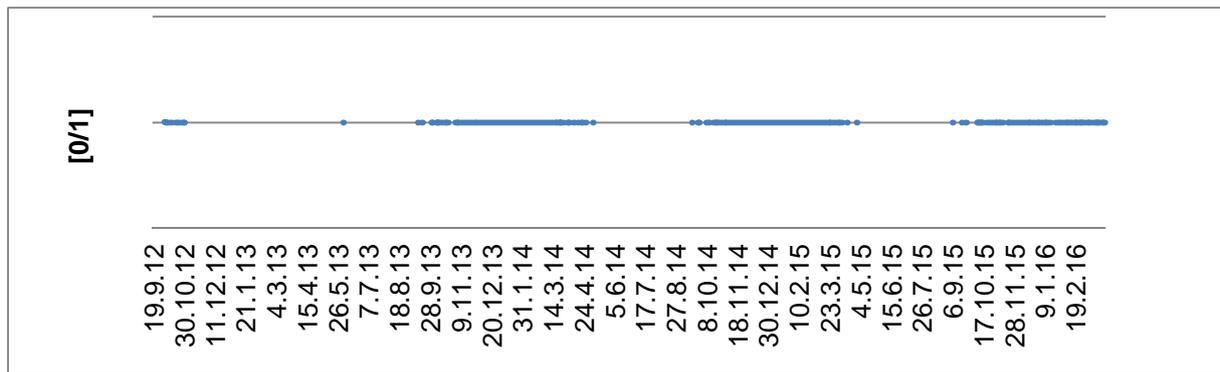


Abbildung 32: Auftreten von Tau nach Magnus-Formel
(Wert erscheint, wenn gilt: Sättigungsdefizit der Luft = 0
und aktuelle $LT < \text{Taupunkttemperatur}$)
(19.9. 2012 - 31.3. 2016, Stundenwerte)

5.2.2.1.4 Fehlerpotenzial

Wegen des geringsten Fehlerpotenzials infolge der großen Messoberfläche, der Messung auf Höhe der GOK und der direkten wägetechnischen Massenerfassung des N ohne Verdunstungsverluste gelten die Werte von LYS1 und LYS2 in dieser Vergleichsmessung als präziseste Messung der verschiedenen N-Arten, wenngleich hierfür die größten personellen, finanziellen und materiellen Ressourcen gebunden werden. Das empfindliche Wägesystem der Lysimeterstation erfasst Fallniederschläge, aber auch Absetz- und Interzeptionsniederschläge mit sehr geringen Wasserflüssen (vgl. Kapitel 5.2.2.1.3). Gleichzeitig ist die Lysimetertechnologie aufgrund ihrer empfindlichen Messsensorik den meisten technischen Einschränkungen unterworfen, so dass nur kurze plausible Datenreihen erzeugt werden konnten. Nicht quantifizierbare Einflussgrößen, die zweifelsfrei nicht dem hydrologischen Kreislauf angehören, nahmen während großer Zeiträume Einfluss auf die Monolithenwägung, so dass die Generierung von belastbaren Verdunstungs- und N-Daten entsprechend nur für die betrachteten Sommermonate 2015 stattfinden konnte. Hinzu kommt, dass insbesondere bei der Generierung von N-Werten aus Wägedaten unterschiedliche zeitliche Auflösungen die Aussage ganz wesentlich beeinflussen können. Wasserhaushaltliche Bilanzen sind daher mit den vorliegenden Datensätzen nur unter Einbezug der verschiedenen Messreihen von Lysimeter- und Wetterstation sowie unter sorgfältiger Wahl des Auflösungsintervalls

zu berechnen. Von einer modellhaften Extrapolation der Ergebnisse in räumlicher und zeitlicher Dimension wurde weitestgehend abgesehen.

Beide Lysimeter-Niederschlagsmessungen zeigen große Übereinstimmungen zueinander und auch zu den meteorologischen Messreihen. Es besteht eine nahezu vollständige Kongruenz zwischen LYS1 und LYS2 bei der qualitativen N-Erfassung, mit LYS2 werden häufig geringfügig größere Tagessummen gemessen, so dass sich nach 62 Messtagen im Sommer 2015 eine Differenz von 27,4 mm zwischen beiden Monolithen akkumuliert hatte.

Unterschiede zwischen den Werten beider Monolithe kommen durch die verschiedenen Nutzungen auf den Oberflächen zustande. Boden und Bestand der natürlichen Steppenvegetation auf LYS2 unterlagen während der Untersuchungen keinerlei äußerer Störung wie Bodenbearbeitung oder Saat, wodurch der Vitalitätsgrad der natürlichen Steppenvegetation insbesondere in der Vegetationsperiode 2015 deutlich über dem der ackerbaulichen Kulturen lag (Abbildung 33). Somit waren pflanzlicher Wasserverbrauch, aber auch Beschattungsgrad und räumliche Konkurrenz auf beiden Monolithen stark unterschiedlich, ebenso führten die daraus resultierenden Blattoberflächensummen zu verschiedener N-Perzeption auf den jeweiligen Monolithen. Auf den weitaus größeren Benetzungsoberflächen der Vegetation auf LYS2 fanden zudem wesentlich größere wasserhaushaltliche Flussraten (Interzeptionsniederschlag, -verdunstung, Taubildung) statt (vgl. Kapitel 5.2.2.1.3), die substantiellen Einfluss auf die N- und Verdunstungswerte haben (Xiao et al. 2009a).



Abbildung 33: Vitalitätsgrade der Vegetation auf LYS1 (l.) und LYS2 (r.) im Sommer 2015

(Fotos: Bondarovich 2015)

5.2.2.2 Evapotranspiration

Verdunstungsprozesse lassen den Bodenwassergehalt und damit die Masse der Monolithe im Juli 2015 um 16,62 kg (LYS1) bzw. 22,92 kg (LYS2) und im August 2015 um 5,19 kg (LYS1) bzw. 30,98 kg (LYS2) abnehmen. An allen Tagen tritt Nettoverdunstung, also grundsätzliche Massenabnahme in Hinblick auf den jeweiligen Vortag auf. Sie liegt gemittelt im Juli 2015 bei 2,40 mm/d (LYS1) bzw. 3,35 mm/d (LYS2), im August werden 2,08 mm/d (LYS1) und 2,49 mm/d (LYS2) erreicht. Die Maximalraten der ET_a von LYS1 liegen im Juli 2015 bei 0,65 mm/h bzw. bei 4,17 mm/d, mit LYS2 wird im Juli eine maximale stündliche ET_a von 1,53 mm bzw. als Tagesmaximum 7,92 mm gemessen. In Tabelle 4 sind diese Werte sowie entsprechende Zahlen für August 2015 im Überblick aufgeführt.

Wenn Raten der ET_a bilanzierend aus Wägedaten erzeugt werden, ist deren Höhe stark von der Wahl des zeitlichen Intervalls abhängig: Werden Verdunstungswerte aus allen stündlichen Massenbilanzen generiert, liegen deren Summen im Juli 2015 bei 78,46 mm (LYS1) und 117,65 (LYS2). Bei täglicher Auflösung hingegen erreichen die Summen aller ET_a -Werte dieses Monats lediglich 48,01 mm (LYS1) und 73,66 mm (LYS2). Diese Unterschiede ergeben sich dadurch, dass bei stündlicher Betrachtung jede kurzfristige Massenveränderung durch ET_a oder N in die Berechnung eingeht, bei längerfristigen Intervallen jedoch eine Glättung durch Nettobetragsermittlung erfolgt. Bei vergleichender Betrachtung mit veröffentlichten

Werten von Meissner et al. 2016 zeigen sich große Übereinstimmungen mit den hier präsentierten Zahlen hinsichtlich ihrer Größenordnung, geringe Unterschiede sind dem geschilderten Effekt der Wahl des zeitlichen Auflösungsintervalls geschuldet.

In Tabelle 4 sind weiterhin die entsprechenden Tageswerte für die nach Gleichung 1 berechnete ET_0 enthalten. Auf Grundlage dieser Zahlen konnte für Juli 2015 eine Monatssumme von 171,83 mm, eine mittlere tägliche ET_0 von 5,54 mm, ein Tagesminimum von 2,21 mm und -maximum von 10,77 mm ermittelt werden. Entsprechende Werte für August 2015 sind ebenfalls der Tabelle zu entnehmen.

Tabelle 4: Statistische Kennwerte zum Verdunstungsgeschehen ET_a LYS1, ET_a LYS2, ET_0 , 1.7.bis 31.8. 2015

		ET_a LYS1 (1 h) [mm]	ET_a LYS2 (1 h) [mm]	ET_a LYS1 (24 h) [mm]	ET_a LYS2 (24 h) [mm]	ET_0 (24 h) [mm]	Nieder- schlag (WXT, 24 h) [mm]
Juli 2015 gesamte Massenabnahme. um 16,62 kg (LYS1) bzw. 22,92 kg (LYS2)	Summe	78,46	117,65	48,01	73,66	171,83	89,81
	Arithmetisches Mittel	0,15	0,23	2,40	3,35	5,54	2,90
	Minimum	0,01	0,01	1,23	0,97	2,21	1,79
	Maximum	0,65	1,53	4,17	7,92	10,77	28,38
August 2015 gesamte Massenabnahme um 5,19 kg (LYS1) bzw. 30,98 kg (LYS2)	Summe	66,78	87,19	52,08	62,21	159,00	55,36
	Arithmetisches Mittel	0,12	0,18	2,08	2,49	5,13	1,79
	Minimum	0,01	0,01	0,42	0,48	1,74	0
	Maximum	0,58	0,87	3,94	4,29	8,73	22,56

Der zeitliche Gang der ET_a (Abbildung 34) ist in beiden Monolithen vergleichbar und deutlich vom N-Geschehen beeinflusst. In Phasen mit zeitnahen N-Ereignissen liegen die täglichen Raten der ET_a in beiden Monolithen in der gleichen Größenordnung, bei ausbleibendem N nimmt die Rate von LYS2 deutlich stärker als

jene von LYS1 zu. Beide Monolithe zeigen an Tagen mit N starke Abnahmen der ET_a -Raten, hier können die LYS2-Werte jene von LYS1 unterschreiten. Die täglichen Raten der ET_a von LYS1 bleiben meist unter 2,5 mm/d und steigen bei N auf Werte darüber, an drei Tagen bleiben sie unter 1 mm/d. Im Verlauf der zwei Monate treten nur zweimal Tagesverdunstungsraten von über 4 mm auf. Die tägliche ET_a -Rate von LYS2 liegt meist etwa 1 mm oberhalb des jeweiligen LYS1-Wertes (nur in sieben von 62 Fällen gilt $ET_a(LYS1) > ET_a(LYS2)$) bei 2,5 bis 5 mm/d, an vier Tagen treten Werte > 6 mm/d, an zwei Tagen Werte < 1 mm/d auf. Der regelmäßige N am Standort lässt die ET_a (LYS2) in den folgenden Tagen auf Werte über 3,5 mm/d steigen. Das N-Cluster von 3.7. bis 14.7. 2015 (WXT: 58,3 mm) führt zu einem Anstieg der ET_a -Raten auf etwa 5,5 mm/d (LYS2) und lässt sich somit anhand der Verdunstungsdaten von LYS2 deutlicher abbilden als mit LYS1 und der errechneten ET_0 (Anstieg jeweils auf etwa 3,5 mm/d). Die daran anschließende niederschlagsfreie Zeit (15.7. - 22.7. 2015) führt analog zu deutlichen Abnahmen der gemessenen ET_a auf Werte um 1 mm/d (LYS1) bzw. 2 mm/d (LYS2).

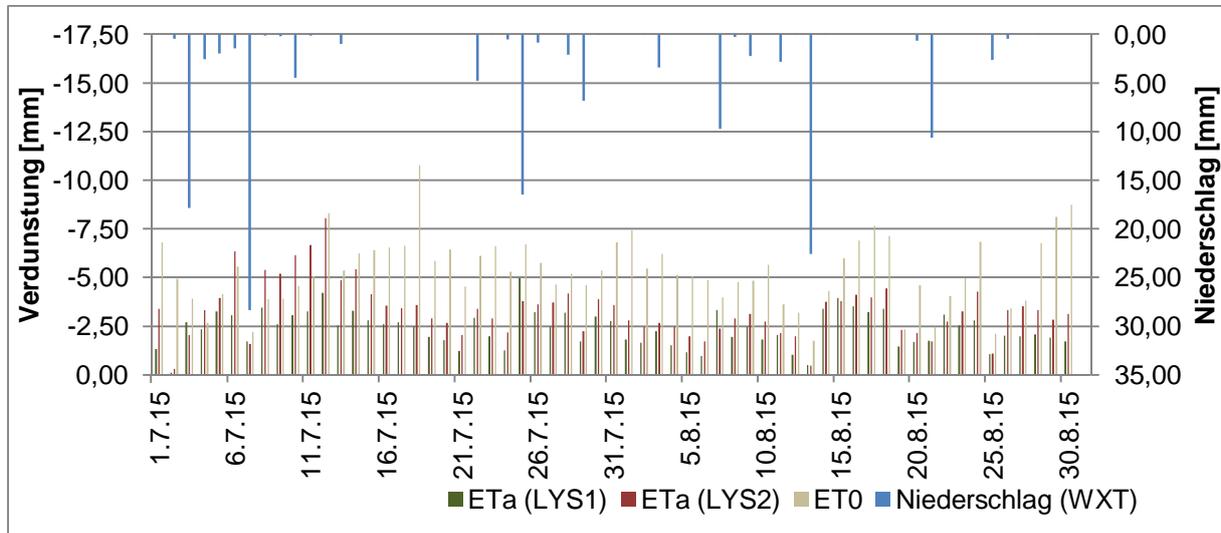


Abbildung 34: Verdunstungsgeschehen 1.7. bis 31.8. 2015: ET_a LYS1, ET_a LYS2 und ET_0 , N (WXT), (Tageswerte)

Der Algorithmus zur Berechnung der ET_0 lässt aufgrund der Annahme konstanter Wasserversorgung höhere Verdunstungswerte entstehen, als mit der Lysimeterstation gemessen werden. Die Werte folgen jedoch dem Verlauf der beiden Lysimeterkurven und liegen meist über jenen bei etwa 2,5 bis 5,0 mm/d (bei

zeitnahe N) bzw. bei etwa 5,0 bis 7,5 mm/d (ohne N). Fünfmal in Juli und August 2015 fällt der Wert unter 2,5 mm/d, fünfmal steigt er über 7,5 mm/d. In niederschlagsfreien Phasen behält die ET_0 ihr hohes Niveau bei, während die Raten der ET_a abnehmen.

In Abbildung 35 ist im Interesse besserer optischer Erschließbarkeit dieses Verdunstungsgeschehen nun für den Teilzeitraum 12.8. bis 18.8. 2015 dargestellt. Auch hier wird deutlich, wie insbesondere infolge eines N-Ereignisses (22,56 mm am 14.8. 2015) mit der Lysimeterstation geringe Verdunstungswerte (ca. 0,5 mm) registriert und anschließend bei nahezu keinem N (15. - 18. 8.) etwa 3,5 mm (LYS1) bzw. etwa 3,9 mm (LYS2) gemessen werden. Die ET_0 liegt am 14.8. bei 1,74 mm und steigt bis zum 18.8. 2015 auf 7,65 mm.

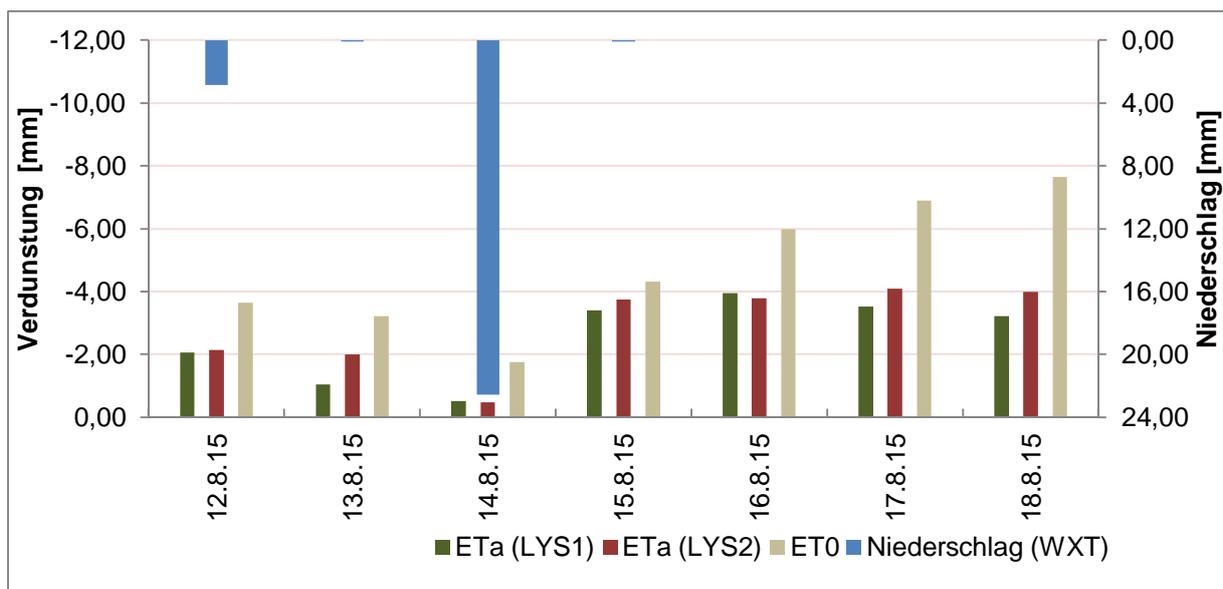


Abbildung 35: Verdunstungsgeschehen 12.8. bis 18.8. 2015: ET_a LYS1, ET_a LYS2 und ET_0 (Tageswerte)

5.2.2.3 Volumetrischer Bodenwassergehalt

Die Messungen des volumetrischen Wassergehalts in der Lysimeterstation (LYS1 und LYS2, Messtiefen 30 cm, 50 cm und 120 cm) erbrachten gemittelte

Datenverfügbarkeiten (Abbildung 24) von 24,0 % (2013), 37,6 % (2014), 59,2 % (2015) und 0,0 % (2016). Es konnten mehrwöchige zusammenhängende Datenreihen im Herbst 2013, in Frühjahr und Herbst 2014 sowie über die gesamte Vegetationsperiode 2015 generiert werden. Die folgende statistische Auswertung erfolgt entsprechend für das Jahr 2015. Die volumetrischen Bodenwassergehalte werden gemeinsam mit den Werten der Bodensaugspannung graphisch dargestellt, um der engen Beziehung beider Größen gerecht zu werden.

In der Zusammenschau aller Messtiefen innerhalb der Monolithe ergeben sich Gesamtmittelwerte von 19,5 Vol.-% (LYS1) bzw. 23,0 Vol.-% (LYS2), Maxima von 35,6 Vol.-% (LYS1) bzw. 42,7 Vol.-% und Minima von 10,1 Vol.-% (LYS1) bzw. 16,6 Vol.-% (LYS2). Somit ist der Bodenwassergehalt im mit natürlicher Steppenvegetation bewachsenen Boden im gesamten Profil höher als unter ackerbaulicher Nutzung. Der zeitliche Gang der Bodenfeuchte zeigt im Jahr 2015 parallele Zu- und Abnahmen in allen Tiefen beider Monolithe. Gleichzeitig ist die Höhe des Wassergehalts in LYS1 deutlich größeren Schwankungen unterlegen (Standardabweichung 5,0) als in LYS2 (Standardabweichung 4,1).

Der stündliche mittlere Wassergehalt in 30 cm Tiefe in LYS1 (LYS2) liegt bei 24,6 Vol.-% (19,8 Vol.-%), es wird ein Maximum von 35,6 Vol.-% (40,9 Vol.-%) am 11.4. 2015 und ein Minimum von 19,7 Vol.-% (17,1 Vol.-%) am 16.2. 2014 gemessen (Abbildung 36).

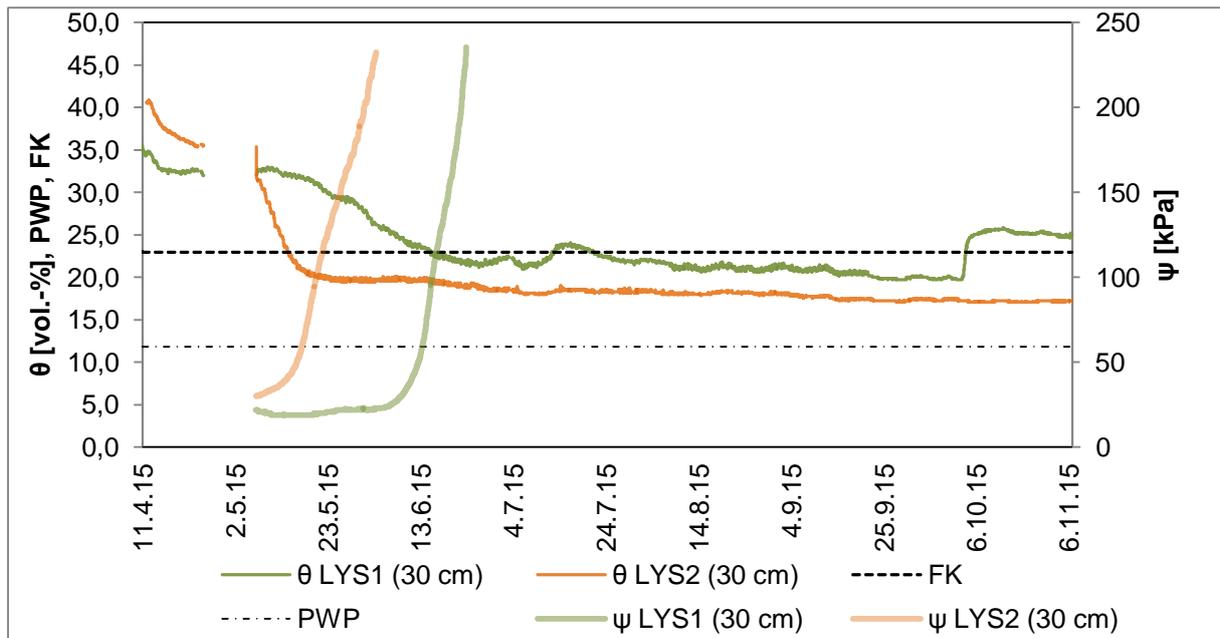


Abbildung 36: Volumetrischer Bodenwassergehalt (θ) und Bodensaugspannung (ψ); 30 cm; LYS1, LYS2
 Stündliche Werte, 11.4. bis 6.11. 2015
 (PWP und FK auf linker y-Achse aufgetragen)

Im Frühjahr treten Bodenfeuchtwerte von ca. 40 Vol.-% (LYS1) bzw. 35 Vol.-% (LYS2) infolge von Schmelzwassereinträgen in den Boden auf, die im Verlauf der Vegetationsperiode auf etwa 21 Vol.-% (LYS1) bzw. 17 Vol.-% (LYS 2) abnehmen. Dabei kommt es in LYS2 zu rascherer Abnahme, so dass um den 15.5. ein stabiles Niveau von etwa 20 Vol.-% erreicht ist. Unter ackerbaulicher Nutzung wird ein solches Niveau (hier bei ca. 22 Vol.-%) erst um den 20.6. 2015 erreicht. In LYS1 ist eine Zunahme von etwa 2,5 Prozentpunkten innerhalb einer Woche infolge der Niederschlagsperiode in der ersten Julidekade zu erkennen, auch andere Niederschlagsereignisse zeichnen sich hier ab (z.B. verlangsamte Feuchteabnahme in der dritten Maidekade). In der Datenreihe von LYS2 hingegen können eine Phase deutlicher Feuchteabnahme bis Mitte Mai und eine weitere Phase reduzierter Abnahme bis zum Ende der Vegetationsperiode ausgemacht werden. N führt hier nur zu äußerst geringen Veränderungen der Bodenfeuchte.

Auffällig ist weiterhin eine rasche Bodenwasserzunahme um den 13.10. 2015. Hier bildet sich v.a. auf LYS1 ein N-Ereignis sehr deutlich ab, das mit dem am 5. bis 12.10. 2015 an der Wetterstation Polujamki gemessenen (28,07 mm) übereinstimmen kann. Möglicherweise kann hier auch der Einfluss einer

beispielsweise installationsbedingten Makropore auf die Wassertransportbewegungen gezeigt werden.

In 50 cm Tiefe (Abbildung 37) liegen der stündliche Mittelwert bei 18,8 Vol.-% (LYS1) bzw. 23,4 Vol.-% (LYS2), das Maximum bei 33,6 Vol.-% (42,7 Vol.-%) und das Minimum bei 15,6 Vol.-% (19,5 Vol.-%). Die frühjährlichen Ausgangswassergehalte sind in 50 cm Tiefe ähnlich hoch wie im Oberboden: Die Datenreihe von LYS1 beginnt am 11.4. 2015 mit etwa 35 Vol.-%, jene von LYS2 mit etwa 40 Vol.-%. In beiden vollzieht sich eine weitgehend kontinuierliche Abnahme, bis gegen Ende Juni weitgehend stabile Niveaus von 16 Vol.-% (21 Vol.-%) erreicht sind.

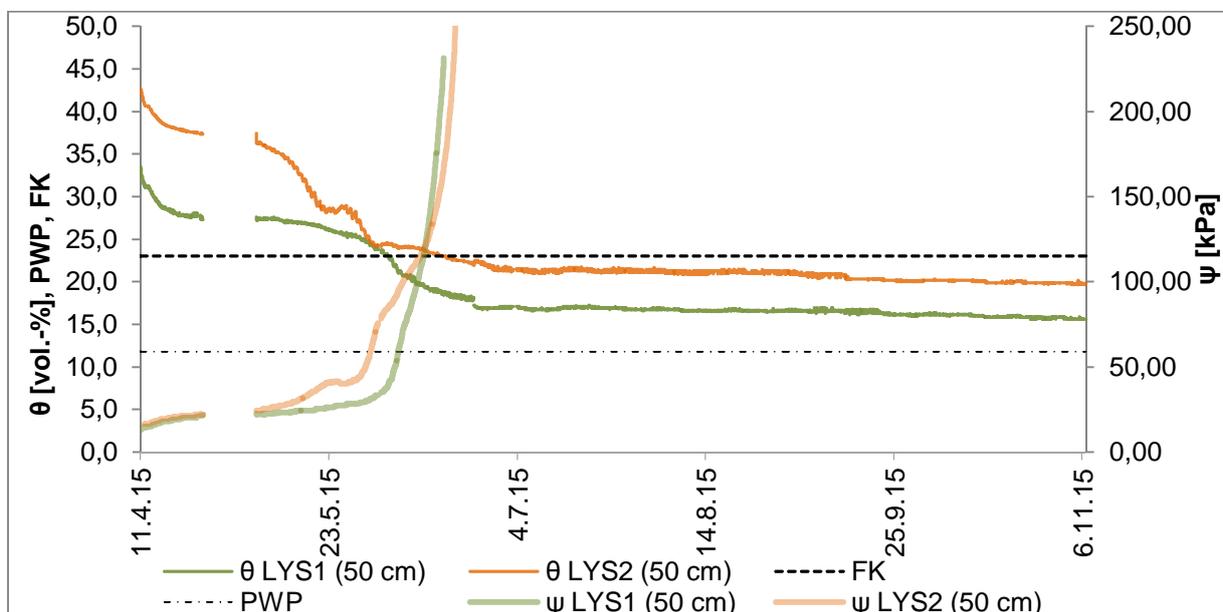


Abbildung 37: Volumetrischer Bodenwassergehalt (θ) und Bodensaugspannung (ψ); 50 cm; LYS1, LYS2
Stündliche Werte, 11.4. bis 6.11. 2015
(PWP und FK auf linker y-Achse aufgetragen)

In Messtiefe 120 cm (Abbildung 38) liegt der Mittelwert bei 14,1 Vol.-% (24,8 Vol.-%), das Maximum bei 21,5 Vol.-% (37,4 Vol.-%) und das Minimum bei 10,6 Vol.-% (18,1 Vol.-%). Der Bodenwassergehalt in 120 cm Tiefe (LYS1) verbleibt auf seinem Ausgangsniveau von etwa 22 Vol.-%, bis er innerhalb der zweiten Junidekade auf etwa 12 Vol.-% absinkt und bis zum Ende der Messperiode dort verharrt. Auch in LYS2 bleibt der Ausgangswert von etwa 37 Vol.-% weitgehend konstant, bis es am 23.6. 2015 zu einer starken Abnahme um etwa zehn Prozentpunkte kommt. Bis Mitte

Juli bleibt das Niveau von etwa 26 Vol.-% erhalten und nimmt dann bis Ende der ersten Augustdekade erneut auf Werte um 20 Vol.-% ab, die bei leicht abnehmender Tendenz beibehalten werden.

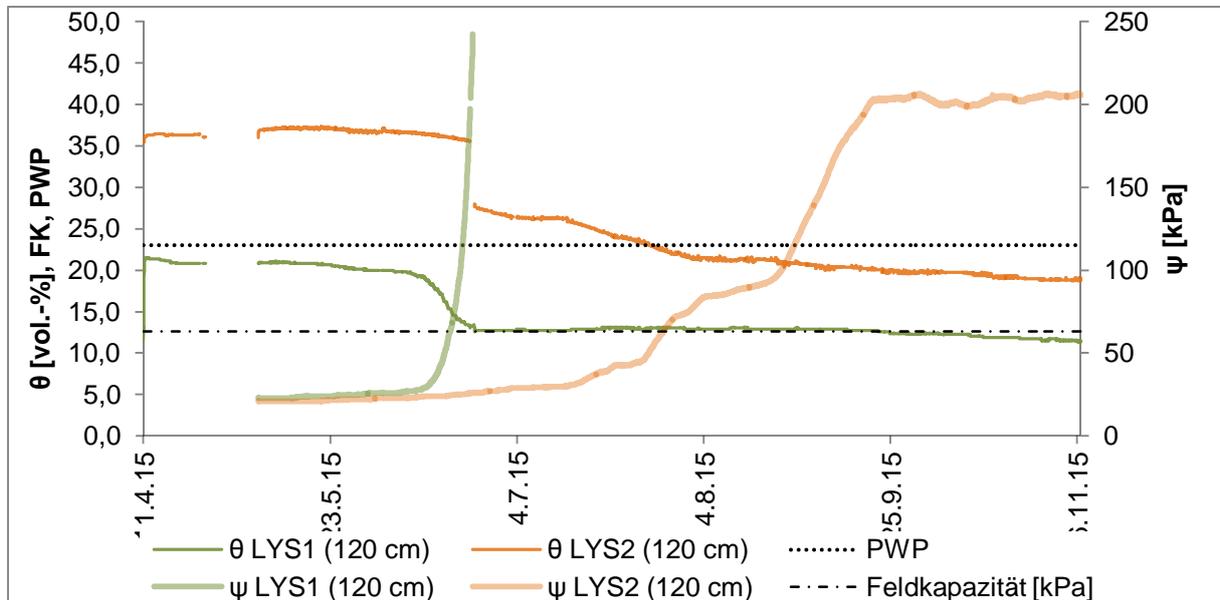


Abbildung 38: Volumetrischer Bodenwassergehalt (θ) und Bodensaugspannung (ψ); 120 cm; LYS1, LYS2.
Stündliche Werte, 11.4. bis 6.11. 2015
(PWP und FK auf linker y-Achse aufgetragen)

Die Messung des volumetrischen Bodenwassergehalts konnte in allen sechs Fällen (je drei Sensoren in zwei Monolithen) während der frostfreien Periode erfolgreich vollzogen werden. Der Standort Polujamki ist im Jahresverlauf meist mit ausreichenden Mengen Bodenwasser versorgt. Dennoch treten große Schwankungen der Bodenfeuchte auf, die auf grundsätzliche Veränderungen im jahreszeitlichen Feuchteregime (rasche Auffüllung durch frühjährliche Schneeschmelze zeitweise bis Sättigung, starke Feuchteabnahme infolge der hohen ET_a im Frühsommer) zurückgeführt werden. Sommerlicher N hingegen hat nur geringen Einfluss und kann den allgemeinen Bodenfeuchterückgang geringfügig verlangsamen, nicht jedoch aufhalten. Nach sommerlichen Defiziten werden die Bodenwasserspeicher im Herbst oder kurzfristig nach der Schneeschmelze rasch auf Werte meist > 30 Vol.-% aufgefüllt.

Die Unterschiede zwischen beiden Monolithen in der Lysimeterstation werden analog zur vergleichenden Betrachtung von N und ET_a mit den Einflüssen des Oberflächenbestands erklärt. Die Bodenwassergehalte zeigen infolgedessen unterschiedliche Verläufe. Unter natürlicher Steppenvegetation liegen die Werte des volumetrischen Bodenwassergehalts grundsätzlich höher als unter ackerbaulicher Nutzung, die Schwankungen im Jahr sind insgesamt geringer. Die bereits bei Gewinnung des Monoliths etablierte, mehrjährige natürliche Steppenvegetation auf LYS2 zeigte sich im Verlauf der Untersuchungen stets wesentlich vitaler und raumgreifender als die jährlich angesäten Kulturen auf LYS1. Der Wassergehalt im Oberboden von LYS2 ist zunächst stärkerer Kontrolle durch den pflanzlichen Verbrauch unterworfen. Die oberflächlichen Bestandteile der natürlichen Steppenvegetation sind im Vergleich zu den abgefrorenen Vorjahreskulturen deutlich besser in der Lage, Schnee zu akkumulieren und so im Frühjahr größere Schmelzwassermengen in den Untergrund einzutragen, so dass hier der Ausgangswassergehalt zunächst um etwa fünf Prozentpunkte höher liegt als in LYS1. Unter dem Einfluss eines großen atmosphärischen Sättigungsdefizits in Frühjahr und Sommer bezieht die Steppenvegetation große Mengen Wasser zum Aufbau der Biomasse und schöpft den Bodenwasservorrat im Oberboden rasch aus. Im Verlauf der fröhsommerlichen Feuchteabnahme sinkt im Mai der Hauptbezugshorizont in die Tiefe, der pflanzliche Einfluss durch Transpiration auf die Bodenfeuchte im Oberboden nimmt ab. Infolge des höheren Beschattungsgrades auf LYS2 wird zusätzlich die Evaporation herabgesetzt, so dass der atmosphärische Einfluss geringer als auf LYS1 bleibt. Sickerwasser trägt in LYS1 dazu bei, dass der Feuchteabfall in 50 cm Tiefe verzögert wird, in LYS2 steigt Ende Mai die Bodenfeuchte sogar um einen Prozentpunkt an. Der deutlichere Anstieg unter Steppenvegetation deutet auf verstärkten deszendente Wassertransport durch ein kontinuierlicheres Makroporengefüge hin, die gleichmäßigere Wasserzufuhr in LYS1 wird entsprechend vorwiegend via *fingered flow* gewährleistet. Die hohen Ausgangswerte nach der Schneeschmelze lassen auch in 120 cm Tiefe auf starken Wassereintrag im Frühjahr schließen, wobei in LYS2 durch stärkere Infiltration infolge der Schneeinterzeption und des kontinuierlicheren Porengefüges größere Wassermengen als in LYS1 die Tiefe von 120 cm erreichen. Die gleichmäßigere Abnahme des Bodenwassers im Verlauf der Vegetationsperiode in LYS2 wird wesentlich durch kontinuierliche pflanzliche Aufnahme kontrolliert.

Die Bodenfeuchteabnahme während der Vegetationsperiode beginnt unter Acker auf niedrigerem Niveau und wird stark von atmosphärischen Einflussgrößen wie N und Sättigungsdefizit dominiert. Die am 3.5. 2015 gesäte Weizenkultur von LYS1 beginnt nur langsam mit der Bodenwasserausschöpfung. Sickerung (vgl. Kapitel 5.2.2.4) und Verdunstung lassen den Wassergehalt erst einen Monat später das Niveau im Vergleichsmonolith erreichen. Die Wurzeln der Kulturpflanzen auf LYS1 nutzen die Wasservorräte in 50 cm erst im Juni, ab Ende Juni findet, von geringfügigen Abnahmen abgesehen, keine nennenswerte hydrologische Dynamik mehr statt.

Eigenschaften des Mesoreliefs (präferentielle Fließwege von Schmelz- oder Niederschlagswasser), Einflüsse des vielfältigen Messwesens, kleinräumige Heterogenitäten und nicht zuletzt die geringe Ausdehnung der Einzeltestfelder und die damit eingeschränkte Aussagekraft der Messungen zu realen bodenwasserhaushaltlich relevanten Flüssen können hier nicht quantifiziert werden.

5.2.2.4 Bodensaugspannung

Die Messung der Bodensaugspannung am Standort Polujamki konnte mit der Lysimeterstation in Teilzeiträumen mit allen sechs Sensoren (je drei Sensoren in zwei Monolithen) erfolgreich vollzogen werden. Tensiometer der in der Lysimeterstation verwendeten Bauart erscheinen zur Messung der Bodensaugspannung unter den Bedingungen des vorliegenden Messnetzes jedoch wenig geeignet. Mit der Erfassung der Messbereichsgrenze erschöpfte sich die sinnvolle Datenaufzeichnung in allen Messtiefen während großer Teile des Messzeitraums. Bedingt durch vielfältige Messausfälle und Strapazierung der Instrumente konnten mit der Tensiometer-Technologie lediglich für das Frühjahr 2015 belastbare Wertereihen produziert werden. Auf Angaben zu statistischen Kennwerten der Bodensaugspannung im langzeitlichen Kontext wird daher verzichtet.

Daten für Bodensaugspannung in 30 cm liegen für den Zeitraum vom 7.5. bis 23.6. 2015 (LYS1) bzw. 7.5. bis 3.6. 2015 (LYS2) vor (Abbildung 36). Sie zeigen die Abnahme pflanzenverfügbaren Wassers in Frühjahr und Frühsommer 2015 im

Oberboden beider Monolithe. Analog zur Entwicklung des volumetrischen Bodenwassergehalts steigt die Bodensaugspannung in LYS2 etwa einen Monat eher als in LYS1 vom Ausgangsniveau um 20 kPa (LYS1) bzw. 30 kPa (LYS2) kontinuierlich bis zur Messgrenze bei 245 kPa. Dabei kommt es bis zum 18.5 (LYS2) bzw. 14.6. (LYS1) zu gravitativen Sickerwasserverlagerungen in größere Tiefen durch Unterschreitung der FK (pF 1,8).

Die Tensiometer in 50 cm Tiefe generierten Daten im Zeitraum von 11.4. bis 17.6. 2015 (LYS1) bzw. von 11.4. bis 20.6. 2015 (LYS2) (Abbildung 37). Die Bodensaugspannung liegt bei Messbeginn mit Werten < 5 kPa in beiden Monolithen weit unter FK und überschreitet diese erst am 2.6. (LYS2) bzw. am 8.6. (LYS1). Im Weiteren verläuft ihr Anstieg in LYS1 analog zur gegenläufigen Entwicklung des volumetrischen Wassergehalts steiler als in LYS2, wo der gravitative Einfluss zunächst ab- (Rückgang der Abnahmeraten in der ersten Junidekade) und später der Einfluss von pflanzlicher Ausschöpfung zunimmt.

Für die Messtiefe 120 cm liegen Daten im Zeitraum von 7.5. bis 5.11. 2015 (LYS1, LYS2) mit einer Messlücke in LYS1 (24.6. bis 20.7. 2015) infolge der Überschreitung des Messbereichs vor (Abbildung 38). Der gesättigte Boden weist zu Beginn des Messzeitraums geringe Saugspannungen < 5 kPa auf, bis zum 17.6. (LYS1) bzw. 4.8. (LYS2) wird die Grenze der FK nicht erreicht und es kann von gravitativen Sickerwasserflüssen ausgegangen werden. Im weiteren Verlauf steigt die Bodensaugspannung in LYS1 während der zweiten und dritten Junidekade rasch bis an die Messbereichsgrenze (245 kPa) an. In LYS2 erreicht die Bodensaugspannung nach Überschreiten der FK Werte um 200 kPa, die sich ab der dritten Septemberdekade nicht mehr verändern.

Werte der Bodensaugspannung in der Lysimeterstation konnten im Frühsommer 2015 erhoben werden und bilden ab, wie die FK zunächst unterschritten wird und es bis etwa Mitte Juni zu Sickerwasserbildung kommt. Da angesichts der bodenkundlichen Befunde am Gewinnungsort der Monolithe die hydraulische Wasserscheide in einer Tiefe von etwa 70 cm angenommen werden kann (maximales Auftreten von sekundären Kalkkonkretionen), kann dieser Befund als Hinweis auf Grundwasserneubildung gewertet werden, auch wenn an der Gefäßbasis in 200 cm Tiefe bis zum 31.3. 2016 kein Sickerwasser ausgetreten war.

Im Verlauf der Messung steigt die Bodensaugspannung, FK sowie später auch die Messbereichsgrenze werden überschritten. Der Einfluss pflanzlicher Ausschöpfung sinkt im Verlauf der Messung vom Oberboden ausgehend in größere Tiefen.

5.2.2.5 Bodentemperatur

Die Bodentemperatur, der Wärmezustand des Bodens, hat Einfluss auf verschiedene bodenchemische und -biologische Prozesse (ET, Vegetationsentwicklung, sickerwassergebundener Stoffaustrag etc.). Ihre Dynamik wird oft vom Bodenwasser und dessen azendenten und deszendenten Bewegungen, von Inklination, Exposition, Jahres- und Tageszeit, geographischer Breite und dem Wärmeabsorptionsvermögen des Bodens kontrolliert (Bethge-Steffens 2007, Blume et al. 2010, Rupp et al. 2011). Ihr Einfluss ist angesichts langer Phasen von Bodentemperaturen unterhalb des Gefrierpunkts wasserhaushaltlich relevant und sie wirkt als Träger der Stützinformation validierend in Hinblick auf Plausibilität von Wassergehalts-, Saugspannungs- oder Wägedaten (vgl. Kapitel 5.1). Die Bodentemperaturmessungen der Lysimeterstation sowie der beiden bodenhydrologischen Messstationen werden in diesem Kapitel gemeinsam betrachtet, ihre Ergebnisse im Zeitraum 1.8. 2013 bis 31.3. 2016 sind in Tabelle 5 sowie in den Abbildung 39 (LYS1, LYS2) und Abbildung 40 (SOW, DS) dargestellt. Hier werden Datenverfügbarkeiten (Abbildung 24) von 59,0 % (SOW), 97,0 % (DS) sowie 51,9 % (LYS1, LYS2) erreicht.

Tabelle 5: Statistische Kennwerte der Bodentemperatur von Lysimeterstation und bodenhydrologischen Messstationen
19.9. 2012 bis 31.3. 2016 (Angaben in °C)

	LYS1			LYS2			SOW			DS		
	Ø	Max	Min	Ø	Max	Min	Ø	Max	Min	Ø	Max	Min
30 cm	5,6	26,9	-11,1	4,7	23,4	-12,1	5,1	24,2	-11,0	9,4	30,2	-12,9
50/60 cm	5,1	22,8	-10,3	4,8	21,3	-10,6	5,9	20,3	-6,2	9,6	30,4	-8,5
120 cm	5,1	19,3	-8,9	5,2	18,9	-8,6	6,7	16,7	-1,7	7,7	17,2	-3,2

Bei gesamthafter Betrachtung des Zeitraums vom 1.8. 2013 bis 31.3. 2016 liegt die Bodentemperatur in LYS1 (30 cm) stets höher als in LYS2 (30 cm), weniger ausgeprägt findet sich dieses Muster auch in 50 cm und 120 cm Tiefe. Über das gesamte Profil übersteigt die Temperatur von LYS1 jene von LYS2 um 0,4 K, das Maximum (LYS1) liegt 3,5 K oberhalb, das Minimum jedoch 1,0 K unterhalb dessen von LYS2. Gründe hierfür werden insbesondere in der höheren Albedo von LYS1 wegen der geringeren Bodenbedeckung vermutet.

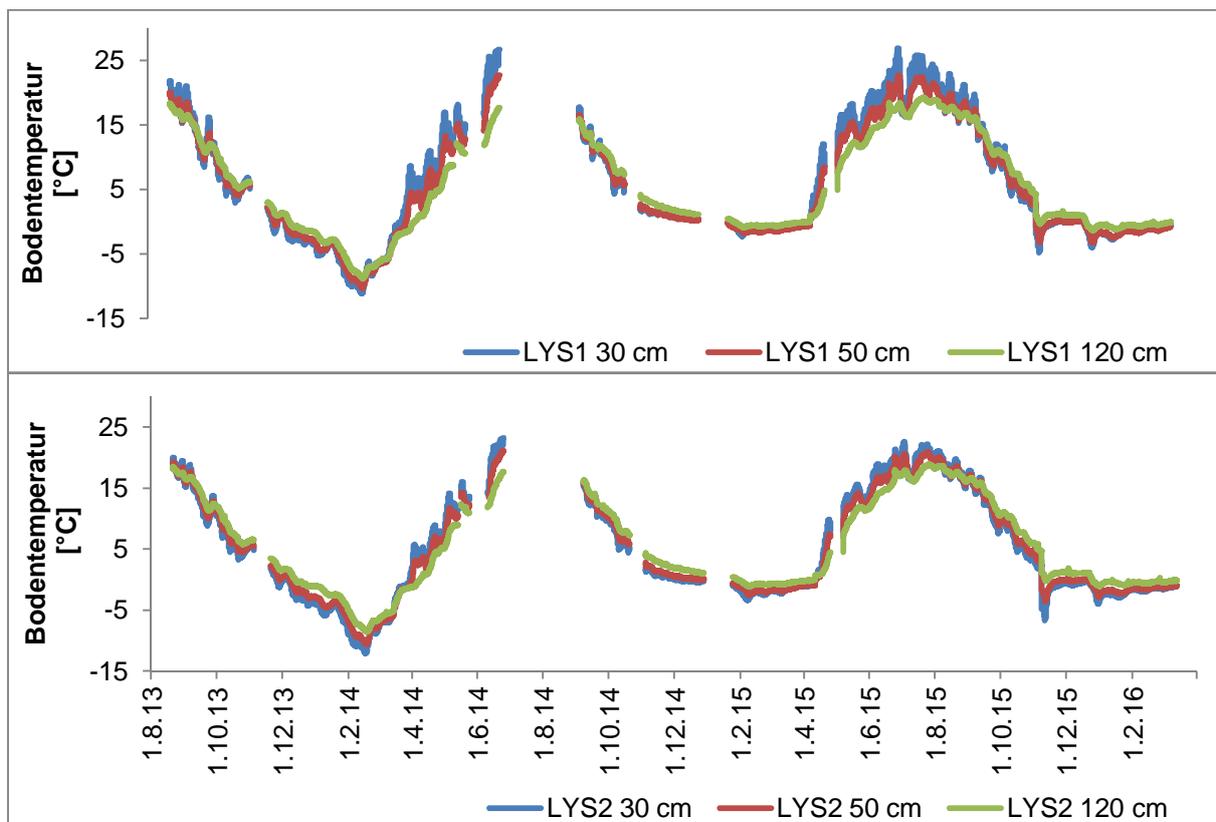


Abbildung 39: Bodentemperaturen LYS1, LYS2
19.8. 2013 bis 31.3. 2016

Alle Bodentemperatur-Datensätze von der Versuchsfeldanlage zeigen jeweils einen ausgeprägten jahreszeitlichen Gang mit Maxima im Juli und Minima im Januar und Februar. Deutlich zeigt sich, dass die sommerlichen Maxima insbesondere in den Jahren 2014 und 2015 ähnliche Niveaus erreichen, die winterlichen Minima jedoch stark (bis zu 10 K) voneinander abweichen. Der Winter 2013/2014 führt zu deutlich niedrigeren Bodentemperaturen als die folgenden Winter. In der Gesamtschau über alle Tiefen führt DS zu 0,5 K höheren Bodentemperaturen als SOW.

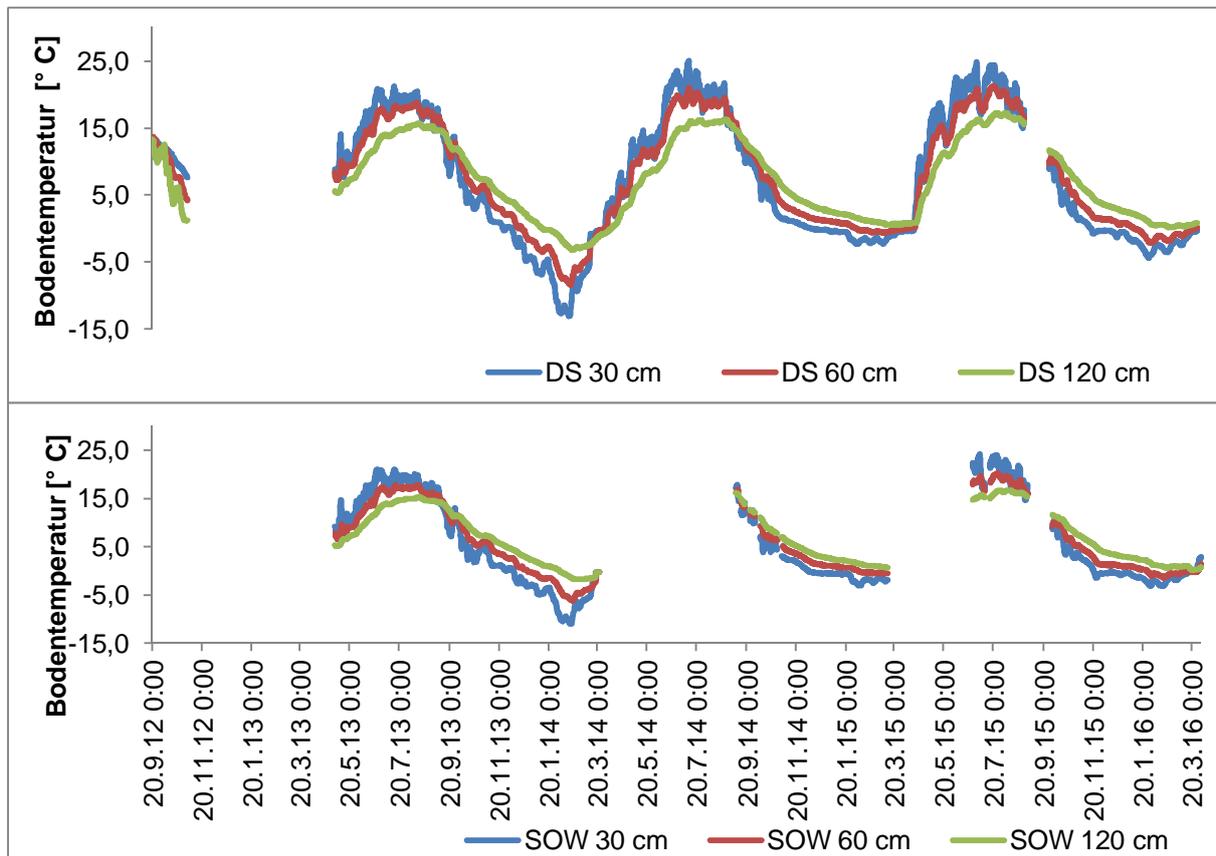


Abbildung 40: Bodentemperaturen DS, SOW
19.8. 2012 bis 31.3. 2016

Ein Vergleich der Bodentemperaturen zwischen Lysimeterstation und den bodenhydrologischen Messstationen zeigt die höchsten Mittelwerte über das gesamte Profil unter DS (7,2 °C) und unter SOW (6,7 °C), in der Lysimeterstation liegen die Werte bei 5,3 °C (LYS1) und 4,9 °C (LYS2). Somit beträgt die Differenz zwischen Werten der Lysimeterstation und jenen der Versuchsfeldanlage gemittelt 1,8 K. In der Gesamtschau aller Messtiefen wird deutlich, dass die Unterschiede zwischen den verschiedenen Datensätzen in 30 und 60 cm gering bleiben, jedoch in größerer Tiefe (120 cm) zunehmen. Aus allen Messreihen wird die stärkere Abhängigkeit der oberflächennahen Bodentemperatur von atmosphärischen Veränderungen deutlich, mit größerer Tiefe nehmen diese kurzfristigen Schwankungen stark ab (tiefenabhängige Abnahme der Standardabweichung in der Lysimeterstation (auf der Versuchsfeldanlage) von 8,9 (9,2) über 8,3 (7,6) zu 7,4 (5,8)).

Mit zunehmender Tiefe nehmen die Unterschiede zwischen den Monolithen der Lysimeterstation ab. In 50 cm liegt die mittlere maximale Temperatur bei 19,4 °C (LYS1) bzw. 18,5 °C (LYS2), die größte Differenz zwischen zeitgleichen Werten von

LYS1 und LYS2 tritt mit 2,2 K auf. In 120 cm liegt die mittlere Maximaltemperatur bei 17,8 °C (LYS1) bzw. 17,5 °C (LYS2) mit maximaler Differenz von 0,5 K. Die Unterschiede zwischen den tiefenabhängigen Bodentemperaturen auf den Einzeltestfeldern bleiben gering: 30 cm: 18,3 °C (SOW) bzw. 18,7 °C (DS), 60 cm: 20,3 °C (SOW) bzw. 20,6 °C (DS); 120 cm: 16,0 °C (SOW) bzw. 16,3 °C (DS). Die Unterschiede zwischen 30 cm und 120 cm sind deutlich größer unter der Versuchsfeldanlage als in der Lysimeterstation: 2,3 K (SOW) bzw. 2,4 K (DS) gegenüber 1,6 K (LYS1) bzw. 0,9 K (LYS2).

Die Temperaturmaxima in 30 cm Tiefe folgen denen der LT mit einem Zeitversatz von zwölf Stunden. Mit größerer Tiefe nimmt der Zeitversatz zu: In 50 cm Tiefe folgen die Bodentemperaturmaxima denen der LT mit einer Verzögerung von 15 Stunden, in 120 cm mit 150 Stunden. Minima hingegen werden in dieser Tiefe von eindringender Niederschlagsfeuchte hervorgerufen: ein N-Cluster Anfang Juli 2015 führt zu einem Rückgang von 19,7 °C (LYS1, Tagesmittel 8.6. 2015) auf 17,3 °C (10.6.) bzw. von 18,5 °C (LYS2 8.6.) auf 16,9 °C (11.6.).

Auf wärmeleitende Effekte der Lysimetergefäße mit Auswirkungen insbesondere auf die Messtiefe 120 cm deuten grundsätzlich höhere Bodentemperaturen in der Lysimeterstation, stärkere kurzfristige Schwankungen, geringere Differenz zwischen Boden- und LT als auf der Versuchsfeldanlage, abruptere Abkühlung im Herbst sowie die etwa eine Woche eher als auf der Versuchsfeldanlage eintretenden winterlichen Minima hin.

5.2.3 Bodenhydrologische Messstationen

5.2.3.1 Volumetrischer Bodenwassergehalt

Die Messungen des volumetrischen Wassergehalts auf dem Einzelversuchsfeld mit sowjetischer Ackerbaukonzeption (SOW) auf der Versuchsfeldanlage werden mit gemittelten Datenverfügbarkeiten von 21,2 % (2012), 63,7 % (2013), 48,0 % (2014), 61,6 % (2015) und 25,0 % (2016) durchgeführt (Abbildung 24). Die Werte des Einzelversuchsfelds mit Direktsaat-Konzeption (DS) liegen bei 41,1 % (2012), 62,9 %

(2013), 73,3 % (2014), 71,8 % (2015) und 39,0 % (2016). Zur Bildung repräsentativer statistischer Kenngrößen werden die Daten der Jahre 2013 bis 2015 genutzt.

Der mittlere Wassergehalt unter SOW (DS) lag von 2013 bis 2015 in 30 cm Tiefe bei 17,5 Vol.-% (17,6 Vol.-%), das Maximum bei 34,3 Vol.-% (32,9 Vol.-%) und das Minimum bei 7,8 Vol.-% (10,6 Vol.-%). Die langfristige Entwicklung des Wassergehalts im Oberboden lässt sich angesichts der vorliegenden Datenlücken und großer Fluktuationen der Bodenfeuchte im Jahresverlauf nur teilweise beschreiben, gleichwohl lässt sich ein jährlich wiederkehrendes Muster erkennen (Abbildung 41).

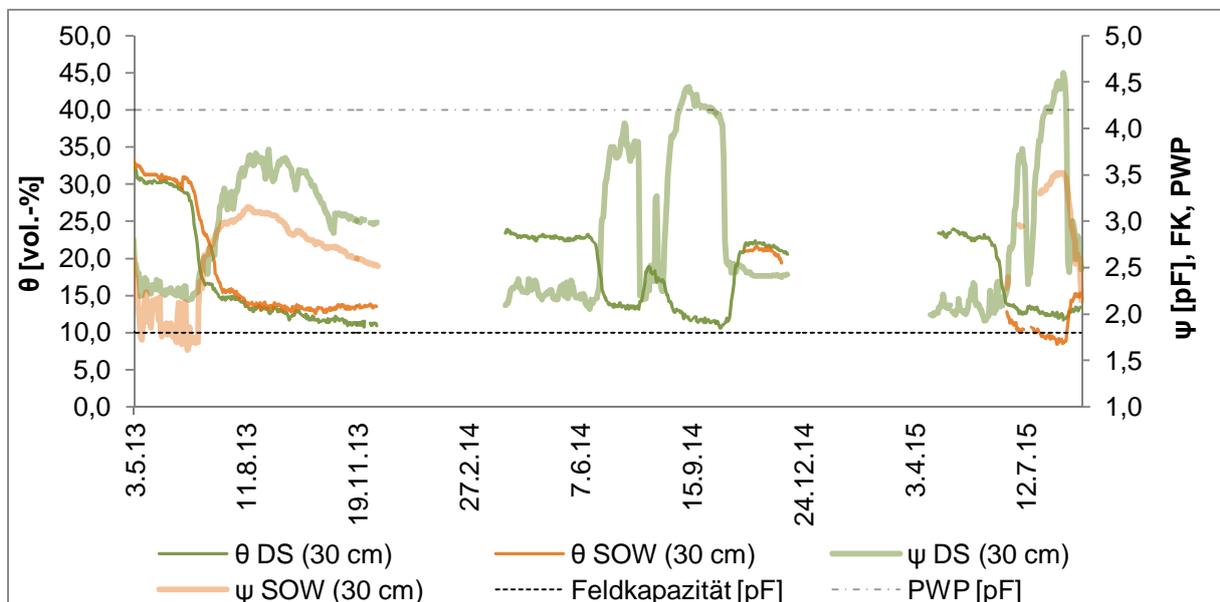


Abbildung 41: Volumetrischer Bodenwassergehalt (θ) und Bodensaugspannung (ψ); 30 cm; DS, SOW
3.5. 2013 bis 31.8. 2015
(PWP und FK auf rechter y-Achse aufgetragen)

Zu Beginn der frostfreien Periode im April aller Jahre liegen die Bodenwassergehalte unter beiden Ackerbaukonzeptionen auf meist stabilen Niveaus bei etwa 25 Vol.-% (2013 ca. 31 Vol.-%, 2014 und 2015 ca. 23 Vol.-%), um dann im Laufe des Junis wiederum auf weitgehend gleichförmige sommerliche Werte von ca. 14 Vol.-% zu sinken. Die Feuchteabnahme vollzieht sich 2013 zwischen erster Junidekade und erster Augustdekade, 2014 in der zweiten Junihälfte und 2015 in der ersten

Junihälfte. Zusätzlich werden Feuchteanstiege im Herbst 2014 unter DS um elf bzw. im Herbst 2015 unter SOW um fünf Prozentpunkte registriert.

Die Wassergehalte beider Einzelplots verlaufen während der Messkampagne weitgehend parallel, auftretende Unterschiede sind gering und liegen oftmals unter dem gerätespezifischen Messfehler. 2013 liegen die Werte unter SOW im Mittel 1,6 Prozentpunkte höher als unter DS, 2014 und 2015 jedoch 0,8 Prozentpunkte niedriger. Dabei treten die geringsten Wassergehalte im vergleichsweise trockenen Jahr 2015 unter SOW auf. Dort kommt es zudem in zwei Fällen (17.6. 2013, 19.8. 2015) zu abrupten Feuchteanstiegen, die in dieser Form unter DS nicht auftreten.

In 60 cm Tiefe (Abbildung 42) liegt der mittlere Bodenwassergehalt 2013 bis 2015 unter SOW (DS) bei 18,9 Vol.-% (17,8 Vol.-%), die Maxima bei 34,8 Vol.-% (34,0 Vol.-%) und die Minima bei 9,6 % (12,2 Vol.-%). Der zeitliche Verlauf der Bodenfeuchte beider Einzelplots ist ähnlich strukturiert wie in 30 cm Tiefe. Das frühsommerliche Feuchteniveau um 31 Vol.-% (2013) bzw. 22 Vol.-% (2014 und 2015) fällt im Juni rasch auf Werte zwischen 15 und 20 Vol.-% und nimmt bis zum Einsetzen von Bodentemperaturen < 0 °C weiterhin leicht ab. Deutliche Bodenfeuchtezunahmen an jeweils vier Tagen werden um den 5.4. 2014 (+ 8 Prozentpunkte) und um den 18.4. 2015 (+ 5 Prozentpunkte) registriert, im Herbst 2014 kann zusätzlich eine Zunahme um fünf Prozentpunkte erfasst werden.

Liegt der Wassergehalt unter SOW in der Vegetationsperiode 2013 im Mittel 3,1 Prozentpunkte und im Herbst 2014 sogar 5,5 Prozentpunkte oberhalb des DS-Wertes, so bleiben unter DS im Sommer 2015 gemittelt 1,2 Prozentpunkte mehr Bodenfeuchte erhalten als unter SOW. Die große Divergenz im Jahr 2014 ergibt sich aus relativ stabilen Wassergehalten um 21 Vol.-% von Anfang September bis Jahresende (SOW), während unter der DS-Variante Abnahmen bis etwa 14 Vol.-% stattfinden und diese Defizite erst im Laufe des Novembers aufgefüllt werden.

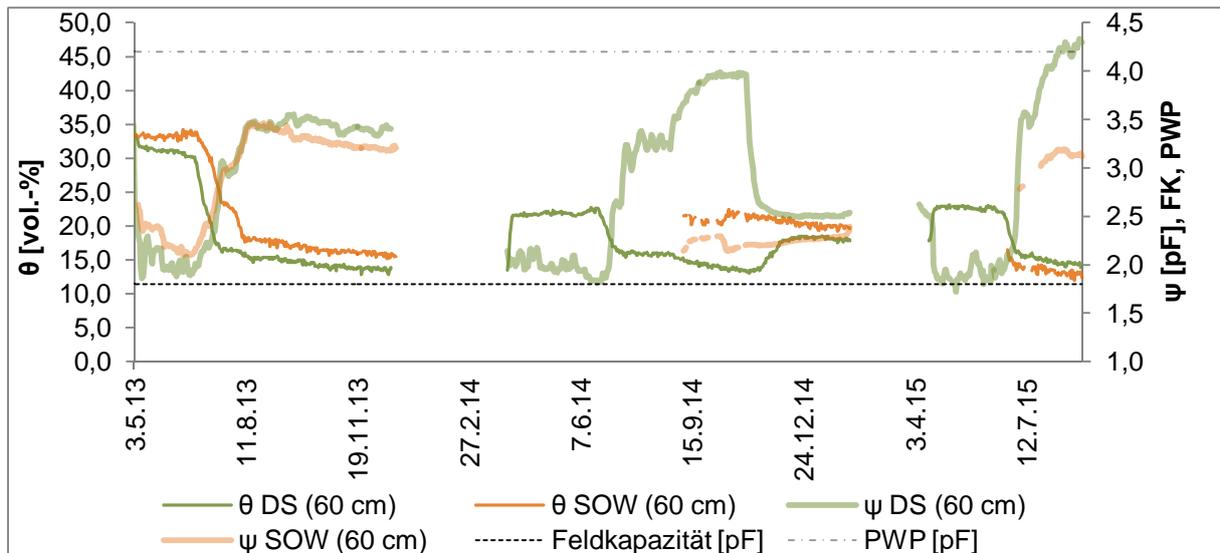


Abbildung 42: Volumetrischer Bodenwassergehalt (θ) und Bodensaugspannung (ψ); 60 cm; DS, SOW
 3.5. 2013 bis 31.8. 2015
 (PWP und FK auf rechter y-Achse aufgetragen)

In 120 cm Tiefe (Abbildung 43) werden von 2013 bis 2015 unter SOW (DS) gemittelt 18,6 Vol.-% (13,6 Vol.-%), maximal 31,6 Vol.-% (30,7 Vol.-%) und minimal 13,3 Vol.-% (9,6 Vol.-%) gemessen. Nur zwischen Januar und April 2014 kommt es in dieser Tiefe zu Bodentemperaturen $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$, so dass für DS eine weitgehend kontinuierliche Wertereihe zur Verfügung steht. Die Werte der Sensorik unter SOW können wegen größerer Aufzeichnungsausfälle nur in Teilen dazu in Beziehung gesetzt werden. Beide Datenreihen zeigen zu Beginn der Messungen Bedingungen gleichförmiger Bodenwasserabnahme bis in die erste Julidekade hinein, woran sich eine Phase starker Ausschöpfung anschließt. Vom 9.8. (DS) bzw. 26.8. 2013 (SOW) bis zum Einsetzen von Frost bleiben die Werte relativ stabil bei 16 Vol.-% (SOW) bzw. 12 Vol.-% (DS). Angesichts von Bodentemperaturen unterhalb des Gefrierpunktes finden zwischen 13.1. und 9.4. 2014 keine Wasserbewegungen statt, anschließend steigt der Bodenwassergehalt (DS) über einen Zeitraum von drei Monaten um 6 Prozentpunkte an, erfährt eine starke sommerliche Ausschöpfung innerhalb von zehn Tagen (Abnahme um 3 Prozentpunkte), um bis zur Schneeschmelze 2015 kontinuierlich auf Werte um 10 Vol.-% zu fallen. Erst jetzt kommt es zu erneuter Auffüllung der Bodenwasserreserven. Wassergehalte von etwa 17 Vol.-% können bis Anfang Juli aufrechterhalten werden.

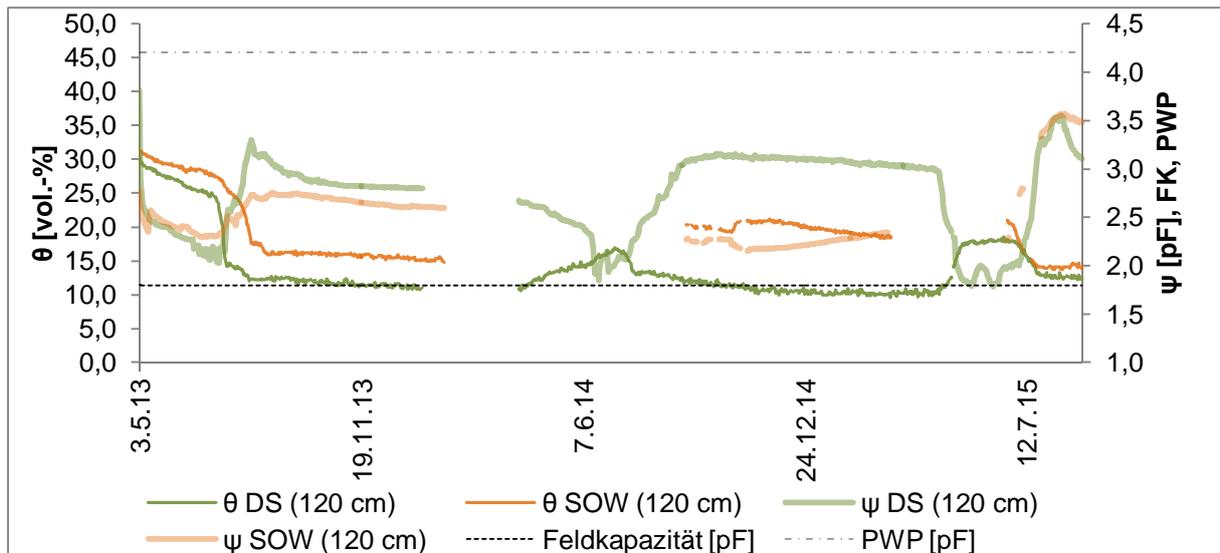


Abbildung 43: Volumetrischer Bodenwassergehalt (θ) und Bodensaugspannung (ψ); 120 cm; DS, SOW
3.5. 2013 bis 31.8. 2015
(PWP und FK auf rechter y-Achse aufgetragen)

Nach rascher Ausschöpfung im Juli ist erneut das stabile Niveau von etwa 12 Vol.-% aus den Vorjahren erreicht. Die Wassergehalte unter SOW liegen während des gesamten Messzeitraums über denen unter DS. In der Vegetationsperiode 2013 verlaufen beide Kurven parallel, im Mittel liegen die DS-Werte 4,2 Prozentpunkte unter den SOW-Werten, im Herbst 2014 – analog zur Situation in 60 cm Tiefe – beträgt dieser Unterschied durchschnittlich 8,8 Prozentpunkte und im Sommer 2015 4,1 Prozentpunkte. In der gezeigten Messperiode liegen die volumetrischen Bodenwassergehalte auf der Versuchsfeldanlage unter DS häufig niedriger als unter SOW. Die ackerbaukonzeptionellen Vorgaben zum Betrieb der Versuchsfeldanlage führten dazu, dass in der Vegetationsperiode 2013 Sommerweizen (SOW) und Sommerweizen (DS) sowie in der Vegetationsperiode 2014 Schwarzbrache (SOW) und Sommerraps (DS) bodenwasserhaushaltlich miteinander verglichen wurden. Die geringen Unterschiede zwischen den Bodenwassergehalten in der Vegetationsperiode 2013 hingegen können dahingehend begründet werden, dass

- i) die gleiche Feldfrucht angebaut wurde und somit von vergleichbarer pflanzlicher Bodenwasserausschöpfung auszugehen ist und
- ii) die Versuchsfeldanlage im ersten Jahr betrieben wurde und somit Einflüsse verschiedener Bodenbearbeitungsverfahren als gering einzuschätzen sind und sich lediglich in etwas stärkerer Ausprägung der Feuchteanstiege nach

N durch größere Infiltrationsleistung des stärker bearbeiteten Bodens äußern.

In der Vegetationsperiode 2014 liegen die Bodenwassergehalte ohne pflanzlichen Entzug (Schwarzbrache auf SOW) erwartungsgemäß deutlich höher als unter der Sommerrapskultur. Technische Ausfälle der bodenhydrologischen Station unter SOW verhinderten während großer Teile der Vegetationsperiode die Wertaufzeichnung.

In der Vegetationsperiode 2015 wurde auf beiden Versuchsteilflächen Sommerweizen angebaut. Unterschiede bei den Kennwerten der Bodenfeuchte treten kaum hervor bzw. unterscheiden sich die Varianten im Fall des volumetrischen Bodenwassergehalts nur um etwa zwei Prozentpunkte, während die Messfehlerspanne vom Hersteller der TDR-Sonden mit 3 % angegeben wird. Auswirkungen der Ackerbaukonzeption auf die bodenwasserhaushaltliche Situation können somit nicht nachgewiesen werden.

Die Daten zeigen eine rasche Auffüllung der Bodenwasserreserven durch Schmelzwasser innerhalb von wenigen Tagen nach Auftauen des Bodens sowie im Herbst nach der Ernte der Feldfrüchte und infolge des sinkenden atmosphärischen Sättigungsdefizits. Die pflanzliche Ausschöpfung des Bodenwasserspeichers beginnt im Oberboden etwa Anfang Juni und reduziert sich ab Juli deutlich. Unter den Bedingungen starker Verdunstung und kontinuierlicher sommerlicher Bodenwasserabnahme kommt es in den Monaten Juli und August zu kritischen Wassergehalten bis hin zu mehrwöchigem Trockenstress. Erst nach Ende der Vegetationsperiode (Abbruch des pflanzlichen Verbrauchs mit der Reife sowie rückläufiger atmosphärischer Verdunstungsanspruch) wird der Bodenspeicher wieder bis auf ein pflanzenverfügbares Maß (Werte > 12 Vol.-%) aufgefüllt. Beide Einzelversuchsfelder zeigen hier sehr ähnliche Werte mit meist weniger als einem Prozentpunkt Differenz.

5.2.3.2 Bodensaugspannung

Die pF-Meter in 30 cm Messtiefe unter DS und SOW konnten 2013 Daten im Zeitraum positiver Bodentemperaturen (3.5. bis 7.12. 2013), mit dem Sensor unter DS entsprechend auch 2014 (1.4. bis 4.12.) und 2015 (25.4. bis 31.8.²) erheben. Das pF-Meter unter SOW unterlag zeitweisen Energieversorgungsproblemen, so dass die Datenreihe 2013 erst am 3.11. beginnt, für 2014 völlig ausfällt und für das Jahr 2015 Daten für nur wenige Tage über den August hinaus vorliegen (Abbildung 41). Dennoch sind diese Wertereihen wertvoll, da sie über lange und zusammenhängende Zeiträume während der frostfreien Periode klare Aussagen zum pflanzenverfügbaren Bodenwasser von Ackerflächen unter Steppenbedingungen erlauben.

Die Bodensaugspannung auf der landwirtschaftlichen Versuchsanlage erfährt starke Schwankungen im Jahresverlauf, die von stetiger Abnahme im Verlauf der Vegetationsperiode charakterisiert sind. Auf niedrige Werte um pF 2,0 im Frühjahr folgt das Erreichen der FK im Juni und im Spätsommer ein Anstieg der Werte in die Nähe des bzw. während weniger Wochen geringfügig über den PWP hinaus. Im Herbst tritt eine teilweise, im Frühjahr vollständige Auffüllung der Bodenwasserreserven ein, so dass die hydrologischen Prozesse im Folgejahr wieder von einem Niveau bei etwa pF 2,0 ausgehen.

Die Bodensaugspannung ist wie der volumetrische Wassergehalt starken Schwankungen im Jahresverlauf ausgesetzt. Die pF-Meter in 30 cm Tiefe registrieren zu Beginn der Vegetationsperiode 2013 geringe pF-Werte um 2,3 (DS) bzw. 2,0 (SOW), wobei insbesondere in der zweiten Juniwoche FK erreicht wird und Sickerung in größere Tiefe angenommen werden kann. Analog zum sinkenden Wassergehalt steigt der pF-Wert um den 1.7. 2015 deutlich an, erreicht im Sommer 2013 aber maximal pF 3,8 (DS) bzw. pF 3,1 (SOW) und somit keine für die Pflanzenversorgung kritischen Bereiche. Ab Ende September setzt die herbstliche Bodenwasserspeicherauffüllung ein, die pF-Werte sinken auf 3,0 (DS) bzw. 2,5 (SOW). Mit Einsetzen des Frostes bricht die plausible Datenreihe (DS) ab, um im

² Ende der Messreihe, hier kein Hinweis auf Bodentemperaturen < 0 °C.

Frühjahr 2014 erneut einzusetzen. Auf Werte um pF 2,2 im Frühjahr folgen bereits Mitte Juni nach raschem Anstieg Werte um pF 4,0. Die gegen Ende Juli in 30 cm Tiefe eintreffende N-Feuchte kann den weiteren Anstieg auf kurzfristig pF 4,4 Anfang September nur zeitweilig verzögern. 2014 werden über vier Wochen im September Werte oberhalb des PWP gemessen. Ebenso steil wie der sommerliche Werteanstieg vollzieht sich die Abnahme um den 15.10. 2015 auf ein stabiles Niveau von pF 2,4. Diesem Muster entspricht auch die Entwicklung der Bodensaugspannung im Jahr 2015: Vom Ausgangswert um pF 2,2 nimmt die Saugspannung ab etwa 1.7. bis Mitte August auf bis zu pF 4,6 zu. Während etwa drei Wochen wird der PWP überschritten. Die im Juli wieder einsetzende Messung unter SOW zeigt lückenhaft eine zeitlich ähnlich verlaufende Entwicklung, Werte von pF 3,5 werden im Maximum jedoch nicht überschritten.

Das Bild der Bodensaugspannung in 60 cm (Abbildung 42) unterscheidet sich nur geringfügig von der Situation in 30 cm. Auf niedrige Werte im Frühjahr um pF 2,0 (DS) und pF 2,3 (SOW) folgt ein Anstieg zwischen Mitte Juni und Mitte August auf etwa pF 3,4 (DS und SOW). Bis zum Einsetzen des Frosts Mitte Dezember zeichnen beide Sensoren leicht abnehmende bzw. gleichbleibende pF-Werte auf. Entsprechend den Messwerten in 30 cm Tiefe steigt die Saugspannung (DS) im Sommer 2014 stärker als 2013 an, hier auf bis zu pF 4,0 und im August 2015 auf pF 4,3, so dass der PWP mindestens drei Wochen lang überschritten wird. Unter SOW können ab September 2014 Wertereihen generiert werden, die deutlich tiefer als im Vergleichstestfeld stets unterhalb von pF 2,3 bleiben. Auch die wenigen Werte im Sommer 2015 zeigen geringere pF-Werte (um pF 3,1) als unter DS.

In 120 cm Tiefe (Abbildung 43) nimmt die Bodensaugspannung von Anfang Mai 2013 zunächst ab auf Werte um pF 2,0 (DS) bzw. pF 2,3 (SOW), um im Verlauf des Juli auf pF 3,3 (DS) bzw. pF 2,7 (SOW) anzusteigen und zum Ende der Vegetationsperiode wieder geringfügig abzunehmen. Unter DS wiederholt sich dieses Muster auch 2014: Abnahme auf pF 1,8 Mitte Juni, Zunahme auf ca. pF 3,1, danach leichte Abnahme. Im Winter 2014/15 kommt es in dieser Tiefe nicht zu Bodentemperaturen unterhalb des Gefrierpunkts und die Messung kann fortgesetzt werden. Deutlich tritt der Moment der aus geringeren Tiefen eintreffenden Feuchte am 25.4. 2015 hervor: Schlagartig nimmt die Saugspannung ab auf Werte um pF 1,8.

Hier kann über etwa einen Monat hinweg von partieller Sickerwasserbildung ausgegangen werden. Die sommerliche Zunahme der pF-Werte findet auch 2015 statt, in 120 cm Tiefe werden unter beiden Varianten Maximalwerte um pF 3,5 gemessen.

Das im Gesamtuntersuchungszeitraum 2012 bis 2016 eindrucklichste Schneeschmelzereignis am 11.4. 2015 (Abbildung 44) ließ die Bodensaugspannungswerte in allen Messtiefen auf Werte oberhalb der FK ansteigen und somit muss von Sickerwasserbewegungen vom Oberboden über die hydraulische Wasserscheide hinaus in den tiefer liegenden Durchwurzelungsbereich und damit von temporärer Grundwasserneubildung am Standort ausgegangen werden. In welcher Regelmäßigkeit solche Ereignisse auftreten und inwieweit sie letztlich zur Grundwasserneubildung beitragen, sollte Gegenstand weiterer Untersuchungen sein.



Abbildung 44: *Effekte des intensiven Schneeschmelzereignisses im Frühjahr 2015*
Links: Überflutete Straße bei Polujamki
Rechts: Wasserflächenbildung in sonst trockener Steppe 40 km nördlich von Polujamki

(Fotos: Bondarovich 2015, Stephan 2015)

5.3 Ergebnisse der Berechnung der ET

Berechnungen der ET_0 nach Gleichung 1 und Messungen der ET_a mit LYS1 und LYS2 ermöglichen präzise Aussagen unter sommerlichen Bedingungen am Standort Polujamki.

Die ET_a beträgt im Hochsommer gemittelt 2,8 mm/d bei Maximalraten von 8 mm/d und Minimalraten von 0,1 mm/d. Mit einem Tagesmittel von 5,3 mm liegt die ET_0 grundsätzlich höher und kann Maximalraten von 10,8 mm/d erreichen. N lässt die Verdunstungsraten zunächst deutlich abnehmen und im Anschluss stark ansteigen. Ohne Niederschläge steigt die tägliche Verdunstungsrate an, insbesondere auf Flächen mit großer Vegetationsoberfläche. Im Gegensatz zur ET_0 , die ohne N auf hohem Niveau bleibt, nehmen die Raten der ET_a mit fortschreitender Trockenheit auf Tageswerte um 1,5 mm ab.

Die Unterschiede zwischen den Monolithen werden auf die unterschiedliche Oberflächengestalt zurückgeführt: Die Oberflächen der oberirdischen Vegetation und der Durchwurzelungsgrad des Bodens sind auf LYS2 größer als auf dem Vergleichsmonolith und führen einerseits zu gesteigerter Interzeptionsverdunstung und andererseits zu stärkerer Bodenfeuchteausschöpfung und so zu höherer Transpiration.

Nur in Hinblick auf die standardisierten Bedingungen, die der Berechnung der ET_0 zugrunde liegen, und der davon abweichenden Situation auf der Lysimeterstation kann erklärt werden, warum die Werte der ET_0 zeitweise geringer als die gemessenen ET_a -Werte ausfallen. Insbesondere an Sommertagen mit Starkniederschlägen wird die ET_0 durch hohe relative Luftfeuchte und niedrige LT herabgesetzt, während auf den Monolithenoberflächen große Mengen Interzeptionsfeuchte zwischengespeichert und anschließend verdunstet werden, so dass Massenabnahmen stattfinden konnten, die die ET_0 übertreffen.

Interessant ist die große Übereinstimmung der Kurvenverläufe beider Monolithenmassen mit dem Verlauf der KWB. Damit lassen sich Datenfehlstellen der Lysimeterstation interpolieren und andere Standorte vergleichend betrachten. Die mittlere jährliche KWB liegt bei -137 mm. Bei N treten kurzzeitige Maxima >5 mm/d,

teilweise >20 mm/d auf, Trockenphasen lassen die Bilanz auf Tageswerte von 0 bis -5 mm/d, in wenigen Fällen bis -8 mm/d absinken.

Die Differenz zwischen N und ET bestimmt die Menge des pflanzenverfügbaren Wassers und gibt Aufschluss über Defizit- und Überschussperioden. Zu deren Berechnung eignen sich die relativen Massenveränderungen von Lysimetermonolithen oder rechnerische Ermittlungen aus N und ET_0 . Die aus den Massenbilanzen der Lysimeterstation gewonnenen relativen täglichen Massenbilanzen, also die Differenz aus Wasserein- und -austrägen in die Monolithe, entsprechen inhaltlich weitgehend der berechneten Klimatischen Wasserbilanz.

Eindrücklich ist die große Übereinstimmung der Kurvenverläufe beider Monolithe hinsichtlich der Höhe ihrer Beträge einerseits miteinander und andererseits mit dem Verlauf der berechneten KWB. Die Ergebnisse der Berechnung der ET_0 aus Wetterstationsdaten mit Hilfe von Gleichung 2 (Abbildung 45) zeigen in den Monaten Juli und August 2015 einen Verlauf meist im geringfügig negativen Bereich (mittlere tägliche KWB -0,005 mm) mit deutlichen Anstiegen nach Niederschlägen, die von stets kurzer Dauer sind.

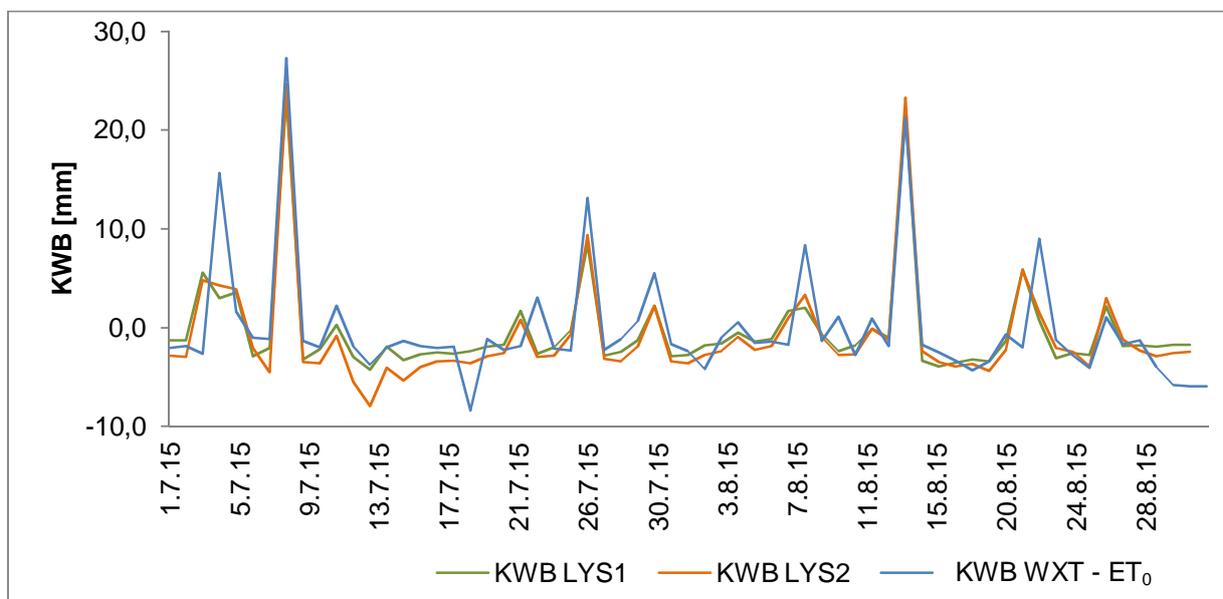


Abbildung 45: Tägliche KWB 1.7. 2015 bis 31.8. 2015
 KWB LYS1 und KWB LYS2: Tagesmassenbilanzen der Monolithe
 KWB WXT - ET_0 : KWB als Differenz aus Niederschlagsdaten (WXT) und ET_0

Angesichts dieser großen Übereinstimmung der täglichen Massenbilanzen von LYS1 und LYS2 mit der Klimatischen Wasserbilanz aus WXT-Daten und aus Wetterstationsdaten berechneten ET_0 -Werten in Juli und August 2015 kann die datenbasierte Berechnung der KWB auch für längere Zeiträume angewendet werden. Mehrjährige Betrachtungen (Abbildung 46) zeigen eine für 2014 bis 2015 berechnete mittlere jährliche KWB am Standort Polujamki von -137 mm. Eine alternative Berechnung mit HEL-Daten ergibt einen Wert von -230 mm.

Im Verlauf treten insbesondere im Frühsommer Trockenperioden mit Tagesnettoverdunstungswerten von bis zu -7 mm auf, während derer die Bilanz nur unregelmäßig infolge von N in den positiven Bereich steigt. Auch im weiteren Verlauf des Sommers ist die Bilanz zunächst negativ, nur die in der Vegetationsperiode regelmäßig auftretenden Maxima infolge von N-Ereignissen können die Bilanz weitgehend ausgleichen. Im Winter gibt es kaum nennenswerte hydrologische Flüsse.

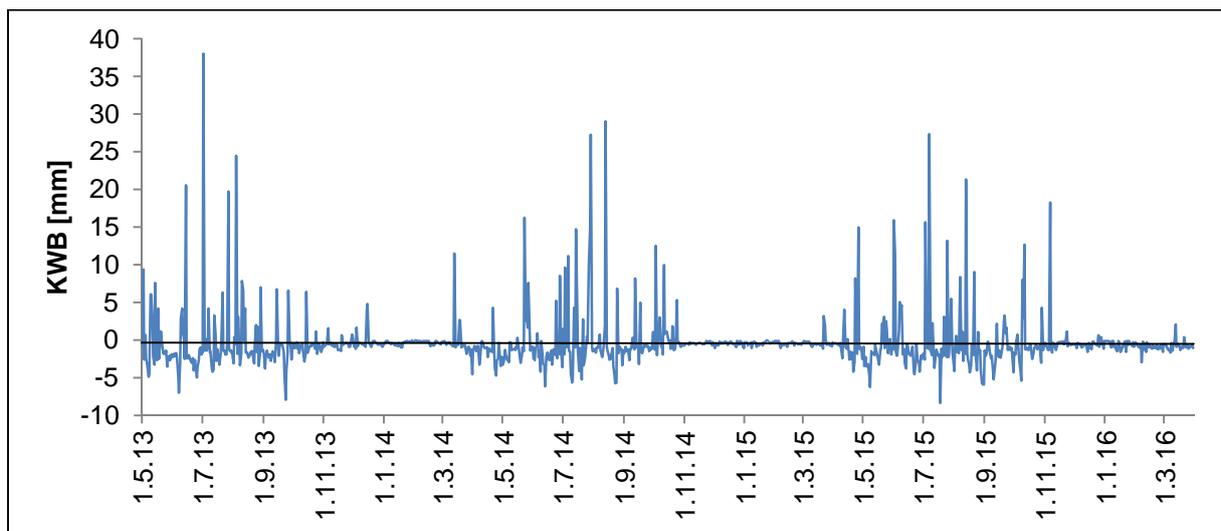


Abbildung 46: Tägliche KWB 1.5. 2013 bis 31.3. 2016
als Differenz aus Niederschlagsdaten (WXT) und ET_0
(Steigung der linearen Trendlinie: $y = -0,0002x + 8,302$)

5.4 Ergebnisse der Analyse der WMO-Wetterdaten

5.4.1 Lufttemperatur

Die Kulunda-Steppe liegt nach der Klimazonenklassifikation nach Köppen-Geiger in der Übergangszone zwischen dem winterkalten *Bsk*-Klima der Wüsten- und Halbwüsten Zentralasiens und dem *Dsb*-Klima Nordasiens mit borealem Nadelwald (Straesser 1999). Die polnahe Position Eurasiens auf der nördlichen Erdhalbkugel und die daraus resultierende geringe Insolation, seine Größe, der eingeschränkte Luftmassenaustausch durch die großen asiatischen Ost-West-orientierten Gebirge, v.a. aber die stabile Lage der winterlichen Hochdruckgebiete führen in der Kulunda-Steppe zu trockenem Kontinentalklima (Manabe et al. 1992, Spaar et al. 2000, Gong et al. 2002, Smelansky 2003, De Beurs et al. 2004, Fabig 2007, Nicholson 2011, Groisman et al. 2013). Langjährige Werte für Niederschläge und Lufttemperatur sind für die WMO-Wetterstation Volchikha in Abbildung 47 und für das KULUNDA-Untersuchungsgebiet in Abbildung 48 dargestellt.

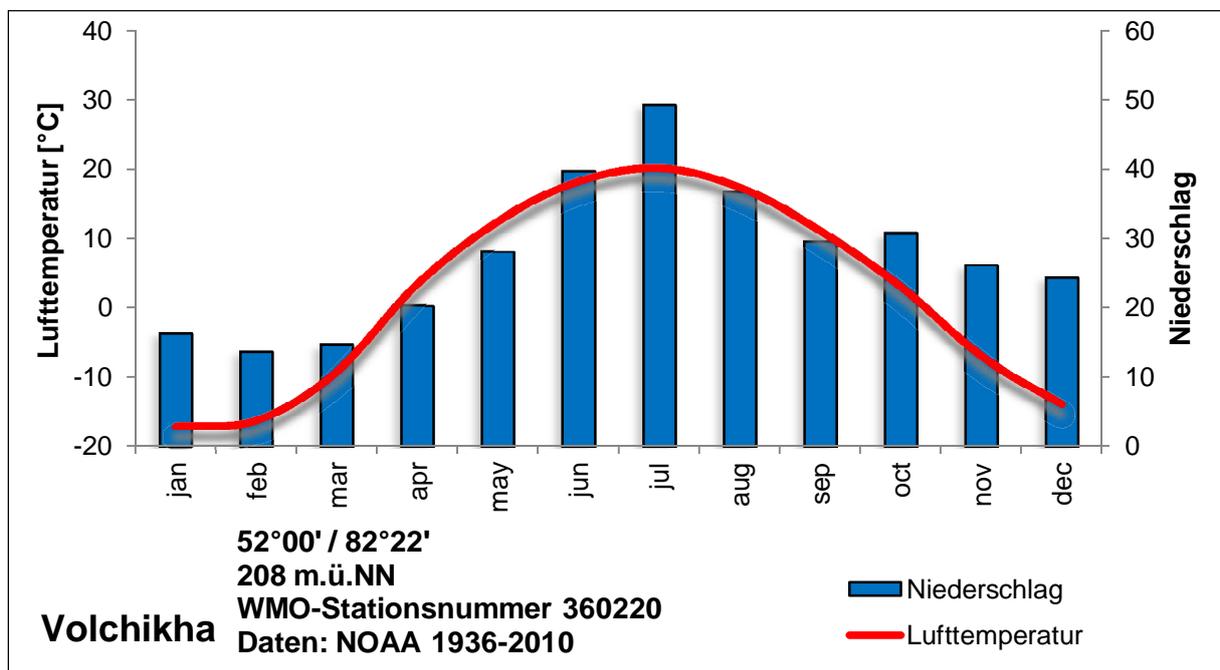


Abbildung 47: Klimadiagramm der WMO-Wetterstation Volchikha

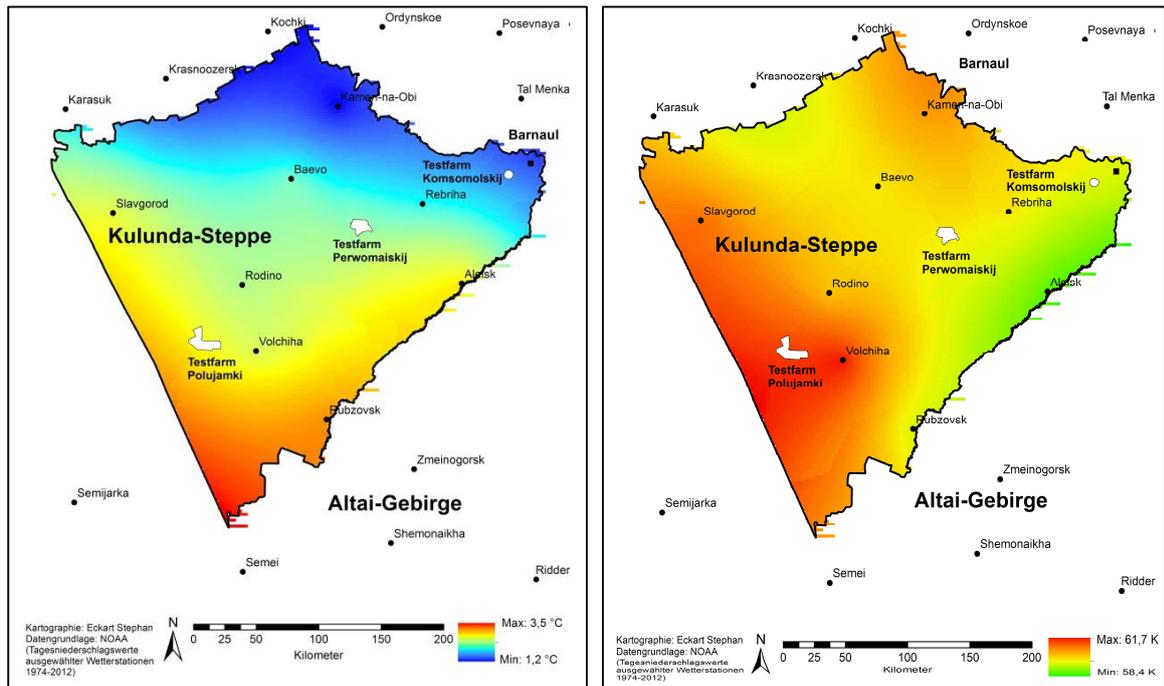


Abbildung 48: Langzeitliche Jahreswerte der Lufttemperatur

Links: Mittlere jährliche Lufttemperatur

Rechts: Mittlere jährliche Amplitude der Lufttemperatur

(Untersuchungsgebiet des KULUNDA-Projekts; 1974 bis 2012; Datengrundlage: www.noaa.gov)

Paläoklimatische Untersuchungen zeigen für Westsibirien mehrere thermische Minima im Pleistozän und einen starken Temperaturanstieg zu Beginn des Holozäns (Khotinsky 1977). In Präboreal und Boreal werden erste Temperaturmaxima nach dem letzten glazialen Maximum erreicht, die bisherige Podsolierung wird durch Schwarzerdebildung ersetzt. Das klimatische Optimum liegt im Atlantikum (5 500 bis 6 000 Jahre vor heute) mit ca. 2 K höheren Jahrestemperaturen und 50 bis 150 mm mehr Jahresniederschlägen im Vergleich zu den rezenten Bedingungen, so dass sich die Vegetationszonen um etwa 2° nordwärts verlagerten (Khotinsky 1977, Khokhlova et al. 2001). In der zweiten Hälfte des Holozäns findet ein Übergang von warm-trockenen zu feucht-kühlen Bedingungen (Subboreal) und einer anschließenden Stabilisierung des Klimas (Subatlantikum) statt, wenn auch innerhalb dieser jüngsten 2 400 Jahren mehrere Kalt- und Trockenphasen unterschieden werden (Khotinsky 1977, D'Arrigo et al. 2000, Sirotenko et al. 2007). Verschiedene Veröffentlichungen zu jüngeren Veränderungen der Oberflächentemperatur (vgl. Abbildung 49) nennen mehrheitlich Temperaturzunahmen von 1,5 bis 2,5 K für den Zeitraum 1901 bis 2012 (Kharlamova et al. 2006, IPCC 2014). Veränderungen der Lufttemperaturen werden seit etwa 1980 im Untersuchungsgebiet sowie auch in

umliegenden Regionen (Mongolei, westliches China, Ostsibirien) in dieser Größenordnung registriert (D'Arrigo et al. 2000, Wang et al. 2001, Chen et al. 2009, Nicholson 2011, Groisman et al. 2013). Insbesondere werden winterliche Temperaturzunahmen aufgeführt: In der Periode 1960 bis 2010 wird von einem Anstieg der Wintertemperaturen um 1,0 bis 2,0 °C und der Sommertemperaturen um 0,7 bis 1,5 °C ausgegangen (Gruza et al. 1999, Tchebakova et al. 2011). Modellrechnungen gehen bei einem Vergleich der Perioden 1986 bis 2005 und 2081 bis 2100 von einem Anstieg um 0,5 bis 1,0 K aus (Groisman et al. 2013, IPCC 2014).

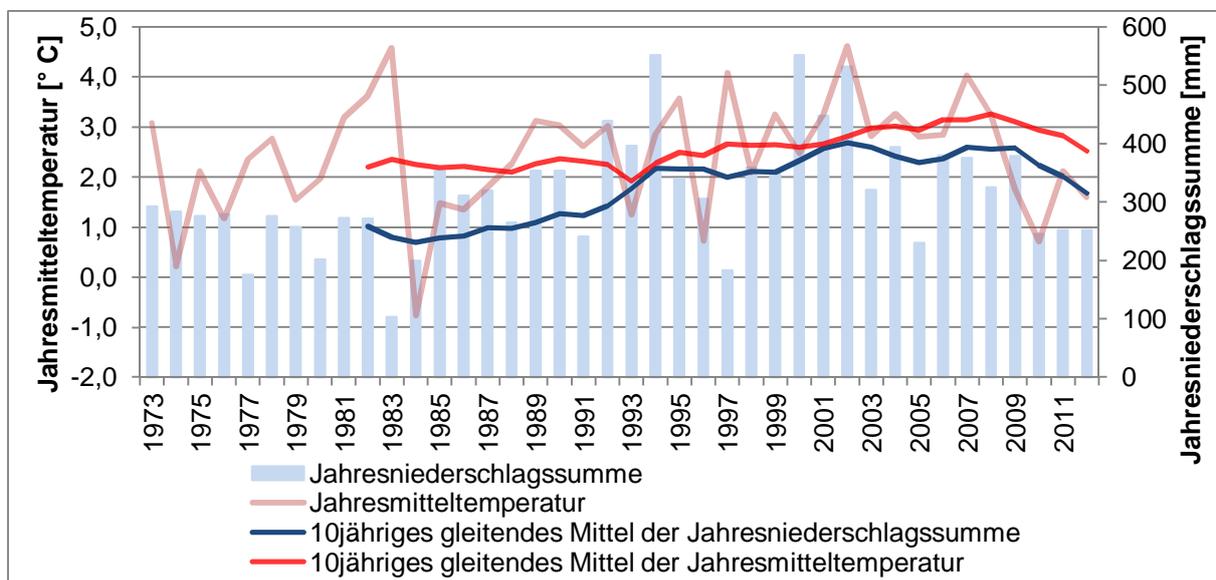


Abbildung 49: Lufttemperatur- und Niederschlagsentwicklung in Volchikha
 52°00' / 80°22', 208 müNHN
 (Datengrundlage: www.noaa.gov)

Infolge dieser Veränderungen prognostizieren optimistische Klimaprojektionen, dass die sibirische Landwirtschaft profitieren und sich die traditionellen Anbauggebiete bis zum Jahr 2080 um bis zu 500 km nach Norden verschieben könnten (Tchebakova et al. 2011). Wetterdaten der US-amerikanischen Klimabehörde (www.noaa.gov) zeigen jedoch lediglich einen Temperaturanstieg von 0,22 K im Vergleich der Perioden 1974 - 2012 und 2002 - 2012. Dieser speist sich wesentlich aus den Anstiegen in agronomisch wenig interessanten Monaten wie März (+1,62 K) und November (+1,82 K). Angesichts von gleichzeitigen Temperaturrückgängen um 1,80 K (Januar) oder 1,31 K (Dezember) wird damit die große natürliche Variabilität des Klimas abgebildet, das innerhalb seiner Schwankungsbreite weitgehend stabil erscheint.

Das Temperaturgeschehen heute ist im Jahresverlauf großer Variabilität unterworfen. Mit einer langjährigen Jahresmitteltemperatur von 1,9 °C spiegelt die Lufttemperatur die Lage des Untersuchungsgebiets in den mittleren Breiten wider, die große Kontinentalität des Klimas wird angesichts der Temperaturamplitude im Jahresverlauf von 59,0 K deutlich. Im Winter treten häufig Temperaturen um -10 bis -20 °C auf, es kann zu Tiefsttemperaturen bis zu -45 °C kommen. Im kurzen, heißen und trockenen Sommer herrschen meist Tagestemperaturen von 20 bis 25 °C vor mit Höchsttemperaturen bis zu 40 °C. Zwischen dem Norden der Region (1,2 °C um Kamen-na-Obi) und dem Süden (3,5 °C in der Umgebung von Semei in Kasachstan) besteht auf einer Strecke von 500 km ein Gradient der Jahresmitteltemperatur von 2,3 K, die Isothermen folgen weitgehend dem Verlauf der Breitengrade. Im Kontrast zur breitenkreisparallelen Verteilung der Jahresmitteltemperaturen zeigt die räumliche Verteilung der mittleren jährlichen Temperaturamplitude (Eingang von Tageswerten) hingegen eine deutliche Ost-West-Zonierung: Im Westen entlang der kasachischen Grenze liegt die langzeitliche mittlere Temperaturamplitude bei 61,7 K, in der Region Aleisk im Vorland des Altai-Gebirges liegt dieser Wert bei 58,4 K. Orographische oder landschaftliche Faktoren wie das Altai-Gebirge oder die Halbwüsten Kasachstans haben nur geringe Einflüsse auf die Lufttemperaturen im Untersuchungsgebiet, nur an der Südgrenze entlang des Alej deutet sich die stabilisierende Wirkung des Gebirges auf die Temperaturen im Unterschied zu den offenen Steppengebieten an.

Die Vegetationsperiode (Abbildung 50) umfasst im Norden 155, im Süden 178 Tage, die frostfreie Periode beträgt im langjährigen Mittel 142 bis 156 Tage, es kommt häufig zu herbstlichem Frühfrost bzw. frühjährlichem Spätfrost, Nachtfröste können prinzipiell ganzjährig auftreten (Spaar et al. 2000, Meinel 2002, Smelansky 2003, Groisman et al. 2013).

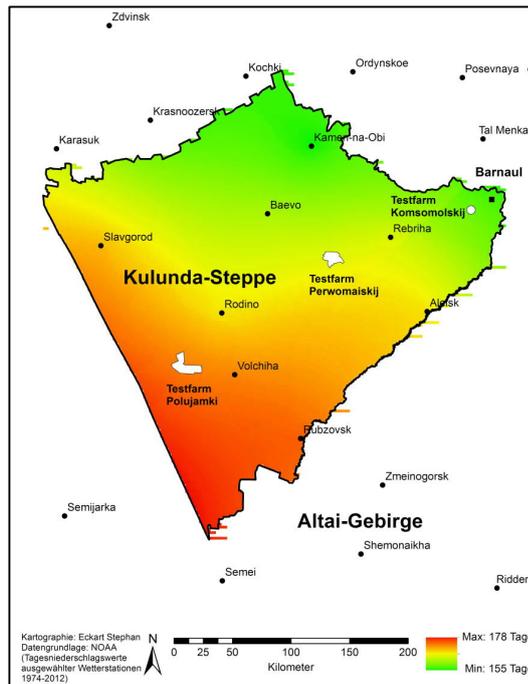


Abbildung 50: Räumliche Verteilung der langzeitlichen mittleren Anzahl der Tage mit Lufttemperaturen $> 5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Untersuchungsgebiet des KULUNDA-Projekts; 1974 bis 2012; Datengrundlage: www.noaa.gov)

5.4.2 Niederschlag

Zentrales Element des Niederschlagsgeschehens in der Kulunda-Steppe ist neben den geringen Jahressummen seine große Variabilität hinsichtlich Menge wie zeitlicher und räumlicher Verteilung. Angaben zu N-Summen aus der Literatur sowie Ergebnisse der vorliegenden Analyse reichen von 220 mm im Westen bis 485 mm im Osten, ihre Variabilität umfasst bis zu 100 % (Chibilyov 2000, Spaar et al. 2000, Meinel 2002, Smelansky 2003, Cheng et al. 2007, Nicholson 2011, www.noaa.gov). Die Witterung ist im Winter durch stabile Antizyklone, geringen N und kalte, trockene Luftmassen gekennzeichnet. Im Sommer treten infolge der Nordverlagerung der Polarfront mit etwa 60 mm die höchsten N-Monatssummen auf, im Winter fällt das Wasseräquivalent von etwa 15 mm/Monat als Schnee, die Schneedecke ist meist geringmächtig. Entsprechend dem N-Verhalten trockener Regionen fallen überwiegend geringe Tagessummen, deren Verteilung, zeitlicher Umfang und Summen deutliche Unterschiede zeigen (Nicholson 2011). Trotz des sommerlichen Niederschlagsmaximums kommt es aufgrund des starken atmosphärischen Sättigungsdefizits häufig zu Bodentrockenheit, reduzierter Wasserführung in Fließgewässern und Dürren (Chibilyov 2000, Smelansky 2003). Veränderungen des

Niederschlagsregimes sind angesichts der großen natürlichen Schwankungsbreite schwer auszumachen, Jahressummen sind nur in sehr kleinem Umfang betroffen bzw. werden in der Literatur gegenläufige Zu- bzw. Abnahmen in unmittelbaren Nachbarregionen angegeben (Groisman et al. 2013, IPCC 2014). Gleichzeitig sind semiaride Gebiete infolge dieser hohen Variabilität von klimatischen Veränderungen stark betroffen: Abnahmen der jährlichen N-Summen können mit zunehmenden Starkniederschlagsereignissen und weiterer Variabilität einhergehen (Maybank et al. 1995, Gruza et al. 1999, Graßl 2006, Meyer et al. 2008, Groisman et al. 2013). Mehrheitlich wird von steigender Intensität ausgegangen (Zhang et al. 2007, Groisman et al. 2013, IPCC 2014).

Die räumliche Verteilung der mittleren jährlichen Niederschlagssummen im Untersuchungsgebiet (Abbildung 51) zeigt einen ausgeprägten West-Ost-Gradienten: Im Westen (Burla, Slavgorod, Rodino, Mikhailovskoe) treten mittlere Jahresniederschläge um 265 mm auf, in den östlichen Bereichen entlang des Ob und des Unterlaufs des Alej (Kamen-na-Obi, Barnaul, Aleisk) ist es mit mehr als 450 mm/a deutlich niederschlagsreicher. Im Zentrum des Untersuchungsgebiets (Kochki, Baevo, Rebriha, Mamontowo, Rubtzovsk) liegen die mittleren Jahresniederschläge bei ca. 350 mm.

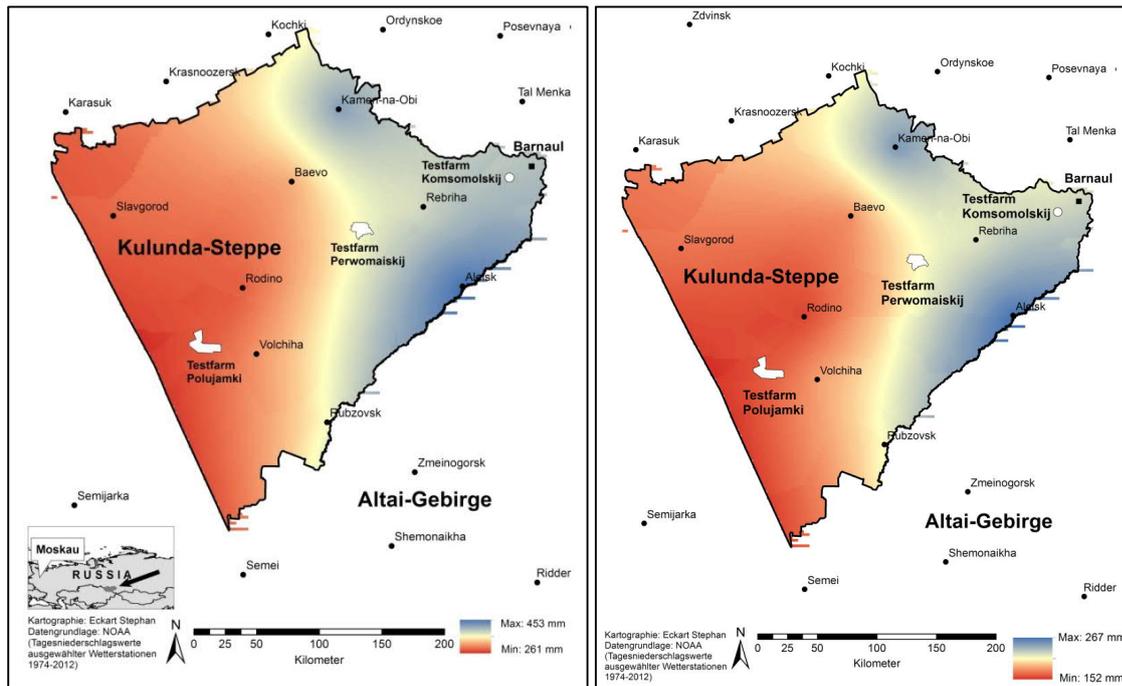


Abbildung 51: Räumliche Verteilung der langzeitlichen mittleren Niederschlagssummen
 Links: Jahressummen
 Rechts: Summen April bis September
 (Untersuchungsgebiet des KULUNDA-Projekts; 1974 - 2012; Datengrundlage: www.noaa.gov)

Auch bei Betrachtung einzelner Monate (Abbildung 52) tritt das Muster des West-Ost-Gradienten hervor. Insbesondere in den grundsätzlich niederschlagsreichen Sommermonaten (Monatssummen um 50 mm) erscheint der Gradient deutlicher als in den trockenen Wintermonaten (Monatssummen um 15 mm). In der für den Pflanzenbau relevanten Periode April bis September erreichen die Niederschläge 270 mm in den östlichen Bereichen (Kamen-na-Obi, Barnaul, Aleisk) und 150 mm im Westen. Als Indikator für konvektive Starkniederschlagsereignisse wird der prozentuale Anteil der langjährigen mittleren Tagesniederschlagsmaxima an der jeweiligen Jahresniederschlagssumme bestimmt. Die Werte im Westen der Kulunda-Steppe zeigen mit 9,9 % (Slavgorod) und 9,5 % (Rodino, Volchikha) häufigere Starkniederschlagsereignisse als die Wetterstationen im Osten (Kamen-na-Obi 7,7 %, Barnaul 8,2 %).

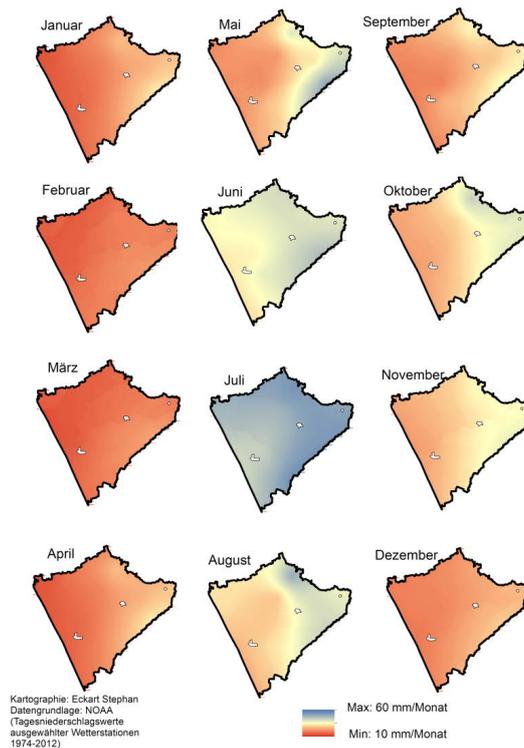


Abbildung 52: Räumliche Verteilung der langzeitlichen mittleren Monatsniederschläge (Untersuchungsgebiet des KULUNDA-Projekts; 1974 - 2012; Datengrundlage: www.noaa.gov)

Im Vergleich der Perioden 1974 - 2012 und 2002 - 2012 nimmt die mittlere Jahresniederschlagssumme um 35,6 mm ab, was in erster Linie von Abnahmen im August (-36,9 %), aber auch im Januar (-31,6 %) und Mai (-27,9 %) gespeist wird. Auch hier zeigt sich die Variabilität des Niederschlagsgeschehens, da es gleichzeitig zu Zunahmen von 20,1 % (November) oder 13,7 (März) kommt. Innerhalb der agronomisch wichtigen Periode April bis September sinkt die Niederschlagssumme um 11,2 %. Gleichzeitig stabilisiert sich das Niederschlagsgeschehen geringfügig angesichts einer Reduktion der mittleren Tagesmaxima von 53,1 mm/a auf 26,1 mm/a, einer Abnahme der Standardabweichung um 35,2 % und einer Zunahme von Tagen mit N um 0,8 %.

6 Fazit und Ausblick

Am Standort Polujamki in der südsibirischen Kulunda-Steppe wurden zwischen 2012 und 2016 Messungen von atmosphärischen und bodenhydrologischen Zustandsgrößen durchgeführt. Es konnte zunächst gezeigt werden, dass mit dem bodenhydrologisch-meteorologischen Messnetzwerk geeignete Instrumente zur Erfassung von Größen des Landschaftswasserhaushalts unter den klimatischen Bedingungen der südwestsibirischen Kulunda-Steppe installiert wurden und langjährige, plausible und übereinstimmende Wertereihen generiert, ausgewertet und interpretiert werden konnten. Die Ergebnisse der klimatischen Messparameter decken und ergänzen sich mit Messungen des offiziellen WMO-Messnetzes und erlauben so die Übertragung auf größere regionale Einheiten.

Der lokale N wurde mit einer vierfachen Vergleichsmessung erfasst (zwei wägbare Lysimetermonolithe, Niederschlagsmesser nach Hellmann, piezoelektronische Membran des Multisensors WXT520) und dabei konnten weitgehend übereinstimmende Ereignisverteilungen generiert werden. Es wurde eine mittlere Jahresniederschlagssumme von etwa 350 mm gemessen, wovon zwei Drittel in der Vegetationsperiode, genauer in den Monaten Mai, Juli, August und Oktober fallen. Für die Sommermonate wurde eine tägliche Taubildungsrate von 0,3 mm und eine tägliche Rate der ET_a von 0,8 mm bestimmt. Diese Werte sind in ihrer Form bisher einzigartig und ermöglichen ein differenziertes Bild auf den Landschaftshaushalt von Trockengebieten wie der Kulunda-Steppe.

Divergenzen zwischen den Ergebnissummen der Lysimeter- und der Wetterstation liegen in den unterschiedlichen methodologischen Ansätzen mit ihren entsprechenden Auflösungen und Genauigkeiten begründet. Bei der vergleichenden N-Messung zwischen LYS1, LYS2, HEL und WXT traten Unterschiede zwischen den Jahressummen 2014 von maximal 125 mm und bereits nach zwei Monaten im Sommer 2015 von bis zu 49 mm auf. Die mittlere Jahresniederschlagssumme (345,9 mm) der WMO-Wetterstation in Volchikha (WMO-Nr. 360220, 45 km südöstlich von Polujamki, langjähriger Mittelwert 1974 - 2012) (www.noaa.gov) zeigt somit gute Übereinstimmungen mit den Werten der neu installierten Wetterstation in Polujamki, so dass deren Plausibilität gestützt wird. Die mittlere langzeitliche Niederschlagssumme in Volchikha wird für Juli und August mit lediglich 81,9 mm angegeben, wohingegen mit den Messsystemen am Standort Polujamki Werte

zwischen 102,0 und 151,3 mm ermittelt wurden. Dies lässt auf einen vergleichsweise feuchten Sommer 2015 am Standort schließen. Die stündlichen Messungen von Tau zeigen zudem, dass in den Sommermonaten täglich etwa 0,3 mm Absetzniederschlag auf oberirdischen Vegetationsbestandteilen auftreten, auf Vegetation mit größerer Blattoberfläche können größere Mengen Tau abgesetzt werden. Dieser Feuchtegewinn aus der Atmosphäre verdunstet im Verlauf des Vormittags, so dass die Pflanzenverfügbarkeit dieses Wassers nur bei rascher Perkolation zur Erdoberfläche gegeben ist. Die bilanzierende Berechnung der Differenz aus Niederschlägen und Verdunstung, die KWB, ergab -137 mm/a.

Die Bodenwasserreserven wurden in allen vier untersuchten Bodenprofilen im Zuge der Schneeschmelze rasch aufgefüllt, zeitweise kam es zu Sickerwasserbildung und deszendenter Perkolation. In allen Profilen fallen die Bodenwassergehalte im Verlauf des Junis auf ein niedriges Niveau, im Spätsommer kann es zu mehrwöchigen Perioden mit Bodensaugspannungen nahe dem PWP und darüber hinaus kommen. Da dies jedoch lediglich im Oberboden auftritt, der zu dieser Zeit keine pflanzliche Ausschöpfung erfährt, ist dieser Umstand von geringer ackerbaulicher Relevanz. Unter natürlicher Steppenvegetation wird die Bodenwasserdynamik vorwiegend durch pflanzliche Aufnahme kontrolliert, ackerbaulich genutzte Böden unterliegen dem stärkeren Einfluss atmosphärischer Größen.

Die pflanzliche Verfügbarkeit des Niederschlagswassers ist in Teilen gleichwohl fraglich: Verba et al. (2006) sprechen von wenigen cm Eindringtiefe sommerlicher Regenfälle, Mavi et al. (2004) nennen 8 mm/d als minimale effektive N-Menge. Starkniederschlagsereignisse sind selten, entsprechend der Einteilung von Groisman et al. (2013) wurden mit WXT an der Wetterstation Polujamki zwischen September 2012 und März 2016 an 25 Tagen Niederschläge der Kategorie „heavy“ und an lediglich fünf Tagen der Kategorie „very heavy“ aufgezeichnet. In Hinblick auf Überlegungen zu aquatischen Erosionsprozessen durch oberflächlichen Abfluss werden die sommerlichen Niederschläge demnach nicht als ursächlich betrachtet. Hingegen kann N-Wasser bereits in 30 cm Bodentiefe nur selten direkt abgebildet werden, die Eindringtiefe bleibt meist gering.

Es wurde gezeigt, dass die Einflüsse der landwirtschaftlichen Bodenbearbeitungsgänge auf den Bodenwassergehalt in Summe deutlich geringer als die der klimatischen und edaphischen Faktoren sind. Veränderungen der Ackerbaukonzeptionen konnten in den ersten Jahren nach der Umstellung nur geringen Einfluss ausüben, sind aber gleichwohl erforderlich, um die insgesamt geringen Bodenwasservorräte so effizient wie möglich nutzbar zu machen.

Bezugnehmend auf die eingangs gestellten Hypothesen konnte bestätigt werden, dass

1. Daten von automatischen Messstationen die bodenhydrologisch-meteorologische Situation am Untersuchungsstandort eindeutig abbilden können,
2. Niederschlagsmessungen mit wägbaren Lysimetern zu deutlich höheren Messwerten führen als mit konventionellen Niederschlagsmessern wie HEL,
3. die KWB negativ und somit die Werte der ET_a höher als die der Niederschläge sind und
4. der volumetrische Bodenwassergehalt unter quasi-natürlicher Steppenvegetation höher ist als unter ackerbaulicher Nutzung.
5. Nicht bestätigt werden kann, dass geringere Intensitätsgrade der Bodenbearbeitung relevant höhere Wassergehalte zur Folge haben. Die eindeutige Verifizierung dieser These steht noch aus.
6. Ebenfalls kann nicht eindeutig bestätigt werden, dass sich die Bodensaugspannung oft in der Nähe des Permanenten Welkepunkts befand. Es traten in 30 cm Tiefe während mehrerer Wochen im Hoch- und Spätsommer Perioden auf, in denen der PWP überschritten wurde. Andere Messperioden zeigen jedoch, dass dies nicht in jedem Sommer auftritt und

angenommen wird, dass die Pflanzen in dieser Zeit bereits deutlich tiefer wurzeln bzw. ihre Reife zu dieser Zeit abgeschlossen ist.

7. Taubildung führte am Standort zu nennenswertem Wasserinput in die Pedo- und v.a. Phytosphäre, so dass hier von relevanten Eingangsmengen zum Landschaftswasserhaushalt gesprochen werden kann. Hier sind insbesondere das nächtliche Aufhalten und morgendliche Verzögern der ET_a als wichtigste Prozesse zu nennen.

Das hier vorgestellte Messnetz und die damit generierten Daten, ihre Auswertung und Interpretation können als Grundlage für weitere Untersuchungen zu landschaftswasserhaushaltlichen Phänomenen in der Trockensteppe dienen. Es wurden agrarwirtschaftlich und bodenhydrologisch nutzbare Erkenntnisse zu pflanzenbaulich relevanten Größen des Landschaftswasserhaushalts formuliert. Bei zunehmender Bedeutung der Schwarzerdegebiete für die globale Nahrungsmittelproduktion können die Ergebnisse Berücksichtigung finden. Angesichts des großen atmosphärischen Sättigungsdefizits in der Region sind bodenwasserschonende Ackerbaukonzeptionen anderen Vorgehensweisen vorzuziehen. Bei längerfristigem Einsatz von Direktsaatverfahren und Varianten mit reduzierter Bodenbearbeitung sind dauerhafte Unterschreitungen des PWP auch in der Trockensteppe möglich, angesichts des Reifeprozesses der angebauten Kulturen und dem auslaufenden Wasserbedarf gegen Ende des Sommers stellt dies kein substanzielles agrarisches Problem dar.

In Hinblick auf die Erstellung des komplexen Messnetzes an einem klimatischen Extremstandort, die herausfordernde Datenerhebung und die bestehenden Erfahrungen mit den Erfassungstechnologien erscheinen weiterführende Arbeiten mit den hier geschilderten Geräten sinnvoll. Die Fortführung der Messungen kann mit der Erzeugung längerer Datenreihen Grundlagen für weitere Aussagen schaffen, als in dem vorliegenden Rahmen bisher möglich war.

Größere Aufmerksamkeit sollte zukünftig der Generierung von plausiblen Langzeitdatenreihen mit dem bestehenden Messnetz und der regelmäßigen Sicherung der Erhebungsqualität zukommen. Die interpretatorische Aussagekraft ließe sich durch zusätzliche Geräte zur Messung des Niederschlags auf Höhe der GOK, zur direkten Messung der ET_{pot} (beispielsweise mit Verdunstungspfannen) oder verstärkten Einsatz von pF-Metern weiter steigern.

7 Literaturverzeichnis

- Abid M, Lal R (2009): Tillage and drainage impact on soil quality: II Tensile strength of aggregates, moisture retention and water infiltration. *Soil & Tillage Research* 103, 364-372.
- AG Boden (1996): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. 4. Aufl., Schweizerbarth'sche Verlagsbuchhandlung, Hannover.
- Alcamo J, Dronin N, Endejan M, Golubev G, Kirilenko A (2007): A new assessment of climate change impacts on food production shortfalls and water availability in Russia. *Global Environmental Change*, 7 (3-4), 429-444.
- Allaire-Leung SE, Gupta SC, Moncrief JF (2000): Water and Solute movement in soils as influenced by macropore characteristics 2. Macropore tortuosity. *Journal of Contaminant Hydrology*, 41, 303-315.
- Allaire SE, Gupta SC, Nieber J, Moncrief JF (2002): Role of macropore continuity and tortuosity on solute transport in soils: 1. Effects of initial and boundary conditions. *Journal of Contaminant Hydrology*, 58, 299-321.
- Allen RG, Jensen ME, Wright JL, Burman RD (1989): Operational Estimates of Reference Evapotranspiration. *Agronomy Journal*, 81, 650-662.
- Allen RG, Howell TA, Pruitt WO, Walter IA, Jensen ME (1991): Lysimeters for evapotranspiration and environmental measurements. In: *Proceedings of the International Symposium on Lysimetry*. American Society of Civil Engineers, New York, 779-784.
- Allen RG, Smith M, Perrier A, Pereira LS (1994): An Update for the Definition of Reference Evapotranspiration. *ICID Bulletin*, 43 (2).
- Allen RG (1996): Nongrowing season evaporation in northern Utah. *Proceedings North American Water and Environment Congress, ASCRE*, Reston, Va.

- Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M (1998): Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper, 56, Rom.
- Allen RG, Pereira LS, Howell TA, Jensen ME (2011a): Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agricultural Water Management*, 98 (6), 899-920.
- Allen RG Pereira LS Howell TA Jensen ME (2011b): Evapotranspiration information reporting: II. Recommended documentation. *Agricultural Water Management*, 98 (6), 921-929.
- Alletto L, Coquet Y (2009): Temporal and spatial variability of soil bulk density and near-saturated hydraulic conductivity under two contrasted tillage management systems. *Geoderma*, 152, 85-94.
- Altrichter H (2007): *Kleine Geschichte der Sowjetunion, 1947-1991*. 3. Aufl., Beck, München.
- Armand R, Bockstaller C, Auzet AV, van Dijk P (2009): Runoff generation related to intra-field soil surface characteristics variability: Application to conservation tillage context. *Soil & Tillage Research*, 102, 27-37.
- Anonymous (1954): *Umschau: Sowjetunion – Landwirtschaft – Neulandgewinnung*. Eastern Europe, 4, 304-313.
- ATV-DVWK (Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall) (Hrsg.) (2002): Verdunstung in Abhängigkeit von Landnutzung, Bewuchs und Boden. ATV-DVWK-Merkblatt M 504, Hennef.
- Bac S, Pasierski Z (1981): The significance of plant cover in the progress of evapotranspiration. *Zeszyty problemowe postępow nauki rolniczej*, 369, 9-17.
- Balykin D, Puzanov A, Stephan KE, Meissner R (2014): Using the Innovative Lysimeter Technology in the German-Russian Research Project "KULUNDA". In: Mueller L, Sheudshen AK, Eulenstein F (Hrsg.): *Novel Methods for Monitoring and Managing Land and Water Resources in Siberia*. Springer International Publishing, 387-399.

- Bárdossy A, Lehmann W (1998): Spatial distribution of soil moisture in a small catchment. Part 1: geostatistical analysis. *Journal of Hydrology*, 206 (1-2), 1-15.
- Baumgartner A, Liebscher HJ (1990): *Lehrbuch der Hydrologie*. Borntraeger, Stuttgart Berlin.
- Bens O, Hüttl RF (2006): Trockenheitsinduzierte Bodenveränderungen in gemäßigten Breiten: Zum Einfluss von Landnutzung und Bodenbearbeitung auf das Phänomen der Hydrophobizität. In: German Scientific Network to Combat Desertification (Desert*Net Germany), and the Research Group Soil Science and Soil Geography of the German Society for Geography (DGfG): *Boden und Desertifikation – Integriertes Forschen für den nachhaltigen Umgang mit den Böden in Trockengebieten*, Hamburg.
- Bethge-Steffens D, Meissner R, Rupp H (2004): Development and practical test of a weighable groundwater lysimeter for floodplain sites. *Journal of plant nutrition and soil science*, 167 (4), 516-524.
- Bethge-Steffens D (2007): *Der Bodenwasserhaushalt von zwei repräsentativen Flussauenstandorten der Mittelelbe – Untersuchungen mit wägbaren Grundwasserlysimetern*. Dissertation Universität Rostock.
- Berendt A, Monk J, Müller L, Tauschke M, Eulenstein F (2011): Lysimeter studies on the effect of mycorrhizas on energy crops. 14. Gumpensteiner Lysimetertagung, Tagungsband, 211-213.
- Bezuglova OS, Yudina NV (2006): Interrelationship between the Physical Properties and the Humus Content of Chernozems in the South of European Russia. *Eurasian Soil Science*, 39 (2), 187-194.
- Bischoff J (2011): *Gesellschaft für konservierende Bodenbearbeitung e.V. Arbeitskreis Sachsen-Anhalt LLFG Bernburg, Zentrum für Acker- und Pflanzenbau, Versuchsbericht 2010 „Vom Pflug zur Direktsaat“*.
- Blume HP, Brümmer GW, Horn R, Kandeler E, Kögel-Knabner I, Kretschmar R, Stahr K, Wilke BM (2010): *Scheffer/Schachtschabel – Lehrbuch der Bodenkunde*. 16. Aufl., Spektrum.

- Boger C (2009): Analysis of flow patterns and flow mechanisms in soils. Dissertation Universität Bayreuth.
- Bormann H, Klaassen K (2008): Seasonal and land use dependent variability on soil hydraulic and soil hydrological properties of two Northern German soils. *Geoderma*, 145, 295-302.
- Brümmer C, Black TA, Jassal RS, Grant NJ, Spittlehouse DL, Chen B, Nestic Z, Amiro BD, Arain MA, Barr AG, Bourque CPA, Coursolle C, Dunn AL, Flanagan LB, Humphreys ER, Lafleur PM, Margolis HA, McCaughey JH, Wofsy SC (2012): How climate and vegetation type influence evapotranspiration and water use efficiency in Canadian forest, peatland and grassland ecosystems. *Agricultural and Forest Meteorology*, 153, 14-30.
- Brye KR, Norman JM, Bundy LG, Gower ST (2000): Water-Budget Evaluation of Prairie and Maize Ecosystems. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 715-724.
- Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) (Hrsg.) (2003): BAGLUVA Wasserhaushaltsverfahren zur Berechnung vieljähriger Mittelwerte der tatsächlichen Verdunstung und des Gesamtabflusses. BfG-Bericht 1342, Koblenz, 28.
- Burlakova LM, Morkowkin GG (2005): Antropogennaja transformazija potschwoobrasowanija i plohorodija tschernosemow w sisteme agrozenesow. *Agrochemitscheski westnik*, 1, 2-4.
- Byrnes BH, Bumb BL: Population Growth, Food Production and Nutrient Requirements. *Journal of Crop Production*, 1 (2), 1-27
- Cepuder P (2002): Erfassung der Wasserbilanzgrößen mittels Lysimeter. In: *Lysimeter – Anforderungen, Erfahrungen, technische Konzepte. Beiträge zur Hydrogeologie*, 53, 115-232.
- Chen F, Wang J, Jin L, Zhang Q, Chen J (2009): Rapid warming in mid-latitude central Asia for the past 100 years. *Frontiers of Earth Science in China*, 3 (1), 42-50.

- Chen L, Meissner R, Zhang Y, Xiao H (2013): Studies on dew formation and its meteorological factors. *Journal of Food, Agriculture & Environment*, 11 (2), 1063-1068.
- Cheng Y, Nakamura T (2007): Phytosocial study of steppe vegetation in east Kazakhstan. *Japanese Society of Grassland Science*, 53, 172-180.
- Chervet A, Ramseier L, Sturny W (2006): Bodenwasser bei Direktsaat und Pflug. *Agrarforschung*, 13 (4), 162-169.
- Chibilyov AA (2000): Ecology-geographical essay about steppes of Northern Eurasia. In: Chibilyov AA (ed.) (2000): Questions of steppe science. Institute of Steppe of the Urals Branch of RAS, Orenburg.
- Ciach GJ (2002): Local Random Errors in Tipping-Bucket Rain Gauge Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20, 752-759.
- Coppola A, Kutílek M, Frind EO (2009): Transport in preferential flow domains of the soil porous system: Measurement, interpretation, modeling, and upscaling. *Journal of Contaminant Hydrology*, 104, 1-3.
- Dalton FN (1992): Development of Time-Domain-Reflectometry for measuring Soil Water Content and Bulk Soil electrical Conductivity. In: Topp GC, Reynolds WD, Green RE (Hrsg.): *Advances in Measurement of Soil physical Properties: Bringing Theory into Practice*, 143-167.
- Dammann S, Meinel T, Beljaev VI, Frühauf M (2011): Einfluss verschiedener Bodenbearbeitungsmethoden auf Bodenwasserhaushalt und Pflanzenproduktion in Trockengebieten. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, 32/33, 33-48.
- D'Arrigo R, Jacoby G, Pederson N, Frank D, Buckley B, Nachim B, Mijiddorj R, Dugarjav C (2000): Mongolian tree-rings, temperature sensitivity and reconstructions of Northern Hemisphere temperature. *The Holocene*, 10 (6), 669-672.
- De Beurs KM, Henebry GM (2004): Land surface phenology, climatic variation, and institutional change: Analyzing agricultural land cover change in Kazakhstan. *Remote Sensing of Environment*, 89, 497-509.

- DVWK (Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau) (Hrsg.) (1980): Empfehlungen zum Bau und Betrieb von Lysimetern. DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft 114, Verlag Paul Parey, Hamburg Berlin.
- DVWK (Deutscher Verbund für Wasserwirtschaft und Kulturbau) (Hrsg.) (1990): Stand der Verdunstungsermittlung in der Bundesrepublik Deutschland. In: DVWK-Schriften 86, Verlag Paul Parey, Hamburg Berlin.
- DVWK (Deutscher Verbund für Wasserwirtschaft und Kulturbau) (Hrsg.) (1991): Wasserwirtschaftliche Meß- und Auswerteverfahren in Trockengebieten. In: DVWK-Schriften 96, Verlag Paul Parey, Hamburg Berlin.
- DVWK (Deutscher Verbund für Wasserwirtschaft und Kulturbau) (Hrsg.) (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Merkblätter zur Wasserwirtschaft 238. Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser, Bonn.
- De Vries B, Goudsblom J (Hrsg.) (2003): *Mappae Mundi – Humans and their Habitats in a Long-Term Socio-Ecological Perspective – Myths, Maps and Models*. 2. Aufl., Amsterdam University Press.
- Devyatova TA, Shcherbakov AP (2006): Biological Activity of Chernozems in the Ccenter of the Russian Plain. *Eurasian Soil Science*, 39 (4), 450-456.
- DIN 4049-3: 1994-10: Hydrologie - Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie. Beuth Verlag, Berlin.
- Disse M (1995): Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. *Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft an der Universität Karlsruhe*, 53.
- Dronin N, Kirilenko A (2011): Climate change, food stress, and security in Russia. *Regional Environmental Change*, 11 (1), 167-178.
- Dulamsuren C, Hauck M, Bader M, Osokhjargal D, Oyungerel S, Nyambayar S, Dalaikhuu O, Shagjav O, Suran N, Runge M, Leuschner C (2008): Water relations and photosynthetic performance in *Larix sibirica* growing in the forest-steppe ecotone of northern Mongolia. *Tree Physiology*, 29, 99-110.

- Dugas WA, Upchurch DR, Ritchie JT (1985): A weighing lysimeter for evapotranspiration and root measurements. *Agronomy Journal*, 77 (5), 821-825.
- Dyck S, Peschke G (1995): *Grundlagen der Hydrologie*. Berlin.
- Eule W (1962): *Das Problem der Neulandgewinnung in der Sowjetunion*. Dissertation Universität Bonn.
- Evelt SR, Schwartz RC, Howell TA, Baumhardt RL, Copeland KS (2012): Can weighing lysimeter ET represent surrounding field ET well enough to test flux station measurements of daily and sub-daily ET? *Advances in Water Resources*, 50, 79-90.
- Fabig I (2007): *Die Niederschlags- und Starkregenentwicklung der letzten 100 Jahre im Mitteldeutschen Trockengebiet als Indikatoren möglicher Klimaänderungen*. Dissertation Universität Halle-Wittenberg.
- Fank J (2000): Wasserfluss- und Nitratbilanzierung bei unterschiedlichen Lysimetertypen der Forschungsstation Wagna.- Vortrag im Rahmen des Workshops „Lysimeter – Anforderungen, Erfahrungen, technische Konzepte“ am 25./26. 9.2000, Graz.
- Fank J, Von Unold G (2005): Wägbare monolithische Lysimeter unter maschineller Freilandbewirtschaftung (Wagna – Austria). Bericht der BAL über die 11. Gumpensteiner Lysimetertagung „Lysimetrie im Netzwerk der Dynamik von Ökosystemen“ vom 5./6. April 2005, 55-60.
- Fank J (2007): Die Gras-Referenzverdunstung: Berechnungsergebnisse in Abhängigkeit von Messgeräten und Messintervall, 12. Gumpensteiner Lysimetertagung, Tagungsband, 53-56.
- Fank J (2011): Die Bedeutung der korrekten Nachbildung der oberen und unteren Randbedingung für die Interpretation von Präzisions-Feldlysimeterdaten. 14. Gumpensteiner Lysimetertagung, Tagungsband, 75-82.
- Feng Y, Motta AC, Reeves DW, Burmester CH, van Santen E, Osborne JA (2003): Soil microbial communities under conventional-till and no-till continuous cotton systems. *Soil Biology & Biochemistry*, 35, 1693-1703.

- Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) (Hrsg.) (2015): World Reference Base for soil resources 2014 – International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Update 2015, Rom.
- Førland EJ, Hanssen-Bauer I (2000): Increased Precipitation in the Norwegian Arctic: True or False? *Climatic Change*, 46, 485-509.
- Frühauf M, Meinel T (2006): Desertification in the agricultural used dry steppes in Central Asia. Proceedings of the International Conference “Soil and Desertification”, Integrated Research for the Sustainable Management of Soils in Drylands, 5. / 6. Mai 2006, Hamburg.
- Frühauf, M., Kasarjyan, M. (2013): KULUNDA - How to prevent the next "Global Dust Bowl"? - Ecological and Economic Strategies to sustainable land use in the Russian steppes. In: Federal Ministry of Education and Research: Sustainable Land Management - A challenge for all, Berlin.
- Frühauf M, Meinel T (2014): Ökosystemkonversion in den temperierten Grasländern Südwestsibiriens: Steuerfaktoren, Etappen und geoökologischen Konsequenzen. *Geoöko*, 35, 5-38.
- Gee G, Zhang Z, Ward AL (2003): A modified vadose-zone fluxmeter with solution collection capability. *Vadose Zone Journal*, 2, 627-632.
- Golubev G, Dronin N (2004): Geography of Droughts and Food Problems in Russia (1900-2000), Report of the International Project on Global Environmental Change in Its Threat to Food and Water Security in Russia. Center for Environmental Systems Research, Kassel.
- Gong DY, Ho CH (2002): The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia. *Theoretical and Applied Climatology*, 72, 1-9.
- Gong H, Meng D, Li X, Zhu F (2013): Soil degradation and food security coupled with global climate change in northeastern China. *Chinese Geographical Science*, 23 (5), 562-573.

- Goss MJ, Ehlers W (2009): The role of lysimeters in the development of our understanding of soil water and nutrient dynamics in ecosystems. *Soil Use and Management*, 25, 213-223.
- Graßl H (2006): Semi-aride Zonen im Klimawandel. In: German Scientific Network to Combat Desertification (Desert*Net Germany), and the Research Group Soil Science and Soil Geography of the German Society for Geography (DGfG): *Boden und Desertifikation – Integriertes Forschen für den nachhaltigen Umgang mit den Böden in Trockengebieten*, Hamburg.
- Grevers MC, Kirkland JA, De Jong E, Rennie DA (1986): Soil water conservation under zero- and conventional tillage systems on the Canadian prairies. *Soil Tillage Research*, 8, 156-276.
- Gritsch M, Winkler G, Herndl M, Birk S (2011): N und Verdunstung am Gebirgslsimeter Stoderzinken, 14. Gumpensteiner Lysimetertagung 2011, Tagungsband, 39-44.
- Groisman PY, Gutman G (Hrsg.) (2013): *Regional Environmental Changes in Siberia and Their Global Consequences*. Springer, Dordrecht.
- Grunwald LC, Belyaev VI, Hamann M, Illiger P, Stephan E, Bischoff N, Rudev NV, Kozhanov NA, Schmidt G, Frühauf M, Meinel T (2014): Modern Cropping Systems and Technologies for Soil Conservation in Siberian Agriculture. In: Mueller L, Sheudshen AK, Eulenstein F (Hrsg.) (2014): *Novel Methods for Monitoring and Managing Land and Water Resources in Siberia*. Springer International Publishing.
- Gruza GV, Rankova EY, Razuvaev V, Bulygina O (1999): Indicators of Climate Change for the Russian Federation. *Climatic Change*, 42, 219-242.
- Günther R (1986): Zum Vergleich von Niederschlagswerten, ermittelt mit verschiedenen Messeinrichtungen. *Zeitschrift Meteorologie*, 36, 210-213.
- Haferkorn U (2001): Größen des Wasserhaushaltes verschiedener Böden unter landwirtschaftlicher Nutzung im klimatischen Grenzraum des Mitteldeutschen Trockengebietes. Dissertation Universität Göttingen.

- Hagenau J, Meissner R, Borg H (2015): Effect of exposure on the water balance of two identical lysimeters. *Journal of Hydrology*, 520, 69-74.
- Haimerl G, Strobl T (Hrsg.) (2004): *Groundwater Recharge in Wadi Channels Downstream of Dams, Efficiency and Management Strategies*. Berichte des Lehrstuhls und der Versuchsanstalt für Wasserbau und Wasserwirtschaft der Technischen Universität München.
- Hannes M, Wollschläger U, Schrader F, Durner W, Gebler S, Pütz T, Fank J, von Unold G, Vogel HJ (2015): A comprehensive filtering scheme for high-resolution estimation of the water balance components from high-precision lysimeters. *Hydr. Earth Syst. Sci.*, 19 (8), 3405 - 3418.
- Hartge KH (1978): *Einführung in die Bodenphysik*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Hofmann B (2009): Bodenbearbeitung auf Löß- und Sandstandorten: Sandboden reagiert anders als Löß. *Landwirtschaft ohne Pflug*, 2, 27-31.
- Holland JM (2004): The environmental consequences of adopting conservation tillage in Europe: Reviewing the evidence. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 103, 1-25.
- Hölting B (1996): *Hydrogeologie: Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie*. 5. Aufl., Enke, Stuttgart.
- Hornetz B, Jätzold B (2003): *Savannen-, Steppen- und Wüstenzonen*. Geographisches Seminar 68, Westermann, Braunschweig.
- Howell TA, Schneider AD; Dusek DA, Marek TH, Steiner JL (1995): Calibration and Scale Performance of Bushland Weighing Lysimeters. *Transactions of the ASAE*, 38 (4), 1019-1024.
- Iijima Y, Kwaragi T, Ito T, Akshalov K, Tsunekawa A, Shinoda M (2008): Response of plant growth to surface water balance during a summer dry period in the Kazakhstan steppe. *Hydrological processes*, 22 (16), 2974-2981.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2014): *Climate Change 2014: Synthesis Report*. Contributing of Working Groups I, II and III to the Fifth

Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, 151.

Jackson WAD (1956): The Virgin and Idle Lands of Western Siberia and Northern Kazakhstan: A Geographical Appraisal. *Geographical Review*, 46 (1), 1-19.

Jensen ME, Burman RD, Allen RG (1990): Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. American Society of Civil Engineers, 70.

Kharlamova NF, Revyakin VS (2006): Regional Climate and Environmental Change in Central Asia. In: Vogtmann H, Dobretsov N (Hrsg.): Environmental Security and Sustainable Land Use – With special reference to Central Asia. Springer, Dordrecht, 19-26.

Khokhlova OS, Kovalevskaya IS, Oleynik SA (2001): Records of the climatic changes in the carbonate profiles of Russian Chernozems. *Catena*, 4, 203-215.

Khotinsky NA (1977): *Golocen Severnoi Evrazii*, Nauka, Moskau.

Klaghofer E (1991): Bodenphysikalische Aspekte bei der Erfassung von gelösten Stoffen mit Hilfe von Lysimetern. Bericht über die 1. Gumpensteiner Lysimetertagung „Art der Sickerwassergewinnung und Ergebnisinterpretation“, 16./17.4.1991. Bundesanstalt für alpenländische Landwirtschaft Gumpenstein, 19-23.

Klaghofer E (1993): Welche Lysimeter für welchen Zweck? Bericht über die 3. Lysimetertagung. BAL Gumpenstein, 13-14.

Klöcking B, Haferkorn U, Bräunig A (2009): Auswirkungen des Klimawandels auf den Bodenwasserhaushalt in Sachsen – Modellierung und Lysimeterbeobachtungen. 13. Gumpensteiner Lysimetertagung, Tagungsband, 127-130.

Klotz D (2006): Monolithischer oder händischer Aufbau von Lysimetern – Folgerungen für die Lagerungs- und hydraulischen Parameter, 13. Gumpensteiner Lysimetertagung, Tagungsband, 44.

Knoche D, Schramm A, Marski R (2005): A slope lysimeter study on water- and matter dynamics of a 2-layer-soil cover for ore spoil heaps. Bericht 11.

- Lysimetertagung „Lysimetrie im Netzwerk der Dynamik von Ökosystemen, 5./6. 4. 2005, HBLFA Raumberg-Gumpenstein, 77-80.
- Koch S (2005): Geoökologische Untersuchungen zum sickerwassergetragenen Nähr- und Schadstofftransport aus urbanen Böden in aquatische Systeme – dargestellt am Beispiel der Stadt Halle (Saale). Dissertation Universität Halle-Wittenberg.
- Köller K, Linke C (2001): Erfolgreicher Ackerbau ohne Pflug, 2. Aufl., DLG-Verlag, Frankfurt am Main.
- Kovaleva E, Dergacheva M (2001): Effects of prolonged irrigation on the humus of steppe soils in southwest Siberia. *Catena*, 43, 191-202.
- Kutílek M, Nielsen DR (1994): Soil Hydrology. *GeoEcology textbook*, Catena Verlag, Cremlingen-Destedt.
- Lafond GP, Walley F, May WE, Holzapfel CB (2011): Long term impact of no-till on soil properties and crop productivity on the Canadian prairies. *Soil & Tillage Research*, 117, 110-123.
- Lal R, Reicosky DC, Hanson JD (2007): Evolution of the plow over 10`000 years and the rationale for no-till farming. *Soil & Tillage Research* 93, 1-12.
- Larney FJ, Lindwall CW (1995): Rotation and tillage effects on available soil water for winter wheat in a semi-arid environment. *Soil & Tillage Research* 36, 111-127.
- Lawrence DM, Thornton PE, Oleson KW, Bonan GB (2007): The Partitioning of Evapotranspiration into Transpiration, Soil Evaporation, and Canopy Evaporation in a GCM: Impacts on Land-Atmosphere Interaction. *American Meteorological Society*, 8, 862-880.
- Li YL, Cui JY, Zhang TH, Zhao HL (2003): Measurement of evapotranspiration of irrigated spring wheat and maize in a semi-arid region of north China. *Agricultural Water Management*, 61 (1), 1-12.
- Lioubimtseva E, Henebry G (2012): Grain production trends in Russia, Ukraine and Kazakhstan: New opportunities in an increasingly unstable world? *Frontiers of Earth Science*, 6 (2), 157-166.

- Lioubimtseva E, de Beurs KM, Henebry GM (2013): Grain Production Trends in Russia, Ukraine, and Kazakhstan in the Context of the Global Climate Variability and Change. In: Younos T, Grady CA (Hrsg.) (2013): Climate Change and Water Resources: The Handbook of Environmental Chemistry, 25, Springer, Berlin.
- Lischeid G (2010): Landschaftswasserhaushalt in der Region Berlin-Brandenburg. Materialien der INterdisziplinären Arbeitsgruppen, IAG Globaler Wandel – Regionale Entwicklung, Diskussionspapier 2, Berlin-Brandenburgische Akademie der Wissenschaften, Berlin.
- Liu C, Zhang X, Zhang Y (2002): Determination of daily evaporation and evapotranspiration of winter wheat and maize by large-scale weighing lysimeter and micro-lysimeter. Agricultural and Forest Meteorology, 111 (2), 109-120.
- López-Urrea R, Martín de Santa Olalla F, Fabeiro C, Moratalla A (2006): Testing evapotranspiration equations using lysimeter observations in a semiarid climate. Agricultural Water Management, 85 (1-2), 15-26.
- Lozán JL, Grassl H, Hupfer P, Menzel L, Schönwiese CD (Hrsg.)(2007): Global Change: Enough Water for all? Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg.
- Lütke Entrup N, Schneider M (2003): Nachhaltigkeit und Umweltverträglichkeit landwirtschaftlicher Systeme der Bodennutzung durch Fruchtfolgegestaltung und konservierende Bodenbearbeitung / Direktsaat, in: Umweltbundesamt (Hrsg.): Bodenschutz und landwirtschaftliche Bodennutzung – Umweltwirkungen am Beispiel der konservierenden Bodenbearbeitung, Gemeinsame Fachveranstaltung der Gesellschaft für konservierende Bodenbearbeitung (GKB e.V.), des Umweltbundesamtes (UBA) und der Bundesforschungsanstalt für Landwirtschaft (FAL), FAL, Braunschweig.
- Lütke R (1965): Über die Tauglichkeit der Lysimetermethode für Wasserhaushaltsuntersuchungen. Besondere Mitteilungen zum Gewässerkundlichen Jahrbuch der DDR, 4, 3-20.
- Lyon DJ, Stroup WW, Brown RE (1998): Crop production and soil water in long-term winter wheat-fallow tillage experiments. Soil & Tillage Research, 49, 19-27.

- Machulla G, Nitzsche O, Schmidt W (2007): Minimierung des Stoffaustrages durch pfluglose Bodenbearbeitung, *Neue Landwirtschaft*, 11, 58-59.
- Mahmood R, Littell A, Hubbard KG, You J (2012): Observed data based assessment of relationships among soil moisture at various depths, precipitation, and temperature. *Applied Geography*, 34, 255-264.
- Manabe S, Spelman MJ, Stouffer RJ (1992): Transient Responses of a Coupled Ocean-Atmosphere Model to Gradual Changes of Atmospheric CO₂. Part II: Seasonal Response. *Journal of Climate*, 5, 105-126.
- Marek GW, Evett SR, Gowda PH, Howell TA, Copeland KS, Baumhardt RL (2014): Errors in Weighing Lysimeter Evapotranspiration (ET) Datasets. *Transaction of the ASABE*, 57(2), 499-515.
- Maybank J, Bonsai B, Jones K, Lawford R, O'Brien EG, Ripley EA, Wheaton E (1995): Drought as a natural disaster. *Atmosphere - Ocean*, 33 (2), 195-222.
- Mavi HS, Tupper GJ (2004): *Agrometeorology. Principles and applications of climate studies in agriculture*. Food Products Press. New York.
- McCauley M (1976): *Khrushchev and the development of Soviet agriculture: the Virgin land programme, 1953-1964 – Studies in Russian and East European History*. Holmes & Meier Publishers, Michigan.
- Meinel T (2002): *Die geoökologischen Folgewirkungen der Steppenumbrüche in den 50er Jahren in Westsibirien. Ein Beitrag für zukünftige Nutzungskonzepte unter besonderer Berücksichtigung der Winderosion*. Dissertation Universität Halle-Wittenberg.
- Meissner R, Seeger J, Rupp H, Seyfarth M, Borg H (2007): Measurement of dew, fog, and rime with a high-precision gravitation lysimeter. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 170 (3), 335-344.
- Meissner R, Rupp H, Seyfarth M (2008): Advances in out door lysimeter techniques. *Water, Air, & Soil pollution: Focus*, 8 (2), 217-225.

- Meissner R, Prasad MNV, Du Laing G, Rinklebe J (2010): Lysimeter application for measuring the water and solute fluxes with high precision. *Current Science*, 99 (5), 601-607.
- Meissner R, Rupp H, Seyfarth M (2014): Advanced Technologies in Lysimetry. In: Mueller L et al. (Hrsg.): Novel measurement and assessment tools for monitoring and management of land and water resources in agricultural landscapes of central Asia. *Environmental Science and Engineering*, Springer International Publishing Switzerland.
- Meissner R, Bondarovich AA, Scherbinin VV, Ponkina EV, Matsyura AV, Puzanov AV, Rupp H, Schmidt G, Stephan E, Illiger P, Fruhauf M, Harlamova NF, Galahov VP, Balykin DV, Rudev NV (2016): Calculation of water balance for the south desert area of Western Siberia by international monitoring network data. *Biological Bulletin of Bogdan Chmelnitziy Melitopol State Pedagogical University*, 6 (2), 223-238.
- Meurer K (2012): Inverse Modellierung des Wassertransports in Großlysimetern der Forschungsstation Zürich-Reckenholz. Masterarbeit, TU Braunschweig.
- Meyer BC, Schreiner V, Smolentseva EN, Smolentsev BA (2008): Indicators of desertification in the Kulunda Steppe in the south of Western Siberia. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 12, 585-603.
- Molini A, Lanza LG, La Barbera P (2005): The impact of tipping-bucket raingauge measurement errors on design rainfall for urban-scale applications. *Hydrological Processes*, 19 (5), 1073-1088.
- Müller J (2005): 30 Jahre forsthydrologische Forschung auf der Großlysimeteranlage in Britz – Zielstellung und Ergebnisse. 11 Gumpensteiner Lysimetertagung, Tagungsband, 29-32.
- Nicholson SE (2011): *Dryland Climatology*. Cambridge University Press.
- Noborio K (2001): Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry. A review. *Computers and Electronics in Agriculture*, 31 (2), 213-237.

- Nolz R, Cepuder P, Kammerer G (2014): Determining soil water-balance components using an irrigated grass lysimeter in NE Austria. *Journal of Plant nutrition and soil science*, 177 (2), 237-244.
- Ogawa S, Bavaye P, Boast CW, Parlange JY, Steenhuis T (1999): Surface fractal characteristics of preferential flow patterns in field soils: evaluation and effect of image processing, *Geoderma*, 88, 109-136.
- Ollesch G, Demidov V, Volokitin M, Voskamp M, Abbt-Braun G, Meissner R (2008): Sediment and nutrient dynamics during snowmelt runoff generation in a southern Taiga catchment of Russia. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 126, 229-242.
- Øygarden L, Kværner J, Jenssen PD (1997): Soil erosion via preferential flow to drainage systems in clay soils. *Geoderma*, 76, 64-86.
- Peters A, Nehls T, Schonsky H, Wessolek G (2014): Separating precipitation and evapotranspiration from noise – a new filter routine for high-resolution lysimeter data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 1189-1198.
- Pimentel D, Pimentel M (1999): Population Growth, Environmental Resources, and the Global Availability of Food. *Social Research*, 66 (1), 417-428.
- Pot V, Šimůnek J, Benoit P, Coquet Y, Yra A, Martínez-Cordón MJ (2005): Impact of rainfall intensity on the transport of two herbicides in undisturbed grassed filter strip soil cores: *Journal of Contaminant Hydrology*, 81, 63-88.
- Rana G, Katerji N (2000): Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *European Journal of Agronomy*, 13 (2-3), 125-153.
- Reinecke I (2014): Wasserhaushaltsbetrachtungen in der Kulundasteppe. Wie sehr beeinflussen Oszillationen in den gemessenen Lysimetergewichten die Ergebnisse? Masterarbeit, Universität Halle-Wittenberg.
- Richter D (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 194, Offenbach.

- Ruan H, Illangasekare TH (1998): A model to couple overland flow and infiltration into macroporous vadose zone. *Journal of Hydrology*, 210, 116-127.
- Rupp H, Meissner R, Seeger J, Bethge-Steffens D, Lobe I (2005): Lysimeter and in situ investigations for the quantifications of the heavy metal and As release from a floodplain soil. 12. Gumpensteiner Lysimetertagung, Tagungsband, 85-89.
- Rupp H, Meissner R, Leinweber P, Lennartz B, Seyfarth M (2007): Design and Operability of a Large Weighable Fen Lysimeter. *Water, Air, & Soil Pollution*, 186, 323-335.
- Rupp H, Meißner R, Seeger J (2011): Vergleich der Raumtemperaturen in einer PE-HD Lysimeterstation mit Bodentemperaturen in Lysimeterböden und in einem Referenzboden, 14. Gumpensteiner Lysimetertagung, Tagungsband, 173-176.
- Sächsische Landesanstalt für Landwirtschaft (SLL) (Hrsg.) (2003): Einfluss der konservierenden Bodenbearbeitung auf den Stoffaustrag über Makroporen. Fachbereich 4 Pflanzliche Erzeugung, Referat 42 Bodenkultur.
- Sakamoto C, Leduc S, Strommen N, Steyaert L (1980): Climate and global grain yield variability. *Climate Change*, 2 (4), 349-361.
- Salmi A, Ikonen J (2005): Piezoelectric precipitation sensor from Vaisala. Helsinki.
- Savenije HG (2004): The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary. *Hydrological Processes*, 18 (8), 1507-1511.
- Scherzer J, Schaaf W, Hüttl RF (1996): Eignung von FDR- und TDR-Sonden zur Erfassung der Bodenfeuchte in Kippsubstraten mit erhöhter elektrischer Leitfähigkeit. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 80, 279-282.
- Schiff H (1975): Berechnung der potentiellen Verdunstung und deren Vergleich mit aktuellen Verdunstungswerten von Lysimetern. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, 23, 331-342.
- Schmidt G, Bondarovich AA, Scherbinin VV, Ponkina EV, Harlamova NF, Matsyura AV, Stephan E, Illiger P, Rudev NV, Koshanov NA (2016): Results of operation of

the international agricultural-meteorological and soil-hydrological monitoring network in Kulunda plain (south of Western Siberia, 2013-2015). *Acta Biologica Sibirica*, 2 (2), 89-102.

Schrader F, Durner W, Fank J, Gebler S, Pütz T, Hannes M, Wollschläger U (2013): Estimating precipitation and actual evapotranspiration from precision lysimeter measurements. *Procedia Environmental Sciences*, 19, 543-552.

Schroeder D (1984): *Bodenkunde in Stichworten*. Hirt Verlag, Unterägeri.

Schultz J (2008): *Die Ökozonen der Erde*. 4. Aufl., Ulmer, Stuttgart.

Schwen A, Bodner G, Scholl P, Buchan GD, Loiskandl W (2011): Temporal dynamics of soil hydraulic properties and the water-conducting porosity under different tillage. *Soil & Tillage Research*, 113, 89-98.

Selker J (1992): Fingered Flow in Two Dimensions – 2. Predicting Finger Moisture Profile. *Water Resources Research*, 28 (9), 2523-2528.

Sevruk B (1996): Adjustment of tipping-bucket precipitation gauge measurements. *Atmospheric Research*, 42, 237-246.

Sirotenko OD, Gruza GV, Rankova EY, Abashina EV, Pavlova VN (2007): Modern Climate-Related Changes in Heat Supply, Moistening, and Productivity of the Agrosphere in Russia. *Russian Meteorology and Hydrology*, 32 (8), 538-546.

Smelansky IE (2003): *Biodiversity of Agricultural Lands in Russia: Current state and Trends*. IUCN – The World Conservation Union, Moskau.

Smirnova LG, Novikh LL, Pelekhov EA (2006): Physical Properties of Chernozems on Slopes in the Landscape Farming System. *Eurasian Soil Science*, 39 (3), 278-282.

Sonntag, D (1990): Important new Values of the Physical Constants of 1986, Vapour Pressure Formulations based on ITS-90, and Psychrometer Formulae. *Zeitschrift für Meteorologie*, 40 (5), 340-344.

- Spaar D, Schuhmann P (Hrsg.) (2000): Natürliche Grundlagen der Pflanzenproduktion in den Ländern der Gemeinschaft Unabhängiger Staaten und des Baltikums. Agrimedia, Bergen.
- Stacheder M (1996): Die Time Domain Reflectometry in der Geotechnik. Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe, 40.
- Stanhill G, Vaughan PJ, Trout TJ, Ayars JE (2007): A processing method for weighing lysimeter data and comparison to micrometeorological ET_0 predictions. *Agricultural Water Management*, 88, 141-146.
- Stenitzer E, Diestel H, Zenker T, Schwartengraber R (2007): Assessment of Capillary Rise from Shallow Groundwater by the Simulation Model SIMWASER Using Either Estimated Pedotransfer Functions or Measured Hydraulic Parameters. *Water Resources Management*, 21 (9), 1567-1584.
- Stephan KE, Meissner R, Rupp H, Frühauf M, Schmidt G, Illiger P, Bondarovich AA, Balykin D, Scherbinin V, Puzanov A (2014): Aufbau eines bodenhydrologischen Messnetzes in der sibirischen Kulundasteppe. *WasserWirtschaft*, 104 (10), 15-22.
- Stephan KE, Rupp H, Meissner R (2017): Niederschlagsmessungen in der sibirischen Kulunda Steppe – Vergleich von Niederschlagsmessern verschiedener Bauart mit wägbaren Lysimetern. 17. Gumpensteiner Lysimetertagung. Tagungsband, 185-188.
- Straesser, M. (1999): *Climate Chart Atlas of the World. Part 2: Asia, Latin America, Africa, Australia and Oceania, Arctic countries. Monthly and annual values of temperature and precipitation for the between 1961 and 1990.* 252 pages, Dortmund.
- Strudley MW, Green TR, Ascough JC (2008): II: Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil & Tillage Research*, 99, 4-48.
- Sturny WG, Chervet A, Maurer-Troxler C, Ramseier L, Müller M, Schafflützel R, Richner W, Streit B, Weisskopf P, Zihlmann U (2007): Direktsaat und Plug im Systemvergleich – eine Synthese. *Agrarforschung*, 14 (8), 350-357.

- Symader W (2014): Boden und Landschaftswasserhaushalt. Handbuch der Bodenkunde, 1, 1-41.
- Tchebakova NM, Parfenova EI, Lysanova GI, Soja AJ (2011): Agroclimatic potential across central Siberia in an altered twenty-first century. *Environmental Research Letters*, 6, 1-11.
- Thüringer Landesanstalt für Landwirtschaft (TLL) (Hrsg.) (2005): Wasserhaushaltsgrößen von Kulturpflanzen unter Feldbedingungen – Ergebnisse der TLL-Lysimeterstation. Schriftenreihe Landwirtschaft und Landschaftspflege in Thüringen, 1.
- Timoshenko VP, Marbut CF (1933): The expansion of the Wheat Area in Arid Russia. *Geographical Review*, 23 (3), 479-483.
- Uclés O, Villagarcía L, Moro MJ, Canton Y, Domingo F (2013): Role of dewfall in the water balance of a semiarid coastal steppe ecosystem. *Hydrological processes*, 28 (4), 2271-2280.
- Ursu A, Overenco A, Marcov I, Curcubăt S (2014): Chernozem: Soil of the Steppe. In: Dent D (Hrsg.) (2014): *Soil as World Heritage*. Springer, Dordrecht.
- Verba MP, Kulakova NI, Yamnova IA (2006): Genesis and Properties of Dark-Colored Chernozem-Like Soils of Mesodepressions under Fallow in the Northern Caspian Region. In: *Eurasian Soil Science*, 39 (9), 990-1001.
- Vietinghoff H (2000): Die Verdunstung freier Wasserflächen – Grundlagen, Einflußfaktoren und Methoden der Ermittlung. 1. Aufl., UFO, Atelier für Gestaltung und Verlag, Allensbach.
- Vischer D, Sevruk B (1975): Die Fehler der Niederschlagsmessung. *Mitteilungen der Eidgenössischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen*, 51, 151-170.
- Von Unold G, Fank J (2008): Modular Design of Filled Lysimeters for Specific Application Needs. *Water, Air, & Soil Pollution: Focus*, 8 (2), 233-242.
- Walter IA, Allen RG, Elliott R, Itenfisu D, Brown P, Jensen ME, Mecham B, Howell TA, Snyder R, Eching S, Spofford T, Hattendorf M, Martin D, Cuenca RH, Wright

- JL (2005): The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation. ASCE-EWRI Task Committee Report.
- Wang S, Gong D, Zhu J (2001): Twentieth-century climate warming in China in the context of the Holocene. *The Holocene*, 11 (3), 313-321.
- Wein N (1999): Sibirien. Klett-Perthes.
- Wohlrab B, Ernstberger H, Meuser A, Sokollek V (1992): Landschaftswasserhaushalt. Verlag Paul Parey, Hamburg Berlin.
- World Meteorological Organization (WMO) (Hrsg.) (2005): Climate and Land Degradation. WMO-No. 989, Genf.
- Xiao H, Meissner R, Seeger J, Rupp H, Borg H (2009a): Effect of vegetation type and growth stage on dewfall, determined with high precision weighing lysimeters at a site in northern Germany. *Journal of Hydrology*, 377, 43-49.
- Xiao H, Meissner R, Seeger J, Rupp H, Borg H (2009b): Testing the precision of a weighable gravitation lysimeter. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 172, 194-200.
- Xiao H (2010): Factors affecting dewfall, its measurement with lysimeters, and its estimation with micrometeorological equations. Dissertation Universität Halle-Wittenberg.
- Xiao H, Meissner R, Seeger J, Rupp H, Borg H, Zhang Y (2013): Analysis of the effect of meteorological factors on dewfall. *Science of the Total Environment*, 452-453, 384-393.
- Zenker T (2003): Verdunstungswiderstände und Gras-Referenzverdunstung. Lysimeteruntersuchungen zum Penman-Monteith-Ansatz im Berliner Raum. Dissertation Technische Universität Berlin.
- Zhang X, Zwiers FW, Hegerl GC, Lambert FH, Gillett NP, Solomon S, Stott PA, Nozawa T (2007): Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature*, 448, 461-465.

www.kulunda.eu (1.3. 2018)

www.noaa.gov (1.3. 2018)

https://de.wikipedia.org/wiki/Eurasische_Steppe (1.3. 2018)

www.gks.ru (1.3. 2018)

<http://water.usgs.gov/edu/watercyclegermanhi.html> (1.3. 2018)

www.ecotech-bonn.de (1.3. 2018)

<http://www.th-friedrichs.de/produkte/N/regenmesser/regenmesser/> (1.3. 2018)

8 Anhang

Tabelle A: Spezifika der Datenerhebung im bodenhydrologisch-meteorologischen Messnetz Polujamki (Herstellerangaben).

Parameter	Messstelle	Messtechnologie, Gerätebezeichnung (Hersteller)	Messhöhe über GOK [cm]	Messfläche (MF); Messvolumen (MV)	Messintervall	Messbereich	Genauigkeit	Auflösung
Monolithenmasse [kg]	Lysimeterstation	drei Scherstab-Wägezellen „3510“ pro Monolith (Soemer Messtechnik Lenne-stadt)	-230	2 m ² MF 2 m ³ MV	1 h	0...2000 kg	Klasse C3 0,02 kg	0,01 kg
Θ [Vol.-%]	Lysimeterstation	FDR-Sensor „UMP-1“ (UGT München-berg)	-30 -50 -120	1000 ml MV	1 h	0...100 Vol.-%	± 2 %	0,01 Vol.-%
Θ [Vol.-%]	Bodenhydrologische Messstation	FDR-Sensor Hydra-Sonde (ecotech Bonn)	-30 -60 -120	ca. 600 ml MV	6 h	Ofentrocken bis wassergesättigt	± 3 %	0,1 Vol.-%

Parameter	Messstelle	Messtechnologie, Gerätebezeichnung (Hersteller)	Messhöhe über GOK [cm]	Messfläche (MF); Messvolumen (MV)	Messintervall	Messbereich	Genauigkeit	Auflösung
Ψ [kPa]	Lysimeterstation	Tensiometer „Tensio 150“ (UGT Münchenberg)	-30 -50 -120	ca. 50 ml MV	1 h	-20...85 kPa; 0...40 °C	± 0,3 kPa	0,01 kPa
Ψ [pF]	Bodenhydrologische Messstation	„pF-Meter“ (ecotech Bonn)	-30 -60 -120	ca. 100 ml MV	6 h	pF 0...7	± 0,35 pF	0,01 pF
Bodentemperatur [°C]	Lysimeterstation	FDR-Sensor „UMP-1“ (UGT Münchenberg)	-30 -50 -120	Punktmessung	1 h	-20...60 °C	± 0,2 K	0,01 °C
Bodentemperatur [°C]	Bodenhydrologische Messstation	FDR-Sensor „Hydra-Sonde“ (ecotech Bonn)	-30 -60 -120	Punktmessung	6 h	-10...65 °C	± 0,1 K	0,1 °C
Bodentemperatur [°C]	Bodenhydrologische Messstation	„pF-Meter“ (ecotech Bonn)	-30 -60 -120	Punktmessung	6 h	-40...80 °C	± 0,25 K	0,01 °C

Parameter	Messstelle	Messtechnologie, Gerätebezeichnung (Hersteller)	Messhöhe über GOK [cm]	Messfläche (MF); Messvolumen (MV)	Messintervall	Messbereich	Genauigkeit	Auflösung
N [mm]	Wetterstation	Multisensor "WXT520" (Vaisala, Vantaa)	230	64 cm ² MF	1 h	0,00... 200,00 mm/h	5 %	0,01 mm
N [mm]	Wetterstation	HEL Niederschlagsmesser (ecoTech Bonn)	100	200 cm ² MF; beheizbar	1 h	0,0... 7,0 mm/min	0,2 mm	0,1 mm
Lufttemperatur [°C]	Wetterstation	Multisensor "WXT520" (Vaisala, Vantaa)	230	Punktmessung	1 h	-52...60 °C	± 0,3 K	0,1 K
Luftdruck [hPa]	Wetterstation	Multisensor "WXT520" (Vaisala, Vantaa)	230	Punktmessung	1 h	600... 1100 hPa	± 3 % (0...90) bzw. ± 5 % (90...100 %)	± 0,5 hPa (0...30 °C) bzw. ± 1 hPa (-52 °C... 60 °C)
Relative Luftfeuchte [%]	Wetterstation	Multisensor "WXT520" (Vaisala, Vantaa)	230	Punktmessung	1 h	0...100 %	k.A.	0,1 %

Parameter	Messstelle	Messtechnologie, Gerätebezeichnung (Hersteller)	Messhöhe über GOK [cm]	Messfläche (MF); Messvolumen (MV)	Messintervall	Messbereich	Genauigkeit	Auflösung
Windgeschwindigkeit [m/s]	Wetterstation	Multisensor "WXT520" (Vaisala, Vantaa)	230	ca. 350 cm ³ MV	1 h	0...60 m/s	± 3 %	0,1 m/s
Windrichtung [°]	Wetterstation	Multisensor "WXT520" (Vaisala, Vantaa))	230	ca. 350 cm ³ MV	1 h	0...360°	± 3 %	1°
Globalstrahlung [W/m ²]	Wetterstation	Pyranometer „CMP3“ (Vaisala, Vantaa)	200	Punktmessung	1 h	0...2000 W/m ²	5...20 μV/W/m ²	0,000001 W/m ²

9 Eidesstattliche Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Literatur und Hilfsmittel angefertigt habe.

Mit dieser wissenschaftlichen Arbeit wurden bisher keine Promotionsversuche unternommen.

Des Weiteren erkläre ich, dass gegen mich keine Strafverfahren anhängig sind.

Karl Eckart Stephan

Leipzig, den 21.03. 2019

Curriculum Vitae

Persönliche Daten

Karl Eckart Stephan

*19.05.1979 in Leipzig

ledig, 2 Kinder

Diplomgeograph

Schule und Ausbildungsweg

1985 - 1992	Grundschule / Gymnasium in Schkeuditz und Halle
1992 - 1997	Städtisches Gymnasium Bern-Neufeld
1997 - 1999	Friedrich-Schiller-Gymnasium Gera (Abitur)
2000 - 2004	Studium Französisistik und Lehramt Grundschule (Friedrich-Schiller-Universität Jena, Universität Leipzig)
2004 - 2011	Studium Geographie und Geowissenschaften (Universität Leipzig, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg)

Berufstätigkeit

2000 - 2006	Verschiedene, mehrjährige Lehrtätigkeiten im Rahmen von Sprachkursen
2008 - 2010	Laborant bei der Firma „GuD Geotechnik und Umweltgeologie Leipzig“ (bodenmechanische Versuche)
2010 - 2012	Freiberufliche Planung, Organisation und Durchführung touristischer Führungen im Raum Leipzig
2012 - 2016	Wissenschaftlicher Mitarbeiter und Doktorand an der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg im Interdisziplinären Verbundprojekt „KULUNDA“ – Bearbeitungsthema: Messung und analytische Bearbeitung von Größen des Bodenwasserhaushalts mittels Lysimeter-Technologie und weiteren Messgeräten

2017	Freiberufliche Planung, Organisation und Durchführung touristischer Führungen im Raum Leipzig
	Freiberufliche Mitarbeit beim Kindertheaterprojekt „Bühnenzauber“ (Produktion von Theateraufführungen mit Schülergruppen)
2018	Probenehmer bei der Firma „G.U.T. Gesellschaft für Umwelt-Sanierungstechnologien GmbH“ Merseburg
2018 - 2019	Lehrkraft für Geographie an der Werner-Heisenberg-Schule – Gymnasium der Stadt Leipzig
2019 - 2020	Lehrkraft für Geographie an der Schule Paunsdorf – Oberschule der Stadt Leipzig

Kenntnisse und Fähigkeiten

EDV	Umfangreiche Kenntnisse der MS-Office-Programme; Anwendungen zur kartographischen und bildhaften Darstellung (Programmgruppen von ESRI, Coral, Adobe); Statistische Auswertungsprogramme (SPSS)
Fremdsprachen	Französisch, sehr gute Kenntnisse (in Wort und Schrift) Englisch, sehr gute Kenntnisse (in Wort und Schrift) Italienisch, gute Kenntnisse (in Wort und Schrift) Russisch, gute Kenntnisse (in Wort und Schrift) Spanisch, Grundkenntnisse (in Wort und Schrift)
Führerschein	Klasse B (seit 2000) eigener PKW

