

Methodenvergleich der Bodenfeuchtebestimmung und Messung der Infiltration in teilweise gefrorene Böden

Heiko FRITZ, Gregor OLLESCH, Astrid WEIGERT und Jürgen SCHMIDT

5 Abbildungen und 2 Tabellen

Abstract

FRITZ, H.; OLLESCH, G.; WEIGERT, A.; SCHMIDT, J.: Comparison of soil moisture estimation and measurement of infiltration into partly frozen soils. – *Hercynia N.F.* 40 (2007): 19–31.

Until now field experiments to measure water infiltration into frozen or partially frozen soils are sparse. However, winter rainfall and snowmelt may cause increased surface runoff and lead to floods in northern and central Europe. Thus, in winter 2003/04 double-ring infiltration experiments were conducted on an untilled field to estimate and compare the hydraulic characteristics of frozen und unfrozen soil in situ.

The cambisol at the experimental location in the eastern lower Harz mountains, which was characterised by a ploughing horizon with very high conductivity ($1 \cdot 10^{-3}$ m/s) and a low conductivity Bv horizon ($2 \cdot 10^{-4}$ m/s) did not show any differences in the experimental estimated saturated hydraulic conductivity. However, the saturation period at the beginning of the infiltration indicated a structural modification of the pore volume in the A horizon for the frozen soil conditions.

Different methods to measure soil moisture at the experimental location were tested during the investigation period. It became clear that all applied methods (Watermark sensor, TDR probe, gravimetric soil moisture sampling) have a reduce suitability to precisely measure soil moisture in frozen or partly frozen soils.

Key words: partly frozen soil, soil moisture, infiltration

1 Einleitung

In den letzten Jahrzehnten haben sich die Kenntnisse über den hydrologischen Kreislauf auf verschiedenen Skalenebenen entscheidend vertieft. Dazu zählen zum Beispiel Ansätze der Beschreibung des Wasserflusses in Makroporen und damit verbundenen tomographischen Messverfahren (vgl. FRENCH et al. 2002) ebenso wie die Entwicklung von konzeptionellen oder physikalischen Modellen zur Beschreibung des Wasserflusses in Einzugsgebieten unterschiedlicher Größe. Eine der grundlegenden Fragen ist die Aufteilung des effektiven Niederschlags während der Bodenpassage in unterschiedliche Abflusskomponenten. Aufgrund ihrer Hochwasser- und Erosionswirksamkeit sind Kenntnisse über die Bildung schneller Abflusskomponenten und des Oberflächenabflusses von großer Bedeutung.

In Mittel- und Nordeuropa sind Abflussereignisse, die von sommerlichen Starkniederschlägen ausgelöst werden, in ihren Ursachen und Wirkungen bereits umfangreich untersucht und vorhersagbar. Für die Abflusssteuergröße Infiltration haben GRAY et al. (1970) eine umfassende Übersicht der Einflussfaktoren zusammengetragen. Daneben wird aber auch im Winter und Frühling teilweise starker Oberflächenabfluss beobachtet. JOHNSON & MCARTHUR (1973) berichteten sogar, dass im Nordwesten der USA der überwiegende Teil der großen Flut- und Erosionsereignisse in diesem Zeitraum stattfindet. Maßgebliche Steuergrößen im Winterhalbjahr sind dabei die Schneeschmelze und das Auftreten gefrorener Böden. Auch in Mittelgebirgen der Mittleren Breiten können diese Rahmenbedingungen, bei hoher grundsätzlicher Variabilität, wesentlich zur Ausprägung des Abflusses beitragen (vgl. OLLESCH et al. 2005).

Im Vergleich zu dem Wissen über Infiltrationsprozesse in ungefrorenen Böden, ist das Verständnis über das komplexe Zusammenwirken der Komponenten Regen, Schnee und zumindest teilweise gefrorene Böden bislang ungenügend. Bereits HAUPT (1967) berichtete, dass der Einfluss von gefrorenen Böden auf

die Infiltration sehr variabel ist und sieht darin auch einen Grund für die Zunahme der Erosion. Die überwiegende Anzahl der Autoren gehen von einer Reduzierung der Infiltrationsrate bei gefrorenen Böden aus (vgl. ENGELMARK 1988; MCCAULEY et al. 2002; WEIGERT et al. 2003).

Im Porenvolumen von teilweise gefrorenen Böden liegen drei verschiedene Phasen vor: Luft, flüssiges Wasser und Eis (vgl. SEYFRIED & MURDOCK 1997; STÄHLI et al. 1999; WEIGERT & SCHMIDT 2005). Das Verhältnis dieser Phasen untereinander ist von der Temperatur, dem Wassergehalt und der Porengrößenverteilung des Bodens abhängig. Je weiter die Temperaturen unter den Gefrierpunkt sinken, umso mehr flüssiges Bodenwasser gefriert und verschließt die Poren mit Eis. Dieser Verminderung des effektiven, der Infiltration zur Verfügung stehenden, Porenraums gegenüber steht zum Beispiel eine mögliche Erhöhung des Porenvolumens, und damit der Infiltration, durch Kryoturbation (vgl. SINGH 1992).

Nach GRANGER (1984) und KANE (1980) ist der Bodenwassergehalt der entscheidende infiltrationsbeeinflussende Faktor. Bei gefrorenen Böden werden durch die Möglichkeit des Zufrierens der wassergefüllten Poren die Infiltrationseigenschaften modifiziert. Je geringer die Porengröße ist, umso größer wird der Druck, der auf das Porenwasser wirkt. Daher wird mit abnehmender Porengröße aufgrund der Anomalie des Wassers das Gefrieren zunehmend verzögert (vgl. HARTGE & HORN 1991). Demzufolge gefriert Porenwasser zunächst in den größeren und bei weiter sinkenden Temperaturen erst später in den feineren Poren. JOHNSON & LUNDIN (1991), STÄHLI et al. (1999) und WEIGERT & SCHMIDT (2005) u.a. betrachten dementsprechend in ihren konzeptionellen Modellen den Boden in Abhängigkeit der pF-Kurve als System aus Röhren mit unterschiedlich großen Durchmessern. Über den Wassergehalt ist bekannt, bis zu welchem Durchmesser die Poren mit Wasser gefüllt sind und ab welchem mit Luft.

Aufgrund von experimentellen und technischen Schwierigkeiten, ist es nur sehr schwer möglich, Infiltration in situ an gefrorenen Böden zu messen (vgl. BLACKBURN et al. 1990; KANE 1980), so dass viele Experimente unter standardisierten Bedingungen im Labor durchgeführt wurden. Unter anderem konnte ENGELMARK (1988) an Säulenversuchen mit Feinsand zeigen, dass die Infiltrationsrate unter gefrorenen Bedingungen etwa eine Größenordnung kleiner als die unter ungefrorenen Bedingungen war. WEIGERT & SCHMIDT (2005) nutzen Säulenversuche mit schluffigen und lehmigen Böden, um das Computermodell EROSION 3D (vgl. SCHMIDT et al. 1996) an winterliche Bedingungen unter Einschluss von gefrorenen Böden anzupassen.

Zu den wenigen Feldversuchen zählen die von JABRO (1996) und JOHNSON & LUNDIN (1991). JABRO führte Infiltrationsmessungen an Tonböden mittels Guelph-Permeameter durch, mit dem Ergebnis, dass die Infiltration unter winterlichen Bedingungen sehr stark vom Schwellen und Schrumpfen der Tonminerale abhängig ist. JOHNSON & LUNDIN (1991) haben die Infiltration indirekt über Dränagemessungen an Lysimetern bestimmt. Dabei haben Sie ermittelt, dass während Ihrer Messperiode bei gefrorenen Böden 17 % des gesamten Niederschlages dränieren und somit zur Grundwasserneubildung beitragen.

Zur in situ Quantifizierung der Veränderungen der Bodeninfiltrationseigenschaften wurden im Winterhalbjahr 2003/04 auf einer landwirtschaftlich genutzten Brachfläche Doppelring-Infiltrationsexperimente durchgeführt. Ziel dieser Untersuchungen war es darüber hinaus, die wichtigste dynamische Einflussgröße für die winterliche Infiltration zu charakterisieren. Die Bodenfeuchte, wurde deshalb im Untersuchungszeitraum durch verschiedene Messverfahren erfasst, deren Ergebnisse bezüglich der Genauigkeit und Richtigkeit unter winterlichen Bedingungen verglichen wurden.

2 Material und Methoden

Der gewählte Infiltrationsstandort (N 51,7/E 11,0) liegt an der nördlichen Grenze des Untersuchungsgebietes „Schäfertal“/Harz, im östlichen Unterharz ca. 10 km von Harzgerode entfernt. Das Einzugsgebiet ist 1,44 km² groß und weist Höhen zwischen 395 und 465 m ü. NN auf. Das „Schäfertal“ ist ein hydro-meteorologisches Untersuchungsgebiet der Hochschule Magdeburg Stendal (FH) und Grundlage von Stoffaustragsuntersuchungen des UFZ-Umweltforschungszentrums Leipzig-Halle. Darüber hinaus befindet sich im Gebiet eine Bodendauerbeobachtungsfläche des Landes Sachsen-Anhalt (vgl. LANDESAMT FÜR

UMWELTSCHUTZ SACHSEN-ANHALT (LAU) 2000). Aus langjährigen Beobachtungsreihen (1973–2003) ermittelte WENK (2004) für das „Schäfertal“ eine durchschnittliche Jahresmitteltemperatur von 6,5 °C und einen mittleren Jahresniederschlag von 670 mm/a. Bei letzteren handelt es sich für Mittelgebirgslagen in Deutschland um eine vergleichsweise geringe Niederschlagssumme, die auf die Lee-Wirkung des Brockens zurückzuführen ist (vgl. ZIMMERLING & STEININGER 1996). Die lang gestreckten ca. 6 % geneigten Hänge werden ackerbaulich bestellt, lediglich die gerinnennahen Bereiche des „Schäfertals“ werden als Mähwiese oder Weide genutzt. Wald tritt an den höchsten Gebietslagen im Osten auf und umfasst nur ca. 3 % der Gesamtfläche. Aus dem periglazialen Decklagenkomplex über Grauwacken und Tonschiefer haben sich Braunerden und Parabraunerden entwickelt. Diese sind im Hangfußbereich teilweise autochthon pseudovergleyt und gehen in der Tiefenlinie in Gleye über.

Der Bodentyp am ausgewählten Infiltrationsstandort auf dem nordöstlichen Ackerschlag „Mittelberg“ wurde nach KA 4 als Braunerde angesprochen (Bodenprofil und Bohrstockkartierung mit PÜRCKHAUER-Bohrstock).

Einige charakteristische Eigenschaften des Ap und Bv-Horizonts sind in Tab. 1 dargestellt. Die Korngrößenverteilung zeigt das für Lössböden typische Maximum der Häufigkeitsverteilung im Schluffbereich. Die Lagerungsdichte von 1250 kg/m³ im Ap-Horizont ist für Lehme sehr gering. Während die Feldkapazitätskenngrößen keine Unterschiede aufweisen, kommt es zu einer deutlichen Differenzierung der beiden Horizonte durch die hydraulische Leitfähigkeit, die im Ap bei $1 \cdot 10^{-3}$ m/s und im Bv bei $2 \cdot 10^{-4}$ m/s liegt. Diese nach KA 4 als äußerst hoch einzustufenden Werte liegen über den von anderen Autoren an vergleichbaren Standorten ermittelten Werten (vgl. ALTERMANN 1989; ALTERMANN & STEININGER 1994; ZIMMERLING et al. 1998). Der große Unterschied zwischen den Lagerungsdichten beider Horizonte sowie die sehr hohen gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten sind auf das nach der Ernte und vor der Probenahme durchgeführte Pflügen auf dem Standort zurückzuführen. In Tiefen größer 60 cm wurde ein zweiter IIBv-Horizont ausgewiesen. Bei diesem war jedoch eine Beprobung aufgrund des hohen Skelettanteils (senkrecht eingeregelter Grobkies und feine Steine) nicht möglich.

Tab. 1 Charakteristische Eigenschaften der Bodenhorizonte am Infiltrationsstandort

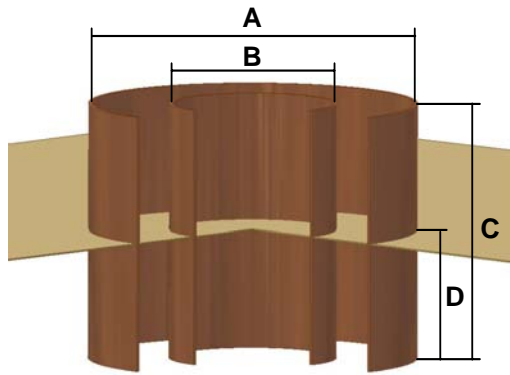
Tab. 1 Characteristic attributes of the soil horizons at the infiltration location

Eigenschaft - Bestimmungsmethode	Ap-Horizont	Bv-Horizont
Schichtgrenzen	obere Tiefe: 0 cm	obere Tiefe: 20 cm
- Bohrstockkartierung, Bodenprofil	untere Tiefe: 20 cm	untere Tiefe: 60 cm
Korngröße	Sand: 17 M.-%	Sand: 31 M.-%
- DIN 19683-2	Schluff: 64 M.-%	Schluff: 50 M.-%
	Ton: 19 M.-%	Ton: 19 M.-%
Lagerungsdichte	$\rho_b = 1250 \text{ kg/m}^3$	$\rho_b = 1600 \text{ kg/m}^3$
- DIN ISO 11272		
gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	$k_s = 1 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$	$k_s = 2 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$
- DIN 19683-9		
Feldkapazität	pF 1,8 = 33 Vol.-%	pF 1,8 = 33 Vol.-%
- DIN ISO 11274	pF 2,5 = 29 Vol.-%	pF 2,5 = 29 Vol.-%

Für die Bestimmung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit wurden zwei Doppelring-Infiltrometer (Abb. 1) und das Vorratsgefäß L 16 der ADOLF ZWICKERT-Feinmechanik (Abb. 2) verwendet. Die Entscheidung für diese Messgeräte fiel aufgrund der Einfachheit des Aufbaus und der Bedienung, was vor allem bei den erschwerten Verhältnissen unter winterlichen Bedingungen (z.B. starker Wind, Schneelast, Einfrier- und Frostsprenggefahr, verkürzte Batteriebetriebszeiten) von Vorteil sein sollte. Die Doppelringe wurden bereits im Herbst 2003 in den noch ungefrorenen Boden eingebracht.

Bewässert wurde mit Wasser aus einem Bach in der unmittelbaren Nähe des Infiltrationsstandortes.

Jedes Infiltrationsexperiment begann mit der Herstellung eines Überstaus in den Doppelringen. Dabei wurde vorsichtig aus Kanistern Wasser auf den Boden gegeben. Diese Zugabe musste wegen begrenzter Wasserspeicherkapazität in den Vorratsgefäßen einmal, beim dritten Infiltrationsexperiment zweimal, unterbrochen werden. Nach Erreichen einer konstanten Überstauhöhe von 5 bis 10 cm (stationäres Verfahren), wurde das Vorratsgefäß auf den Innenring gestellt. Die Überstauhöhe des Innenrings wurde nun nur noch durch die aus dem Gefäß zufließende Wassermenge reguliert und auf einem Niveau von 5 cm konstant gehalten. Die Überstauhöhe des Außenrings wurde mit Wasser aus Kanistern der des Innenrings angeglichen. Die Infiltrationsrate, wurde durch Zeit- und Volumenmessungen mit dem Beginn der Überstauung protokolliert.



A....	Außenringdurchmesser:	55	cm
	Außenringfläche:	2376	cm ²
B....	Innenringdurchmesser:	38	cm
	Innenringfläche:	1134	cm ²
C....	Ringhöhe:	50	cm
D....	Einbautiefe:	20-25	cm

Abb. 1 Abmessungen der Infiltrometer

Fig. 1 Dimensions of the Infiltrometers

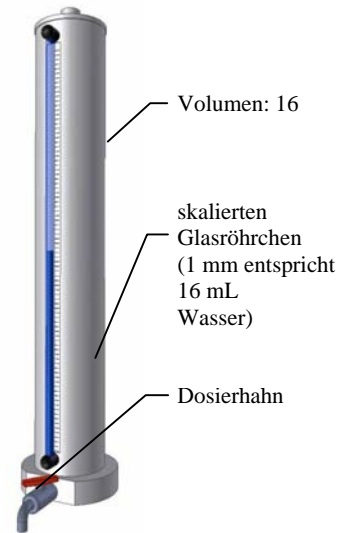


Abb. 2 Vorratsgefäß L 16 der ADOLF ZWICKERT-Feinmechanik

Fig. 2 Reservoir L 16 by ADOLF ZWICKERT-Feinmechanik

Nebenden Infiltrationsexperimenten wurden verschiedene meteorologische Parameter sowie Bodenfeuchten in verschiedenen Tiefen aufgenommen, um die Ergebnisse der Infiltrationsmessungen besser interpretieren zu können (Tab. 2). Die TINYTALK- und WATERMARK-Sensoren wurden bei der Installation der Doppelringe eingebracht. Die Messwerte des PLUVIO Regenmessers und der TDR EASYTEST wurden vom UFZ-Umweltforschungszentrums Leipzig-Halle und der Hochschule Magdeburg-Stendal (FH) zur Verfügung gestellt. Alle Sensoren verblieben über den Winter im Boden, um eventuelle Störung durch diese ergänzenden Untersuchungen zu minimieren. Während die Position des Niederschlagsmessgerätes auf der Grundlage von Vergleichsmessungen und Auswertungen von langjährigen Zeitreihen als repräsentativ für den Standort angesehen werden kann, ist die Vergleichbarkeit des TDR Sondenstandortes eingeschränkt. Aufgrund der generellen Plausibilität der Daten und dem nicht Vorhandensein von kurzfristigen

Schwankungen in der längeren Zeitreihe kann ein auf Bodenheterogenität beruhender Unterschied im Sinne von präferentiellen Fließwegen ausgeschlossen werden (vgl. LINDENSCHMIDT et al. 2004).

Tab. 2 Charakterisierung der gemessenen meteorologischen Parameter und Bodenfeuchten

Tab. 2 Characterisation of the measured meteorological parameters and soil moistures

Messgröße (Einheit) - Messsystem	Charakteristik
Lufttemperatur (°C) - TINYTALK TK-0014	2 m über Geländeoberfläche, 5 m nördlich vom Infiltrationsstandort, Messwerte im Sekundentakt erfasst, abgespeichert aller Zwei-Stunden als Mittelwerte
Bodentemperatur (°C) - TINYTALK TK-0014	je 5, 20 und 50 cm unter Geländeoberfläche, innerhalb des Außenrings der Doppelring-Infiltrrometer, Messwerte im Sekundentakt erfasst, abgespeichert aller Zwei-Stunden als Mittelwerte
Niederschlag (mm) - PLUVIO Regenmesser	100 m in westlicher Richtung vom Infiltrationsstandort, Messwerte im Minutentakt erfasst und abgespeichert, aufsummiert zu Tageswerten
Bodenfeuchte (Vol.-%) - TDR Easytest (mit geräteinterner Kalibrierkurve)	20 cm unter Geländeoberfläche, 50 m südlich vom Infiltrationsstandort, Terminwerte
Bodentemperatur (°C) - TDR Easytest	20 cm unter Geländeoberfläche, 50 m südlich vom Infiltrationsstandort, Terminwerte
WATERMARK-Bodenfeuchte (Vol.-%) - IRROMETER WATERMARK-Bodenfeuchtig- keitsmesssystem	je 20 und 50 cm unter Geländeroberfläche, innerhalb des Außenrings der Doppelring-Infiltrrometer, Terminwerte
Gravimetrische Bodenfeuchte (Vol.-%) - PÜRCKHAUER-Bohrstock	Mischprobe aus der unmittelbaren Umgebung des Infiltrationsstandortes, Terminwerte

3 Ergebnisse und Diskussion

Im Untersuchungszeitraum lagen vergleichsweise milde und trockene Bedingungen vor (vgl. OLLESCH et al. 2005). Die meteorologischen Bedingungen und Bodenfeuchten im Winter 2003/04 zeichnen sich daher durch einen durchschnittlichen Verlauf ohne das Auftreten von Extremwerten (Minimum im Winter 2002 betrug -20 °C, in 2003 sogar -24 °C) aus (Abb. 3). Im Vergleich zum langjährigen Mittelwert der Periode von Anfang Dezember bis Ende März von 2,6 °C liegt die im Untersuchungszeitraum ermittelte Temperatur für einen kürzeren Beobachtungszeitraum mit 0,1 °C nur wenig darunter.

Ein Vergleich der Temperaturganglinien aus Abb. 3 (jeweils Mittelwert aus zwei TINYTALK-Temperatur-sensoren) macht die typischen Temperaturveränderungen mit der Tiefe deutlich, z.B. Abflachung der Amplitude, Phasenverschiebung der Maxima, Abnahme des Tagesganges. Es ist also nicht ungewöhnlich, dass die Maxima von 17,7 °C bei Lufttemperatur über 12,6 °C (Bodentemperatur 5 cm Tiefe) und 9,5 °C (Bodentemperatur 20 cm Tiefe) auf 4,6 °C (Bodentemperatur 50 cm Tiefe) abnehmen und die Minima von -11,2 °C bei Lufttemperatur über -3,6 °C (Bodentemperatur 5 cm Tiefe) und -1,7 °C (Bodentemperatur 20 cm Tiefe) auf 0,3 °C (Bodentemperatur 50 cm Tiefe) zunehmen. Weiterhin wird deutlich, dass die Bodentemperatur in 50 cm Tiefe nie kleiner als 0 °C ist.

Die Darstellung des Niederschlags (feste und flüssige Form) in Abb. 3 zeigt, dass es nur wenig niederschlagsfreie Tage in dem abgebildeten Zeitraum gab. Das Maximum mit 11 mm/d wurde am 13.01.04 gemessen. Die Niederschlagssumme ist mit 141 mm aber im Vergleich zu vorherigen Jahren sehr gering. (Für die Jahre 1990 bis 1999 wurde für die Periode 01.12.–28.02 ein Niederschlagsmittelwert von 240 mm ermittelt (vgl. OLLESCH et al. 2005).)

Der mit der TDR-Sonde gemessene Verlauf der Bodenfeuchte über der Zeit ist gekennzeichnet durch langsames Absinken der Bodenfeuchte in niederschlagsarmen Zeiten (17.01.04; 31 Vol.-% - 31.01.04; 22 Vol.-%) sowie kurze, steile Anstiege (31.01.04; 22 Vol.-% - 02.02.04; 33 Vol.-%) als Folge von Niederschlagsereignissen. Der Verlauf der Bodenfeuchte passt sich also dem Niederschlagsverhalten an und bildet somit deren natürliche Dynamik sehr gut ab.

Terminmessungen mit den WATERMARK-Sensoren (Mittelwerte aus den beiden Doppelringinfiltrometern) sowie die Mischproben der gravimetrischen Bodenfeuchtebestimmungen lieferten in der Regel höhere Bodenfeuchtwerte als die Einzelwerte der TDR-Sonde.

Die Anfangsbodenfeuchte, als wichtiger, die Infiltration beeinflussender Parameter, wurde an den Tagen der Infiltrationsexperimente und an zwei zusätzlichen Terminen mit drei verschiedenen Methoden bestimmt (Abb. 3). Die Messwerte weichen zum Teil stark voneinander ab, vor allem, wenn teilweise gefrorene Böden vorlagen (erstes und zweites Experiment). Bei ungefrorenen Böden (Daten der Zusatztermine und viertes Experiment) liefern besonders die gravimetrische Bodenfeuchtebestimmung und die WATERMARK-Sensoren ähnliche Werte für die gleichen Horizonte (Abweichungen im Bereich von max. 5 Vol.-%). Die mit der TDR-Sonde gemessenen Bodenfeuchtwerte liegen dagegen in der Regel noch tiefer. Die Abweichungen könnten eventuell darauf zurückzuführen sein, dass WATERMARK-Sensoren und TDR-Sonde nur die Verhältnisse bezogen auf ein sehr begrenztes Bodenvolumen abbilden, während die gravimetrische Bodenfeuchtebestimmung über ein größeres Volumen (Mischprobe) mittelt und folglich Heterogenitäten von Bodenwasserflüssen geeigneter abbildet.

Bei gefrorenen Böden wurden die Unterschiede zwischen den Bodenfeuchtwerten der verschiedenen Messgeräte deutlich größer. Für den gleichen Horizont weichen die Messwerte einmal sogar um mehr als 20 Vol.-% voneinander ab (zweites Experiment, Ap-Horizont). Auffällig dabei ist, dass die WATERMARK-Sensoren im Ap-Horizont und die TDR-Sonde in 20 cm Tiefe sehr ähnliche Werte liefern, während die gravimetrischen Bodenfeuchtwerte für den Ap-Horizont deutlich höher liegen. Für den Bv-Horizont ist die Übereinstimmung zwischen WATERMARK-Sensor und gravimetrischer Bodenfeuchtebestimmung besser, doch auch hier wurden beim zweiten Experiment größere Abweichungen beobachtet.

Die Ursache für die Abweichungen und die systematischen Unterschiede bei der Bodenfeuchtemessung sind in den Messprinzipien der drei unterschiedlichen Methoden zu finden.

Die Bodenfeuchtebestimmung der TDR-Sonde beruht auf der Ausbreitungsgeschwindigkeit eines elektromagnetischen Impulses, welcher umso stärker verzögert wird, je höher die Dielektrizitätskonstante des umgebenden Mediums ist. Wasser besitzt im Gegensatz zu anderen Bodenbestandteilen eine sehr hohe Dielektrizitätskonstante ($\epsilon_{\text{Wasser}} \approx 80$, $\epsilon_{\text{Boden}} < 5$, $\epsilon_{\text{Luft}} \approx 1$), so dass der Wassergehalt des Bodens die Ausbreitungsgeschwindigkeit maßgeblich bestimmt. Über eine geräteinterne Kalibrierkurve kann aus dem elektrischen Messsignal die Bodenfeuchte berechnet werden. Im Gegensatz zu flüssigem Wasser besitzt Eis aber nur eine Dielektrizitätskonstante von 3 bis 4 und wird daher von der TDR-Sonde wie die mineralische Komponente behandelt. Bei teilweise gefrorenen Böden kann deswegen mit der TDR-Sonde nur der Anteil flüssigen Wassers bestimmt werden.

Diese Tatsache würde erklären, warum in der in Abb. 3 dargestellten Periode die Bodenfeuchten der TDR-Sonden fallen, wenn die Bodentemperatur in 20 cm Tiefe (TINYTALK-Temperatursensor) unter den Gefrierpunkt sinkt. Abweichend von den Daten in Abb. 3 wurden aber mit dem internen Temperatursensor der TDR-Sonde für die entsprechenden Zeiträume nie Temperaturen unterhalb von 0 °C gemessen (Abb. 4). Ein teilweises Einfrieren des Bodenwassers als Begründung für die sinkende Bodenfeuchte käme danach nicht in Frage.

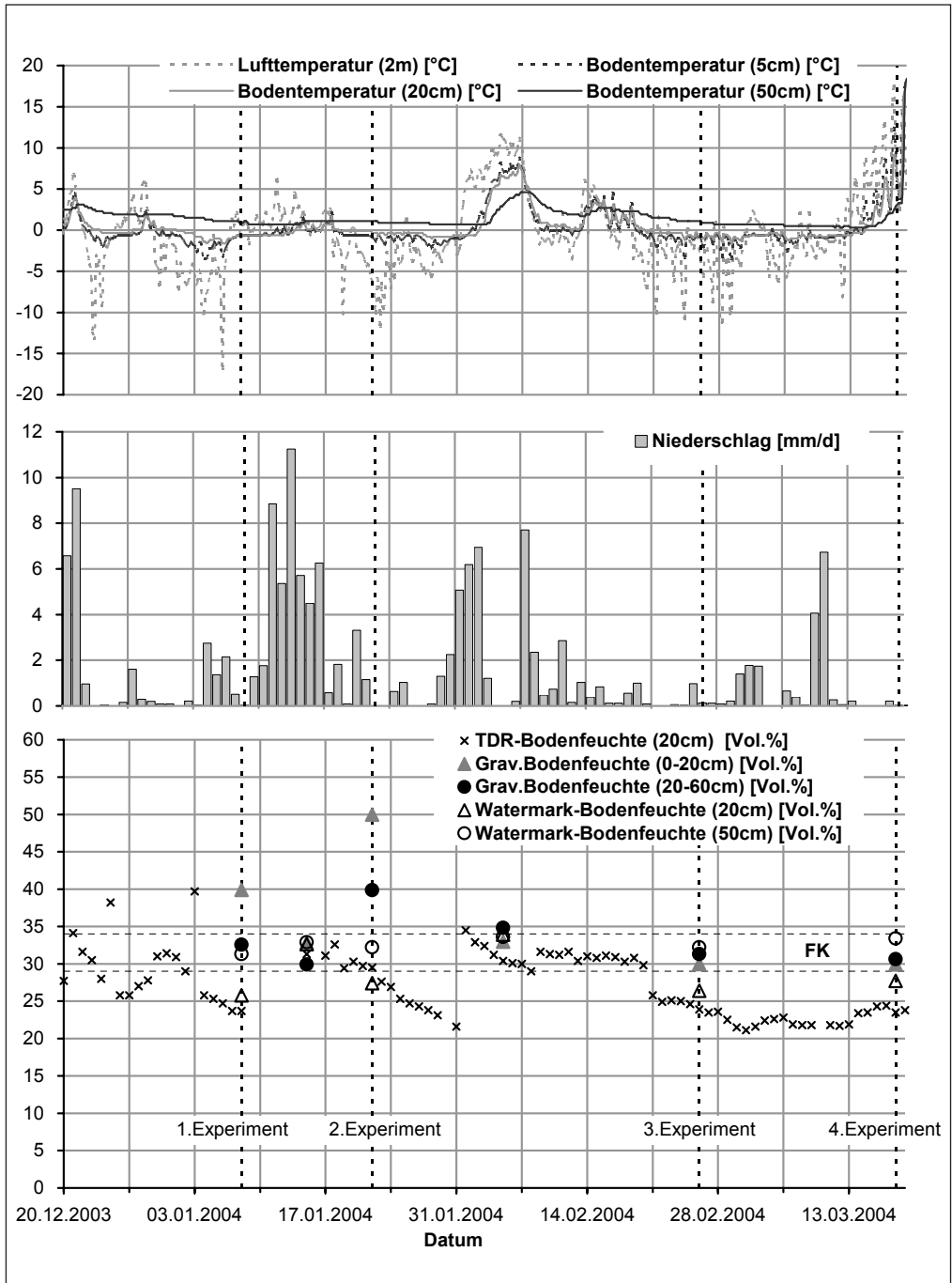


Abb. 3 Meteorologische Bedingungen und Bodenfeuchten im Winter 2003/04; (FK...Feldkapazität)

Fig. 3 Meteorological conditions and soil moistures in the winter 2003/04; (FK... field capacity)

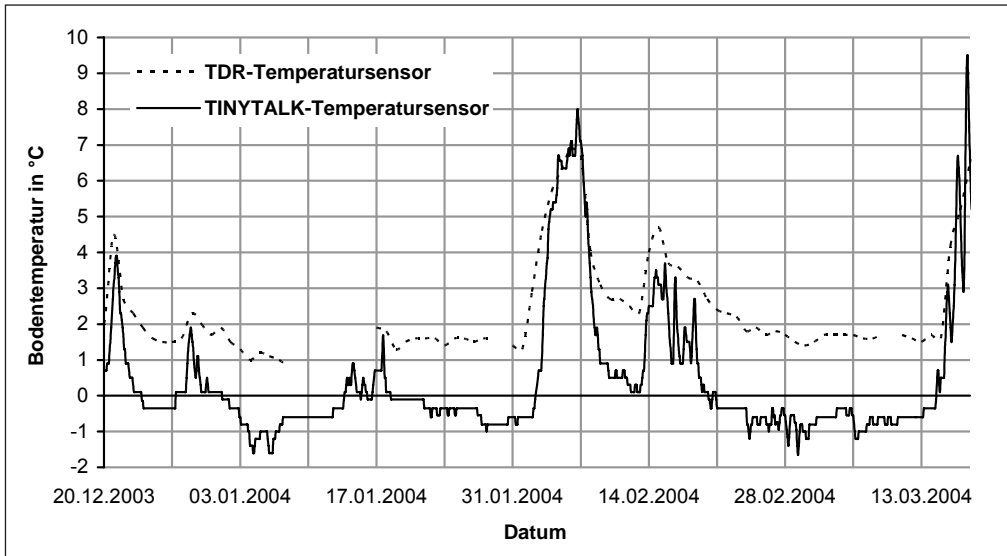


Abb. 4 Temperaturganglinien der TINYTALK-Temperatursensoren in 20 cm Tiefe im Vergleich mit den Temperaturganglinien der TDR-Sonde (für fehlende Bereiche liegen keine Messwerte vor)

Fig. 4 Temperature development lines by TINYTALK sensors of temperature in 20 cm depth in the comparison with the temperature development lines by TDR sensor (by missing ranges there are no measured values present)

Für die systematisch höheren Werte der mit der TDR-Sonde gemessenen Bodentemperaturen kann es verschiedene Ursachen geben. Es kommen vor allem die unterschiedlichen räumlichen Lagen (beide Sensoren sind 50 m Luftlinie voneinander entfernt) und die unterschiedliche Repräsentativität der Messwerte für den Boden in Frage (wegen größerer Sensoren und höherer Anzahl beim TINYTALK-Temperatursensor wird der Messwert von einer größeren Bodenkontaktfläche repräsentiert). Es wäre also denkbar, dass entgegen der Temperaturmessung der TDR-Sonde, negative Temperaturen und damit teilweise gefrorenes Bodenwasser vorlag.

Eine andere Möglichkeit besteht darin, dass die Bodentemperaturen um die TDR-Sonde tatsächlich um 1 bis 2 °C höher lagen als die jeweiligen Temperaturen in den Infiltrometern (Lage der TINYTALK-Temperatursensoren), wo die metallischen Doppelringe des Infiltrometers eine deutlich stärkere und schnellere Wärmeleitung in tiefere Bodenschichten verursacht haben könnten. Der Abfall der TDR-Bodenfeuchte wäre dann nicht auf das teilweise Einfrieren von Bodenwasser, sondern auf eine tatsächliche Abnahme der Bodenfeuchte zurückzuführen.

Der WATERMARK-Sensor, der bei ungefrorenen Böden etwa die gleichen Bodenfeuchtwerte liefert wie die TDR-Sonde, misst, ähnlich wie ein Gipsblock, die elektrische Leitfähigkeit zwischen zwei Elektroden innerhalb eines porösen Körpers. Diese Leitfähigkeit wird maßgeblich vom Wassergehalt des porösen Körpers und damit vom Wassergehalt des umgebenden Bodens bestimmt. Wegen der Temperaturabhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit wird auch der mit dem WATERMARK-Sensor bestimmte Wassergehalt des Bodens temperaturbeeinflusst. Im Bereich zwischen +5 und +40 °C lässt sich diese Temperaturabhängigkeit mit Hilfe der Temperatureinstellung am Gerät intern korrigieren. Für den Temperaturbereich unterhalb von 5 °C existiert eine solche Temperaturkorrektur aber nicht, weswegen in solchen Fällen generell zu niedrige Bodenfeuchtwerte erhalten werden. Durch ein teilweises Einfrieren des Bodenwassers wird der für die Leitfähigkeit im Sensor zur Verfügung stehende Wasseranteil verringert und die Bodenfeuchte damit unterschätzt. Wie die TDR-Sonde liefert der WATERMARK-Sensor für

teilweise gefrorene Böden also nur den Anteil des flüssigen Wassers als Bodenfeuchte, was sich in den sehr ähnlichen Messwerten dieser beiden Methoden bei teilweise gefrorenen Böden zeigt.

Die gravimetrische Bodenfeuchtebestimmung hat den Vorteil, dass die Bodenfeuchte als Mittelwert über eine größere gestörte Bodenprobe bestimmt wird, was den Einfluss der Bodenheterogenität auf den Messwert verringert, und dass außerdem auch das gefrorene Bodenwasser mitberücksichtigt wird. Beim Vorliegen von Bodenfrost und/oder einer Schneedecke wird diese Methode aber stark fehleranfällig. Bereits geringe Mengen von Schnee, die bei der Probenahme mit in die Bodenprobe gelangen können, haben einen signifikanten Einfluss auf das Ergebnis der Bodenfeuchtebestimmung. Das gleiche gilt für Eiskristalle in den Poren oder für an der Oberfläche von Bodenaggregaten angelagertes und gefrorenes Wasser. Zusätzlich wird bei gefrorenem Boden die Bodenprobenahme mittels PÜRCKHAUER-Bohrstock extrem erschwert. Alle diese Faktoren führten dazu, dass bei gefrorenem Boden bzw. vorhandener Schneedecke mit der gravimetrischen Bodenfeuchtebestimmung unrealistisch hohe Werte erhalten wurden, die zum Teil deutlich über der Feldkapazität lagen.

In Abb. 5 sind die Ergebnisse der Infiltrationsexperimente dargestellt. Die ersten drei Experimente wurden bei teilweise gefrorenem Boden, das vierte Experiment bei ungefrorenem Boden durchgeführt. Die gemessenen Bodentemperaturen lagen dementsprechend bei den Experimenten mit teilweise gefrorenem Boden bis in Tiefen von 20 cm immer unterhalb und in 50 cm Tiefe mit ca. 1°C oberhalb des Gefrierpunktes.

Die Bodentemperaturen bei dem Experiment mit dem ungefrorenem Boden sind mit zunehmender Tiefe abnehmend, aber mit 9,8 °C bis 3,3 °C immer im positiven Temperaturbereich. Der angepasste Kurvenverlauf fällt durch die Aufsättigung zunächst bei allen Experimenten in den ersten 20 Minuten steil ab. Die im Anschluss an die Aufsättigungsphase etwa konstant bleibende Infiltrationsrate konnte mittels Vorratsgefäß (Abb. 2) mit erhöhter Datendichte gemessen werden. Der Mittelwert aus diesen Datenpunkten liefert die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit, k_s , die zwischen $6 \cdot 10^{-5}$ und $8 \cdot 10^{-5}$ m/s liegt. Dieser Endwert wurde nach 90 bis 120 Minuten erreicht.

Beim zweiten Experiment traten experimentelle Schwierigkeiten auf: Durch Einfrieren des Skalierröhrchens am Vorratsgefäß sind die abgelesenen Werte wahrscheinlich nicht mit den tatsächlich zugegebenen Wassermengen identisch. Daraus ergab sich die starke Streuung der Messpunkte am Ende des zweiten Experimentes (1 h 20 min, Abb. 5). Die Messpunkte sind also unzuverlässig und wurden deshalb nicht zur weiteren Diskussion herangezogen. Grundsätzlich werden jedoch auch in diesem Experiment die vorherigen Ergebnisse bestätigt.

Die Infiltrationsexperimente liefern das Ergebnis, dass sowohl für gefrorene Böden als auch für ungefrorene Böden für den Infiltrationsstandort die annähernd gleiche Endinfiltrationsrate und damit die gleiche gesättigte hydraulische Leitfähigkeit von $k_s \sim 7 \cdot 10^{-5}$ m/s erreicht wurde. Dieser Wert ist ein bis zwei Größenordnungen (10 bis 100fach) oberhalb der bisher im Gebiet des Infiltrationsstandorts gemessenen Braunerde (vgl. ALTERMANN 1989; ALTERMANN & STEININGER 1994; ZIMMERLING et al. 1998).

Die experimentell bestimmte gesättigte hydraulische Leitfähigkeit liegt in der gleichen Größenordnung wie die im Labor bestimmte gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bv-Horizontes ($k_s = 2 \cdot 10^{-4}$ m/s), was im Zusammenhang mit den meteorologischen Bedingungen die Beobachtung der Infiltrationsexperimente erklärt:

Da der Bv-Horizont laut Labormesswerten eine gesättigte hydraulische Leitfähigkeit besitzt, die eine ganze Größenordnung niedriger ist als die des Ap-Horizontes ($k_s = 1 \cdot 10^{-3}$ m/s), wird der Bv-Horizont maßgeblich die Leitfähigkeit des Gesamtbodens bestimmen. Weil Bodenfrost bei den Infiltrationsexperimenten nicht so tief in den Boden vordrang, dass der Bv-Horizont gefroren war, konnten für den teilweise gefrorenen Boden ähnliche gesättigte hydraulische Leitfähigkeiten bestimmt werden wie für den ungefrorenen. Voraussetzung dafür ist jedoch, dass die Leitfähigkeit des Ap-Horizontes (z.B. durch Porenverschluss durch Eis) nicht so drastisch herabgesenkt wurde, dass in teilweise gefrorenem Boden der Ap-Horizont die Infiltration des Gesamtbodens bestimmt. Die Experimente zeigen, dass das nicht der Fall war.

Der Ackerschlag des Infiltrationsstandortes wurde konventionell bearbeitet. Bei dauerhaft konservierender Bodenbearbeitung treten Veränderungen an den Bodeneigenschaften auf, die eine signifikante Erhöhung

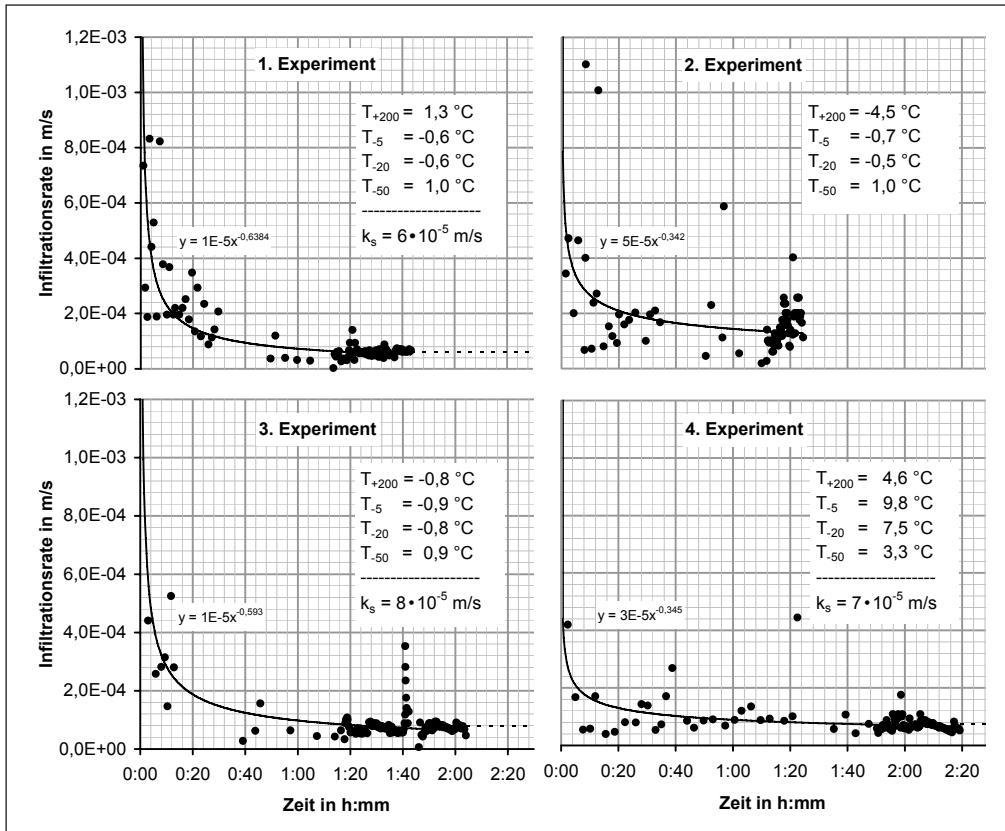


Abb. 5 Mit Doppelringinfiltrometer bestimmte Infiltrationsrate über der Zeit unter Angabe der während der Durchführung der Experimente herrschenden Temperaturen (T_i - Tiefgestellter Index i gibt den Abstand von der Geländeoberkante in cm an) und der jeweils mit Microsoft® Office Excel 2003 ermittelten Trendlinie und gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (k_s)

Fig. 5 By twin ring Infiltrometer determined infiltration rate over the time with the information of the temperatures during the experiments (T_i - index i indicate the distance from the top ground surface in cm) and with Microsoft® Office Excel 2003 determined trend line and satisfied hydraulic conductivity (k_s)

der gesättigte hydraulische Leitfähigkeit bewirken (vgl. ZIMMERLING et al. 2003). Geht man nun vom Drei-Phasen-System des Porenvolumens (vgl. SEYFRIED & MURDOCK 1997; STÄHLI et al. 1999; WEIGERT & SCHMIDT 2005) aus, so würde sich die Leitfähigkeit bei Feldkapazität durch ein bis in den B_v -Horizont reichendes Sekundärporensystem auch im Winter erhöhen.

Vergleicht man aber nicht nur die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit sondern die gesamte Infiltrationskurve, so zeigen sich vor allem in den ersten 30 min der Experimente Unterschiede. Die Infiltrationsrate des vierten Experimentes (ungefrorener Boden) ist im Gegensatz zu den anderen Experimenten bei gefrorenen Böden durch einen deutlich steileren Abfall und ein schnelleres Erreichen der Endinfiltrationsrate gekennzeichnet.

Bei teilweise gefrorenen Böden infiltriert also in der Aufsättigungsphase pro Zeiteinheit signifikant mehr Wasser, als bei ungefrorenem Boden.

Aufgrund der annähernd gleichen Anfangswassergehalte bei allen Experimenten liegt daher die Vermutung nahe, dass der Boden infolge der wiederholten Gefriervorgänge strukturelle Änderungen erfahren hat. Auf der Grundlage der experimentellen Ergebnisse kann jedoch nicht beurteilt werden, ob solche strukturellen Änderungen auf standortspezifische Eigenschaften zurückzuführen sind, oder durch die Schwarzbrachesituation innerhalb der Fruchtfolge verursacht wurden. Sicherlich führt eine Saatbeetaufbereitung und Wurzelbildung nach Wintergetreideaussaat im Vergleich zum Umbruch bei Schwarzbrache zu einer homogeneren Verteilung der Bodenaggregatgrößenklassen und damit auch zu einer homogeneren Verteilung des Bodenwassers.

4 Schlussfolgerung

Für die Bodenfeuchtemessung von teilweise gefrorenen Böden musste festgestellt werden, dass keines der zum Einsatz gekommenen Messverfahren ganzzeitig zuverlässige Messwerte liefert. Entweder wird nur der flüssige Anteil des Bodenwassers bestimmt (WATERMARK-Sensor und TDR-Sonde) oder das Ergebnis ist durch die winterlichen Bedingungen (Schnee, Eis, erschwerte Probenahme) zu störanfällig (gravimetrische Bodenfeuchtebestimmung). Angesichts der verschiedenen Messprinzipien und Fehlerquellen der drei benutzten Methoden zur Bodenfeuchtemessung muss davon ausgegangen werden, dass es mit keiner der drei Methoden möglich ist, die Bodenfeuchte (teilweise) gefrorener Böden hinreichend exakt zu bestimmen. Die einzige Aussage, die anhand der Messergebnisse getroffen werden konnte, war, dass über den gesamten betrachteten Zeitraum die Bodenfeuchten etwa im Bereich der Feldkapazität lagen. Genauere Aussagen, wie sie etwa für die Infiltrationsmodellierung nötig wären, konnten nicht getroffen werden.

Die durchgeführten Infiltrationsexperimente haben gezeigt, dass Doppelring-Infiltrometer gut geeignet sind, um die Infiltration in teilweise gefrorene Böden im Feldversuch zu messen. Die erschwerten Bedingungen im Winter führen aber zu einem erheblich höheren experimentellen Aufwand (so müssen die Doppelringe wegen der Unmöglichkeit des Einbaus in den gefrorenen Boden bereits ausreichend lange vor den Experimenten in den ungefrorenen Boden eingebracht werden, die Gefahr des Einfrierens des Infiltrationswassers (in der Säule oder bei relativ dichten Böden auch im Infiltrometer kann große experimentelle Schwierigkeiten und Unsicherheiten der Ergebnisse hervorrufen).

Als Ergebnis der Experimente kann festgehalten werden, dass für den Boden am Infiltrationsstandort der Bodenfröste die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Gesamtbodens nicht beeinflusst.

Dieses Ergebnis lässt sich mit hoher Wahrscheinlichkeit auf andere Böden in Deutschland mit stark ausgeprägten Makroporensystem übertragen, deren gesättigte hydraulische Leitfähigkeit durch einen tiefer liegenden Horizont bestimmt wird, da in Deutschland Frost nur selten in Tiefen größer 30 cm eindringt. Sollte Frost in Deutschland auch einmal in tiefer liegende Horizonte vordringen, so ist die Veränderung der Leitfähigkeit der tieferen Horizonte von dessen Wassergehalt und der Porengrößenverteilung abhängig.

Es ist aber notwendig weitere Versuche durchzuführen, um die hier gewonnenen Ergebnisse statistisch zu quantifizieren.

5 Zusammenfassung

FRITZ, H.; OLLESCH, G.; WEIGERT, A.; SCHMIDT, J.: Methodenvergleich der Bodenfeuchtebestimmung und Messung der Infiltration in teilweise gefrorene Böden. – *Hercynia N. F.* 40 (2007): 19–31.

Infiltration in teilweise gefrorene Böden wurde bisher nur unzureichend im Feldversuch gemessen, obwohl gerade in Nord- und Mitteleuropa winterliche Niederschläge und Schneeschmelzen zu erhöhten Oberflächenabflüssen und damit zu Hochwasser führen können. Deshalb wurden im Winter 2003/04 auf einem unbestellten Acker vergleichende Doppelring-Infiltrationsexperimente für teilweise gefrorene und ungefrorene Böden durchgeführt.

Für die Braunerde am Infiltrationsstandort, die durch einen sehr gut leitenden, frisch gepflügten Ap-Horizont ($1 \cdot 10^{-3}$ m/s) und einen gering leitenden Bv-Horizont ($2 \cdot 10^{-4}$ m/s) geprägt war, wurde in den Feldversuchen kein Unterschied in den gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten gemessen ($\sim 7 \cdot 10^{-5}$ m/s). Unterschiede in der Aufsättigungsphase der Infiltrationskurve weisen aber für gefrorene Böden auf eine strukturelle Veränderung des Porenvolumens im Ap-Horizont hin.

Parallel wurde im Untersuchungszeitraum mit verschiedenen Messmethoden vergleichend die Bodenfeuchte am Infiltrationsstandort bestimmt. Dabei zeigte sich, dass alle eingesetzten Methoden (WATERMARK-Sensor, TDR-Sonde, gravimetrische Bodenfeuchtebestimmung) nur unbefriedigende Genauigkeit der Messwerte für die Bodenfeuchte teilweise gefrorener Böden liefern.

6 Danksagung

Die Autoren bedanken sich bei Dipl. Geoökol. I. Kistner und H. John für die tatkräftige Unterstützung während der Geländearbeiten. Die Untersuchungen im Einzugsgebiet Schäfertal wurden im Rahmen des „Wolga-Rhein“ Verbundprojektes durch das BMBF unterstützt (FKZ 02WT0099; Quantifizierung erosiver Nährstoffausträge aus Gewässereinzugsgebieten und Entwicklung nachhaltiger Landnutzungskonzepte und FZK 02WT0482; Die räumliche Heterogenität des Eintrags eutrophierungsrelevanter Substanzen in die Wolga und Entwicklung von Strategien zur Verminderung durch Modellanwendung).

7 Literatur

- ALTERMANN, M. (1989): Pedologisch-hydrologische Kennzeichnung landwirtschaftlich genutzter Standorte des Unterharzes. – Abh. Sächs. Akad. Wiss. Leipzig **56**: 93-102.
- ALTERMANN, M.; STEININGER, M. (1994): Vom Bodenprofil zum Gebietswasserhaushalt - Untersuchungen aus dem Unterharz. – Mitt. Dt. Bodenkundl. Gesell. **75**: 167-170.
- BLACKBURN, W. H.; PIERSON, F. B.; SEYFRIED, M. S. (1990): Spatial and temporal influence of soil frost on infiltration and erosion of sagebrush rangelands. – Water Resources Bulletin **26**: 991-997.
- ENGELMARK, H. (1988): Rates of infiltration into frozen and unfrozen fine sand. – Canad. J. Earth Sciences **25**: 343-347.
- FRENCH, H. K.; HARDBATTLE, C.; BINLEY, A.; WINSHIP, P.; JAKOBSEN, L. (2002): Monitoring snowmelt induced unsaturated flow and transport using electrical resistivity tomography. – J. Hydrology **267**: 273-284.
- GRANGER, R. J.; GRAY, D. M.; DYCK, G. E. (1984): Snowmelt infiltration to frozen Prairie soils. – Canad. J. Earth Sciences **21**: 669-677.
- GRAY, D. M.; NORUM, D. I.; WIGHAM, J. M. (1970): Infiltration and Physics of Flow of Water Through Media. – In: GRAY, D. M. (Ed.): Handbook on the Principles of Hydrology. – Ottawa.
- HARTGE, K. H.; HORN, R. (1991): Einführung in die Bodenphysik. – Stuttgart.
- HAUPT, H. F. (1967): Infiltration, overland flow and soil movement on frozen and snow-covered plots. – Water Resources Research **3**: 145-161.
- JABRO, J. D. (1996): Variability of Field-Saturated Hydraulic Conductivity in a Hagerstown Soil as Affected by Initial Water Content. – Soil Science **161**: 735-739.
- JOHNSON, C. W.; MCARTHUR, R. P. (1973): Winter storm and flood analysis, northwest interior. – Proc. Hydraulic Division Specialty Conf., New York, 359-369.
- JOHANSSON, H.; LUNDIN, L.-C. (1991): Surface runoff and soil water percolation as affected by snow and soil frost. – J. Hydrology **122**: 141-159.
- KANE, D. L. (1980): Snowmelt infiltration into seasonally frozen soils. – Cold Regions Science and Technology **3**: 153-161.
- LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ SACHSEN-ANHALT (LAU) (2000): Bodendauerbeobachtung im Land Sachsen-Anhalt. – Ber. Landesamt. Umweltschutz Sachsen-Anhalt - Halle 35.
- LINDENSCHMIDT, K. E.; OLLESCH, G.; RODE, M. (2004): Physically-based hydrological modelling for nonpoint dissolved phosphorus transport in small and medium-sized rivers basins. – Hydrological Sciences J. **49**: 495-510.
- MCCAULEY, C. A.; WHITE, D. M.; LILLY, M. R.; NYMAN, D. M. (2002): A comparison of Hydraulic conductivities, permeabilities and infiltration rates in frozen and unfrozen soils. – Cold Regions Science and Technology **34**: 117-125.

- OLLESCH, G.; KISTNER, I.; WENK, G.; MEISSNER, R. (2005): Bedeutung unterschiedlicher Quellen und Eintragsituationen für den Gesamtstoffaustrag aus einem Kleineinzugsgebiet im Harz. – *Geo-Öko* **26**: 35-52.
- SCHMIDT, J.; VON WERNER, M.; MICHAEL, A. (1996): Handbuch Erosion 2D/3D – Ein Computermodell zur Simulation der Bodenerosion durch Wasser. Band I, Modellgrundlagen – Bedienungsanleitung. – Sächsische Landesanstalt für Landwirtschaft (LfL) und Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie (LfUG), Freiberg und Leipzig.
- SEYFRIED, M. S.; MURDOCK, M. D. (1997): Use of air permeability to estimate infiltrability of frozen soil. – *J. Hydrology* **202**: 95-107.
- SINGH, V. P. (1992): *Elementary Hydrology*. – New Jersey.
- STÄHLI, M.; JANSSON, P.-E.; LUNDIN, L.-C. (1999): Soil moisture redistribution and infiltration in frozen sandy soil. – *Water Resources Research* **35**: 95-103.
- WEIGERT, A.; SCHMIDT, J. (2005): Water transport under winter conditions. – *Catena* **64**: 193-208.
- WEIGERT, A.; WENK, G.; OLLESCH, G.; FRITZ, H. (2003): Simulation of snowmelt erosion using the EROSION 3D model. – *J. Plant Nutrition and Soil Science* **166**: 128-130.
- WENK, G. (2004): Mündliche Auskünfte und Datenübergabe. FH Magdeburg Stendal.
- ZIMMERLING, B.; ABDANK, H.; STEININGER, M. (1998): Ermittlung von Sickergeschwindigkeiten und Sickerwassermengen auf Berglöß-Standorten des Harzes. – Unveröff. 3. Zwischenbericht, Institut für Agrartechnik und Landeskultur, Universität Halle-Wittenberg.
- ZIMMERLING, B.; SCHMIDT, W.; NITZSCHE, O. (2003): Einfluss veränderter Bodeneigenschaften auf den Infiltrationsverlauf bei unterschiedlichen Bearbeitungssystemen. – *Mitt. Dt. Bodenkundl. Gesell.* **101**: 57-58.
- ZIMMERLING, B.; STEININGER, M. (1996): Ermittlung von Sickergeschwindigkeiten und Sickerwassermengen auf Berglöß-Standorten des Harzes. – Unveröff. 1. Zwischenbericht, Institut für Agrartechnik und Landeskultur, Universität Halle-Wittenberg.

Manuskript angenommen: 16. Oktober 2006

Anschrift der Autoren

Dipl. Geoökol. H. Fritz

Institut für Bodenkunde und Standortlehre der Technischen Universität Dresden

Piennnerstr. 19, D-01737 Tharandt

e-mail: fritz@forst.tu-dresden.de

Dr. G. Ollesch

Department Hydrologische Modellierung des Umweltforschungszentrums Leipzig-Halle GmbH

Brückstr. 3°, D-39114 Magdeburg

e-mail: gregor.ollesch@ufz.de

Dipl.-Ing. A. Weigert und Prof. Dr. J. Schmidt

Institut für Bohrtechnik und Fluidbergbau der Technische Universität Freiberg

Agricolastr. 22, D-09599 Freiberg

e-mail: astridweigert@gmx.de; jhschmidt@web.de

BEHRENS, H. (Bearb.): **Lexikon der Naturschutzbeauftragten.** Band 2 Sachsen-Anhalt. – Herausgegeben vom Institut für Umweltgeschichte und Regionalentwicklung e.V. an der Hochschule Neubrandenburg, Steffen Verlag, Friedland 2006. 358 S., zahlr. s/w Abb., 5 Karten. – ISBN 3-937669-93-0. Preis: 31,50 Euro.

Im Jahr 1906 wurde die Staatliche Stelle für Naturdenkmalpflege in Preußen gegründet, die als Anfang des staatlichen Naturschutzes gilt, zwei Jahre später erfolgte dann die Gründung der Provinzialkommission für Naturdenkmalpflege in der Provinz Sachsen. Somit konnte im Erscheinungsjahr des Lexikons auf ein Jahrhundert „offizielle“ Naturschutzgeschichte zurückgeblickt werden. Im Unterschied dazu, was der Titel des Buches erwarten lässt, ist diesen einhundert Jahren Naturschutzgeschichte auf dem Territorium des Landes Sachsen-Anhalt knapp ein Drittel des Buches gewidmet (HILBIG, WEGENER & BEHRENS). In den umfangreichen Ausführungen wird dabei u.a. sowohl auf die gesetzgeberischen Maßnahmen als auch auf einzelne Schutzobjekte eingegangen. Deutlich wird dabei, dass der Naturschutz zu allen Zeiten zwar mehr oder minder staatlich unterstützt wurde, ein Großteil der eigentlichen organisatorischen und praktischen Arbeit jedoch das Werk von einzelnen, überwiegend ehrenamtlich agierender Naturschützern war und ist. Untergliedert ist dieser geschichtliche Abriss in acht Etappen: Die Anfänge des Naturschutzes bis zur Weimarer Republik, die Zeit zwischen 1919 bis zum Reichsnaturschutzgesetz 1935, Naturschutz von 1935-1945, Naturschutz in Sachsen-Anhalt 1945-1954, die Zeit von 1954 -1970 und von 1970-1990 in den Bezirken Halle und Magdeburg nach der Verabschiedung des Naturschutzgesetzes bzw. des Landeskulturgesetzes, Naturschutz in Sachsen-Anhalt von 1990-2000 und der Naturschutz nach dem Jahr 2000. Dem geschichtlichen Überblick schließt sich ein kurzer Ausblick über die Perspektiven des ehrenamtlichen Naturschutzes (WEGENER) an, der den Umständen entsprechend jedoch wenig optimistisch ausfallen muss. Obwohl der Naturschutz seit 1994 mit der Verankerung im Grundgesetz Staatsziel ist, wurde das neue Naturschutzgesetz Sachsen-Anhalts von 2004 den Anforderungen der Zeit nicht gerecht und blieb vielfach sogar hinter den Inhalten des Gesetzes von 1992 zurück. Die geringe Würdigung des Naturschutzes seitens der Landesregierung drückt sich nicht zuletzt darin aus, dass Landwirtschaft und Naturschutz in ein und demselben Ministerium zusammengefasst wurden.

Die alphabetisch geordnete Auflistung der ca. 260 Naturschutzbeauftragten beinhaltet – je nach Datenlage in sehr unterschiedlichem Umfang – jeweils folgende Informationen: Lebensdaten, Ort und Dauer der Beauftragten-Tätigkeit, Ausbildung/Beruf, Schwerpunkte der Naturschutzstätigkeit, Auszeichnungen/Mitgliedschaften, Quellenangaben zur Person sowie Veröffentlichungen des Naturschutzbeauftragten. Berücksichtigt wurden die Naturschutzbeauftragten, die auf dem Territorium des heutigen Landes Sachsen-Anhalt auf Kreis-, Bezirks-, Provinz- oder Landesebene tätig waren oder sind. Den Einzeldarstellungen folgen tabellarische Auflistungen der Beauftragten für vier Perioden: 1908 bis 1944 (1945), 1945-1982, 1952-1990 und 1994 bis heute. Ein abschließendes Kapitel enthält Namen sowie teilweise die Tätigkeitsschwerpunkte von ca. einhundert weiteren für den Naturschutz wichtigen Personen in den Kreisen Sachsen-Anhalts. Die vier Karten am Ende des Buches geben Auskunft über die politische Gliederung auf dem Territorium des heutigen Sachsen-Anhalts zwischen 1820 und 2006.

Das Lexikon ist nicht zuletzt wegen des umfangreichen Überblicks zur Naturschutzgeschichte eine hervorragende Informationsquelle. Die Berücksichtigung von Publikationen der einzelnen Beauftragten ermöglicht darüber hinaus das Auffinden von Spezialisten der unterschiedlichsten Fachgebiete. Das Buch kann sowohl Naturschutzverwaltungen als auch Naturschutzpraktikern empfohlen werden.

ANSELM KRUMBIEGEL, Halle (Saale)