

Einfluss der Wurzeln auf das Wasserspeichervermögen hydromorpher Waldböden

Benjamin Lange
Peter F. Germann
Peter Lüscher

Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (CH)*
Geographisches Institut der Universität Bern (CH)
Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (CH)

Significance of roots for soil water storage capacity of hydromorphic forest soils

In this study we investigated the significance of roots for the water storage capacity of hydromorphic forest soils in the northern Pre-Alps of Switzerland. Irrigation experiments were conducted on 1 m² plots with high initial soil water content. A total of 67 horizons were investigated for water content variations using time domain reflectometry (TDR). The data was processed using a physically based model, which assumes gravity-driven and viscosity-controlled water flow along pore walls in the form of thin water films. The model calculates the contact length (L) between mobile water and the stationary parts of the soil water system in the horizontal plane. L characterises porosity which is effectively involved in water flow. A multiple linear regression analysis of all investigated horizons, including root density, bulk density and texture as predictors for L, demonstrated that the root density had the best explanatory value for L (R²=0.63). Thus, it can be assumed that increases in root density increase water storage capacity. Considering the extent of hydromorphicity in horizons, the relationship between root density and contact length was only significant in topsoils and hydromorphic subsoils. An increase of root density by 50% in hydromorphic subsoils would increase short-time water storage capacity from 0.03 to 0.05 m³/m³, while higher root densities in topsoils did not increase water storage capacities. To improve the water retention potential of flood protection forests on hydromorphic soils, we suggest promoting deep-rooting species which are able to sustain anaerobic periods in soils.

Keywords: root density, water storage capacity, hydromorphic soils, flood protection
doi: 10.3188.szf.2010.0510

* Zürcherstrasse 111, CH-8903 Birmensdorf, E-Mail benjamin.lange@wsl.ch

Im Zeitraum von 1825 bis 1875 häuften sich in der Schweiz Hochwasserereignisse mit katastrophalen Auswirkungen (Röthlisberger 1991). Aufgrund der Annahme, dass die starke Abholzung der Wälder die Hochwasserfrequenzen und -intensitäten erhöht hatte, wurde mit dem ersten eidgenössische Forstpolizeigesetz von 1876 das Rodungsverbot und Anreize zu grossflächigen Aufforstungen in Einzugsgebieten eingeführt. Unter der Leitung von Professor A. Engler begann die Zentralanstalt für forstliches Versuchswesen im Jahre 1903 eine Studie zur Untersuchung der Waldwirkung auf das Abflusssgeschehen. Engler (1919) zeigte, dass der Spitzenabfluss bei kurzzeitigen Starkniederschlägen im stärker bewaldeten Sperbelgraben im Emmental um 30 bis 50% geringer war als im benachbarten schwach bewaldeten Rappengraben. Diese Untersuchungen erhärteten das forsthydrologische Paradigma, das besagte, dass Wald an sich eine abflusshemmende Wirkung aufweist.

Lüscher & Zürcher (2003) wiesen darauf hin, dass die blosse Existenz von Wald die Wasserreten-

tion nicht erhöht. Vielmehr muss die Hochwasserschutzwirkung standortspezifisch beurteilt werden, wobei sowohl der Baumbestand (Arten, Alters- und räumliche Struktur) wie auch Bodeneigenschaften integrativ berücksichtigt werden müssen. In Frehner et al (2005) wird angenommen, dass die Hochwasserschutzwirkung von Wald vor allem durch den durch Wurzeln gebildeten Porenraum gegeben ist. Der Zusammenhang zwischen Wurzeln und hydrologisch aktiven Fliesspfaden wurde in zahlreichen Studien nachgewiesen (z.B. Jøergensen et al 2002). In vernässten Böden, wie sie im Untersuchungsgebiet der vorliegenden Studie verbreitet sind, und bei bereits weitgehend wassergesättigtem Porenraum vor einem Niederschlagsereignis ist Oberflächen- und oberflächennaher Abfluss der dominante abflussbildende Prozess (Badoux et al 2006), der Boden kann seine Funktion als Zwischenspeicher nur eingeschränkt wahrnehmen. Die zentrale Hochwasserschutzwirkung von Wäldern auf vernässten (hydromorphen) Böden beruht damit auf der Verhinderung beziehungsweise Verminderung von Oberflächen-

respektive oberflächennahem Abfluss durch eine Erhöhung des Wasserspeichervolumens im Boden. Im Rahmen dieser Studie soll der Einfluss der Wurzeln auf die Wasserspeicherung hydromorpher Waldböden quantifiziert werden, wobei sich die Analysen auf hohe Bodenfeuchten beschränken, da unter diesen Bedingungen Hochwasser entstehen.

Untersuchungsgebiet und methodische Ansätze

Untersuchungsgebiet und Experiment

Die Untersuchungsflächen liegen in der Gemeinde Rüschegg (Gantrischgebiet, Kanton Bern) auf einer Höhe von 1000 m ü. M. im Flyschgürtel der Voralpen. Sie gehören zu den Waldstandorttypen 46 (typischer Heidelbeer-Tannen-Fichten-Wald) und 49 (Schachtelhalm-Tannen-Fichten-Wald; Ott et al 1997). Die Böden wurden als Gleye, Stauwasserböden (Pseudogleye) beziehungsweise vergleyte und pseudovergleyte Braunerden klassiert (vgl. Zimmermann et al 2006). Zur Erfassung der bodenhydrologischen Parameter wurden Berechnungsversuche (1 m²) in rund 1 m Abstand zur Stammbasis von Fichten (*Picea abies*), Tannen (*Abies alba*) und Buchen (*Fagus sylvatica*) durchgeführt. Der Regensimulator bestand aus einer Aluminiumplatte (1 m²), welche mit 100 PVC-Schläuchen versehen war, durch welche das Wasser tropfte. Die Berechnungsintensität betrug 70 mm/h, die Dauer 1 h (entspricht einem einstündigen Starkniederschlagsereignis mit einer Wiederkehrperiode von rund 100 Jahren). Oberflächenabfluss wurde nicht beobachtet. Die Berechnung wurde dreimal im Abstand von rund 23 h wiederholt. Dieser Artikel beschränkt sich auf die Resultate bei hohem Ausgangswassergehalt, d.h. bei der dritten Berechnung. «Time domain reflectometry» (TDR)-Sonden zeichneten die volumetrischen Wassergehalte mit einer zeitlichen Auflösung von 60 s horizontweise auf. Nach den Berechnungsexperimenten wurden an denselben Positionen, an welchen die TDR-Sonden platziert waren, Bodenbohrproben entnommen (0.1 m Durchmesser). Daraus wurden die Wurzeln separiert und mit der Software «winRHIZO» digital vermessen. Grundgesamtheit der Untersuchungen waren 67 am Profil bestimmte morphologische Bodenhorizonte von 16 Bodenprofilen, auf welche sich die Wassergehaltsmessungen sowie die Wurzeldichten beziehen. Die Horizonte wurden gemäss ihrem Vernässungsgrad in fünf Gruppen unterteilt. Horizontgruppe (HG) 1 umfasst nicht hydromorphe Oberbodenhorizonte (Ah). HG 2 beinhaltet die nicht vernässten, verbraunten Unterbodenhorizonte (mineralische Verwitterungshorizonte, B). HG 3 sind schwach hydromorphe, verbraunte Unterbodenhorizonte (z.B. verbraunte Horizonte mit Mangankonkretionen). HG 4 umfasst vernässte Un-

terbodenhorizonte (z.B. wechselfeuchte Gleyhorizonte) und HG 5 die dauernd wassergesättigten Unterböden (reduzierte Gleyhorizonte).

Theoretische Grundlagen

Die Zeitreihen der volumetrischen Wassergehalte wurden nach einem Ansatz von Germann et al (2007) ausgewertet. In diesem «Rivulet Approach» wird davon ausgegangen, dass das mobile Wasser in Form von Wasserfilmen (rivulets) laminar entlang von Porenwänden fliesst. Zu Beginn des Wasserinputs zum Zeitpunkt t_0 wird eine Wassergehaltswelle initiiert. Die Gravitation g beschleunigt den Wasserfluss, während die Viskosität η des Wassers den gravitativen Kräften entgegenwirkt, Kapillarkräfte werden dabei nicht berücksichtigt. Ein Wasserfilm ist definiert durch seine Mächtigkeit (Filmdicke F) sowie seine Kontaktlänge L mit den festen Bodenbestandteilen in der horizontalen Ebene (Abbildung 1). Dabei ist L ein Mass für die Porosität, welche am Wasserfluss beteiligt ist. Ausgangspunkt der Analysen sind gemessene Wassergehaltswellen (Abbildung 2). Die Amplitude der Infiltration ω_1 ist durch das Produkt von L und F gegeben:

$$\omega_1 = LF \quad (1)$$

Die Ankunftszeit der Feuchtefront t_w in Tiefe Z ist:

$$t_w(Z) = \frac{Z}{v_w} = \frac{Z}{F^2} \frac{3\eta}{g} \quad (2)$$

Aus der Ankunftszeit der Feuchtefront $t_w(Z)$ (Gleichung 2) lässt sich die Filmdicke F berechnen:

$$F = \frac{1}{\sqrt{t_w(Z)}} \sqrt{\frac{3Z\eta}{g}} \quad (3)$$

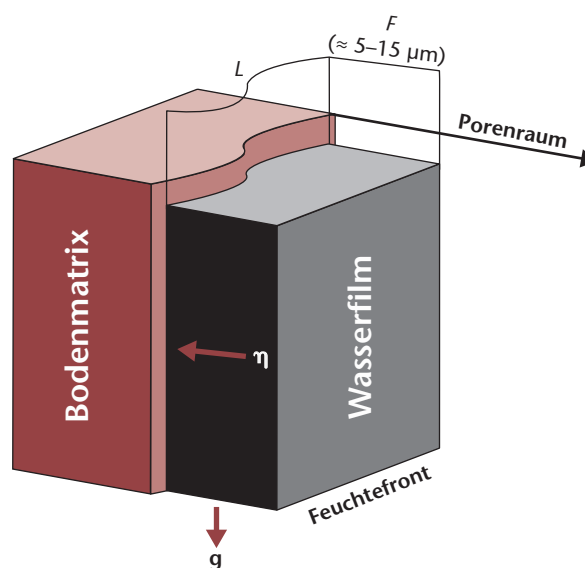


Abb 1 Modellvorstellung des Wasserflusses in Form von Wasserfilmen. L : Kontaktlänge zwischen mobilem Wasser und festen Bodenbestandteilen in der horizontalen Ebene, F : Filmdicke, η : Viskosität, g : Gravitation.

Unter Einbezug von ω_1 (Gleichung 1) kann anschliessend die Kontaktlänge L bestimmt werden:

$$L = \frac{\omega_1}{F} \quad (4)$$

Exemplarisch wird das Vorgehen zur Berechnung der horizontspezifischen Kontaktlänge L und Filmdicke F für einen Horizont gezeigt (Abbildung 3, Horizont H2):

1. Bestimmen der Ankunftszeit der Feuchtefronten t_W anhand der Wassergehaltswellen (Abbildung 2) für die Sonden S1 und S2.
2. Berechnen der Geschwindigkeit der Feuchtefront v_W zwischen den Sonden S1 und S2:

$$v_W = \frac{D_{S2} - D_{S1}}{t_{W,S2} - t_{W,S1}} \quad (5)$$

wobei D_{S1} und D_{S2} die Tiefen von Sonden 1 und 2 sind und $t_{W,S1}$ und $t_{W,S2}$ die Ankunftszeiten der Feuchtefronten bei Sonde 1 bzw. 2.

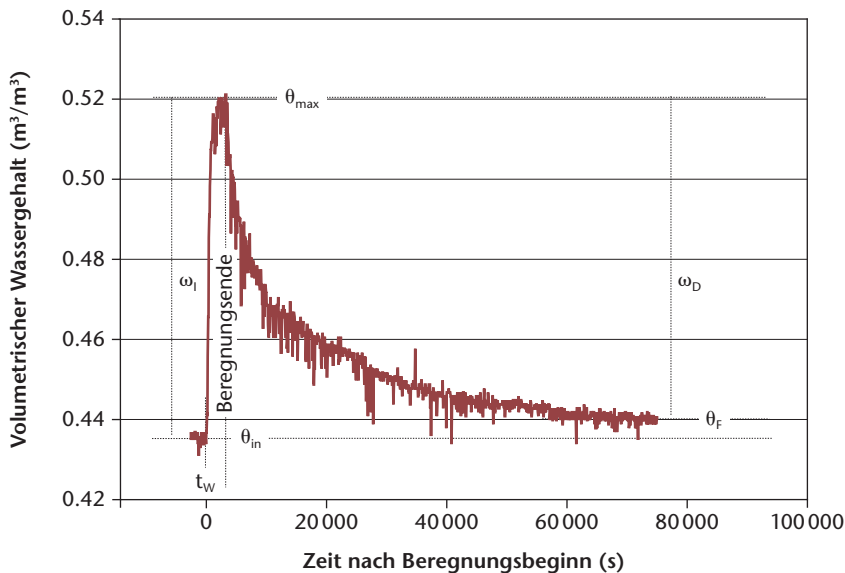


Abb 2 Beispiel einer aufgezeichneten Wassergehaltswelle. θ_{in} : Wassergehalt vor der Beregnung, θ_{max} : maximaler Wassergehalt während der Beregnung, θ_F : Wassergehalt nach 75 000 s, ω_I : Amplitude der Infiltration, ω_D : Amplitude der Drainage, t_W : Ankunftszeit der Feuchtefront.

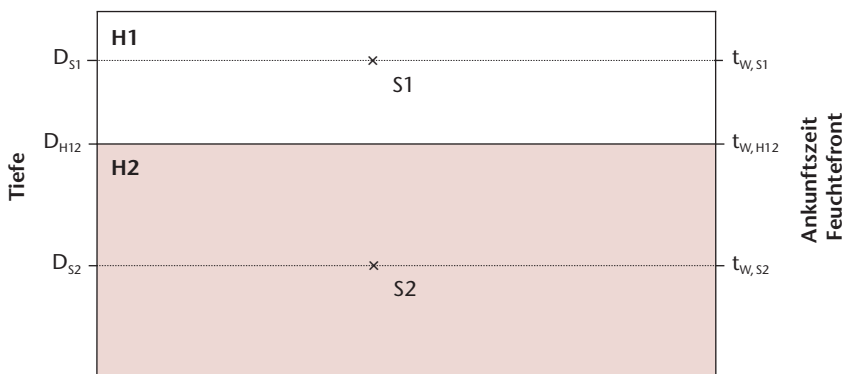


Abb 3 Vorgehen zur Berechnung der horizontspezifischen Filmdicken und Kontaktlängen. H1, H2: Horizont 1 und 2, H12: Grenze der Horizonte 1 und 2, x: TDR-Sonden 1 (S1) bzw. 2 (S2); t_W : Ankunftszeit der Feuchtefront, D_{S1} : Tiefe Sonde 1 ab Bodenoberfläche, D_{H12} : Tiefe Horizontgrenze H1/H2 ab Bodenoberfläche, D_{S2} : Tiefe Sonde 2 ab Bodenoberfläche.

3. Berechnen der Ankunftszeit der Feuchtefront an der Grenze zwischen Horizont 1 und 2 ($t_{W,H12}$):

$$t_{W,H12} = t_{W,S1} + \frac{D_{H12} - D_{S1}}{v_W} \quad (6)$$

4. Der Zeitpunkt $t_{W,H12}$ ist der Beginn des Wasserinputs t_0 für Horizont 2.
5. Aus der Ankunftszeit der Feuchtefront (Differenz zwischen $t_{W,S2}$ und $t_{W,H12}$) folgt die Filmdicke F (Gleichung 3) für Horizont 2.
6. Unter Einbezug des gemessenen ω_1 wird die horizontspezifische Kontaktlänge L berechnet (Gleichung 4).

Im obersten Horizont entspricht t_0 dem Beginn der Beregnung. Ein detaillierter Beschrieb der theoretischen Hintergründe ist in Germann et al (2007) zu finden.

Resultate

Wurzeldichten

Die spezifische Wurzeldichte RL wird in Wurzellänge pro Bodenvolumen (cm/cm^3) angegeben. Rund 90% der Gesamtwurzellänge bildeten die Feinwurzeln ($\varnothing \leq 2 \text{ mm}$). Mit Zunahme der Bodentiefe, die mit erhöhten Vernässungsgraden der Bodenhorizonte einhergeht, nahm die Wurzeldichte ab (Abbildung 4). Die durchschnittliche Wurzellänge pro Bodenvolumen betrug $1.23 \text{ cm}/\text{cm}^3$ in Oberböden (HG 1), $0.61 \text{ cm}/\text{cm}^3$ in nicht-hydromorphen Unterböden (HG 2), $0.32 \text{ cm}/\text{cm}^3$ in schwach vernässten Unterböden (HG 3), $0.11 \text{ cm}/\text{cm}^3$ in hydromorphen Unterböden (HG 4) und $0.03 \text{ cm}/\text{cm}^3$ in reduzierten Horizonten (HG 5). Die Abnahme der Wurzeldichte mit zunehmender Dauer der anaeroben Phasen im Boden entspricht den Erwartungen. Signifikante baumartenspezifische Unterschiede der Durchwurzelung konnten nicht festgestellt werden, was allerdings methodisch bedingt sein kann, da eine Pfahlwurzel mit der Bohrung kaum erfasst wird und zudem nicht zwischen lebenden und toten Wurzeln unterschieden wurde.

Hydrologische Parameter

Die Berechnung der Kontaktlängen und Filmdicken bedingt einen Anstieg des Wassergehaltes infolge der Beregnung. Bei $\omega_1 \geq 0.01 \text{ m}^3/\text{m}^3$ wurden Gleichungen 1 bis 4 angewendet, bei geringerer Amplitude der Infiltration wurde konstanter Wassergehalt angenommen. Abbildung 5 zeigt drei Wassergehaltswellen einer dritten Beregnung in Horizonten unterschiedlicher Hydromorphiegrade. Typischerweise nimmt die Amplitude der Infiltration ω_1 mit zunehmendem Hydromorphiegrad der Horizonte ab, der Ausgangswassergehalt vor der Beregnung hingegen zu. Im Gor-Horizont ist keine Reaktion auf die Beregnung ersichtlich, der Wasserfluss ist auf die langsame, gesättigte

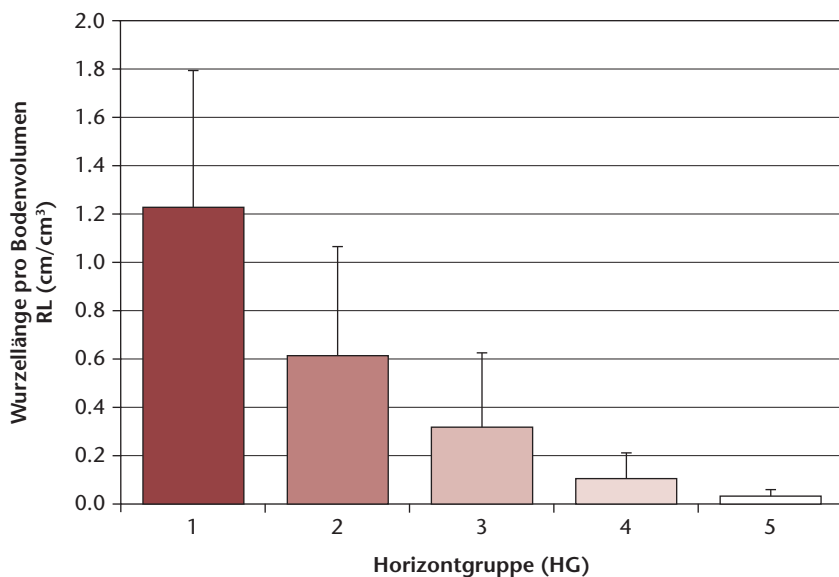


Abb 4 Durchschnittliche Wurzellängen pro Bodenvolumen der Horizontgruppen (HG). HG 1: Oberböden, HG 2: nicht vernässte Unterböden, HG 3: schwach vernässte Unterböden, HG 4: vernässte Unterböden, HG 5: dauernd wassergesättigte Unterböden.

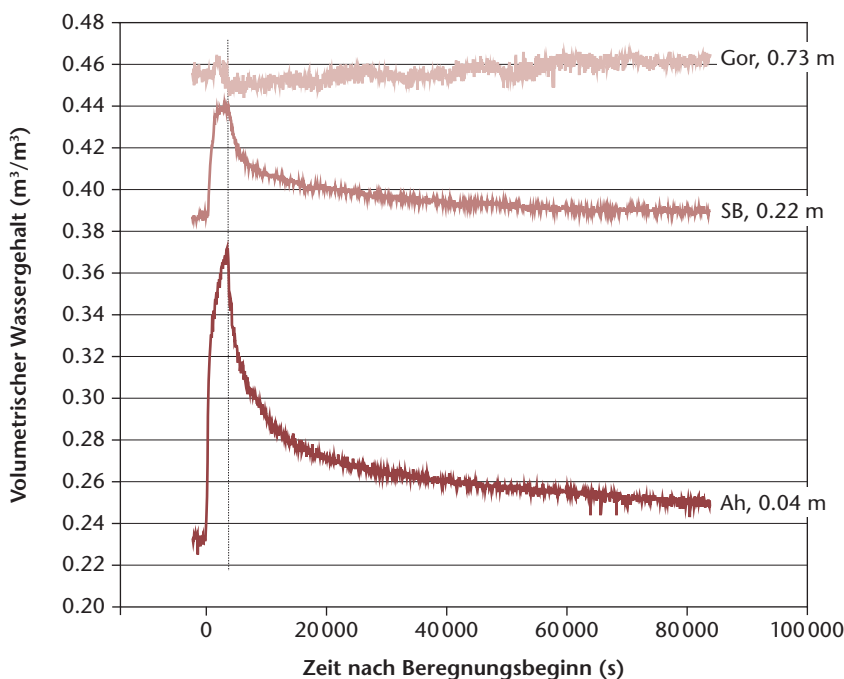


Abb 5 Wassergehaltswellen der dritten Beregnung in einem Profil in drei verschiedenen Tiefen. Die punktierte Linie kennzeichnet das Ende der Beregnung nach 3600 s.

Horizontgruppe (HG)	durchschnittliche Kontaktlänge (L) (m/m ²)	durchschnittliche Filmdicke (F) (in 10 ⁻⁶ m)	Stichprobenumfang (N)
HG 1: Oberböden	10743	7.46	16
HG 2: nicht vernässte Unterböden	4426	9.63	7
HG 3: schwach vernässte Unterböden	3004	9.71	9
HG 4: vernässte Unterböden	4357	7.41	8

Tab 1 Durchschnittliche Kontaktlängen und Filmdicken der Horizontgruppen 1 bis 4. Horizontgruppe 5 wurde nicht berücksichtigt, da nur bei einer Wassergehaltszeitreihe $\omega_1 \geq 0.01 \text{ m}^3/\text{m}^3$.

Leitfähigkeiten limitiert. Bei der dritten Beregnung reagierten rund 39% aller aufgenommenen Zeitreihen nicht auf die Beregnung. Diese Zeitreihen stammten, mit einer Ausnahme, von hydromorphen Horizonten.

Die Modellparameter (L und F) variierten unterschiedlich stark mit zunehmender Vernässungsintensität der Horizonte (Tabelle 1). Während die Kontaktlänge bei stärkerer Vernässung der Horizonte abnahm (mit Ausnahme von den schwach zu den stark vernässten Unterböden), war die durchschnittliche Filmdicke relativ unabhängig vom Hydromorphiegrad der Horizonte. Folglich beruhen die abnehmenden Amplituden der Infiltration ω_1 mit zunehmendem Hydromorphiegrad vor allem auf abnehmender Porosität (L).

Zusammenhang zwischen Wurzeldichten und hydrologischen Parametern

Um die Hypothese zu prüfen, dass ein grosser Teil der hydrologisch aktiven Poren im Boden (die durch die Kontaktlänge L beschrieben werden) durch Wurzeln gebildet wurden, wurde eine multiple lineare Regression angewendet. Als Prädiktoren für die Kontaktlänge flossen die Wurzeldichte RL, der initiale Wassergehalt θ_{in} , der pH, die Lagerungsdichte sowie die prozentualen Anteile von Sand, Schluff und Ton in die Analyse ein. Als bester Prädiktor erwies sich die Wurzeldichte, die rund 63% der Variabilität der Kontaktlänge L erklären konnte. Einzig die Berücksichtigung des Schluffanteils verbesserte das Modell leicht: R^2 stieg auf 0.66. Abbildung 6 zeigt die linearen Regressionen der dritten Beregnung zwischen der Wurzeldichte RL und L beziehungsweise F für alle Wassergehaltswellen mit $\omega_1 \geq 0.01 \text{ m}^3/\text{m}^3$. Zunehmende Wurzeldichten waren mit einer Erhöhung von L verbunden, während F tendenziell abnahm, wobei die Stärke des Zusammenhangs zwischen der Wurzeldichte und F mit $R^2=0.21$ deutlich schwächer war als diejenige zwischen Wurzeldichte und L ($R^2=0.63$). Um den Einfluss der Wurzeln auf die Infiltration horizontspezifisch zu beurteilen, wurden für die in Abbildung 4 eingeführten Horizontgruppen die Wurzeldichten RL mit den Kontaktlängen L und der Filmdicke F korreliert (Tabelle 2). In nicht hydromorphen Oberböden sowie hydromorphen Unterböden nahm die Kontaktlänge mit zunehmender Wurzeldichte signifikant zu, während in verbraunten Horizonten keine Erhöhung der Kontaktlänge mit der Wurzeldichte nachgewiesen werden konnte. Einzig in Oberbodenhorizonten konnte eine signifikante Abnahme der Filmdicke mit einer Zunahme der Wurzeldichte festgestellt werden.

Kontaktlänge L und Filmdicke F sind die Basisgrössen des Wasserflusses nach Germann et al (2007). Daraus lassen sich alle Grössen einer Wassergehaltswelle berechnen. Da in Oberbodenhorizonten signifikante Zusammenhänge zwischen der Wurzeldichte und F beziehungsweise L bestehen (Tabelle 2), lassen

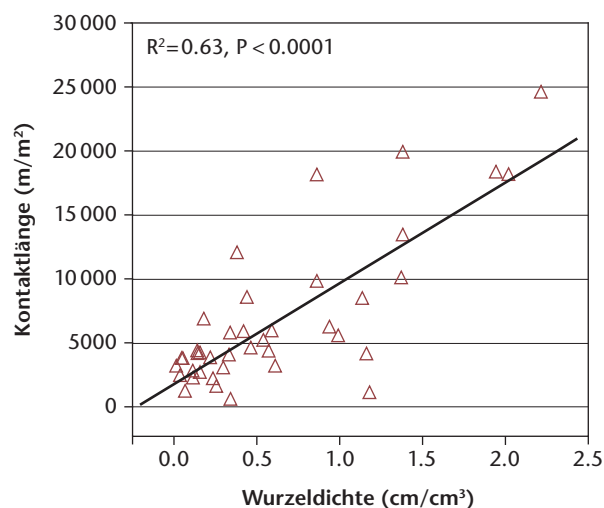
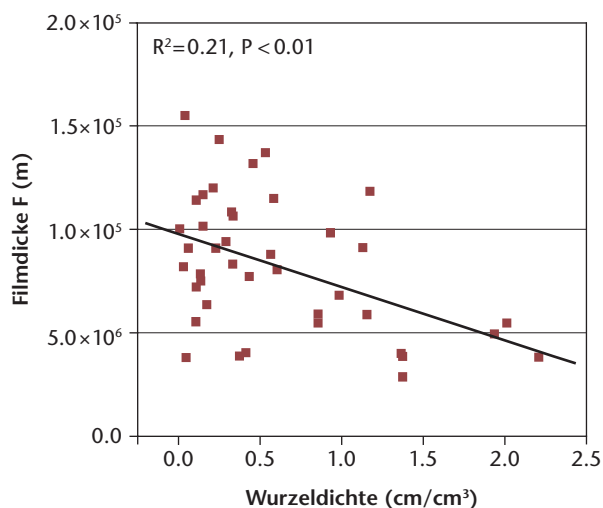


Abb 6 Filmdicke F und Kontaktlänge L in Abhängigkeit der Wurzeldichte bei der dritten Berechnung.

sich auf Basis der Wurzeldichten Wassergehaltswellen modellieren. Angenommen wird ein einstündiges Starkniederschlagsereignis (Dauer 3600 s, Beginn bei $t=0$ s) mit einer Intensität von 70 mm/h. Die aus den Wurzeldichten abgeleiteten Filmdicken F und Kontaktlängen L folgen aus den Regressionsgeraden. Details zur Berechnung der Wassergehaltswellen sind in Lange et al (2009) zu finden. Abbildung 7 zeigt die entsprechenden Wassergehaltswellen für eine Bodentiefe von 0.15 m. Eine Zunahme der Wurzeldichte führt zu einer Zunahme der Amplitude der Infiltration bis maximal $\approx 0.08 \text{ m}^3/\text{m}^3$ bei 1 bis 1.5 cm Wurzeln pro cm^3 Boden. Höhere Wurzeldichten würden gemäss der Modellrechnung zu einer abnehmenden Amplitude ω_I der Infiltration führen. Obwohl L weiter zunehmen würde, wäre die Abnahme von F so ausgeprägt, dass sich gemäss Gleichung 1 die Amplitude der Infiltration ω_I verringern würde.

drainierenden Poren, welche sich innerhalb von rund 20 Stunden vollständig entleerten. Eine Korrelation zwischen der Amplitude der Infiltration ω_I und derjenigen der Drainage ω_D ergibt ein R^2 von 0.95 bei einer Steigung der Korrelationsgeraden von 1.0, d.h., das von der Wassergehaltswelle durch Kapillarkräfte abstrahierte Wasservolumen ist vernachlässigbar. Wie Tabelle 1 zeigt, war die Filmdicke, und damit die Geschwindigkeit der Feuchtefront, relativ unabhängig von Bodeneigenschaften, während die stärker variierende Kontaktfläche L die unterschiedlichen Amplituden der Infiltration ω_I bewirkte. Dies ist in Analogie zu Germann & Hensel (2006), die nachwiesen, dass die Bodenart F nicht beeinflusste. Eine multivariate lineare Regressionsanalyse zeigte, dass die Wurzeldichte der beste Prädiktor für die Kontaktlänge war. Es darf daher angenommen werden, dass in hydromorphen Waldböden durch Wurzeln gebildete Poren den wichtigsten Faktor für die Wasserspeicherung bei hoher Bodenfeuchte darstellen. Diese Erkenntnis wird unterstützt von Noguchi et al (1997), die aufzeigten, dass in Oberböden auf einem Waldstandort rund 70% und in B-Horizonten rund 55% der Makroporen durch Wurzeln gebildet wurden.

Horizontgruppe (HG)	RL vs. L	RL vs. F
HG 1: Oberböden	0.53**	0.48**
HG 2: nicht vernässte Unterböden	0.21 n.s.	0.00 n.s.
HG 3: schwach vernässte Unterböden	0.26 n.s.	0.29 n.s.
HG 4: vernässte Unterböden	0.62**	0.29 n.s.

Tab 2 Korrelationskoeffizienten (R^2) zwischen der Wurzeldichte RL , der Kontaktlänge L und der Filmdicke F . n.s.: nicht signifikant, **: $P < 0.01$.

Diskussion

Einfluss der Wurzeln auf das Wasserspeichervermögen

Die Amplitude der Infiltration ω_I ist ein Mass für die kurzfristige Wasserspeicherung im Boden. Durch das angewendete Modell lässt sich eruieren, ob unterschiedliche Wasserspeichervermögen aufgrund veränderter Porosität, welche in den Wasserfluss involviert war, erfolgte (L) oder ob die Mächtigkeiten der Wasserfilme differenzierten (F ; Gleichung 1). Der Wasserspeicherraum bestand bei hohen Ausgangswassergehalten primär aus grösseren, rasch

Unter Berücksichtigung aller Horizonte führte eine höhere Wurzeldichte zu einer Zunahme der am Wasserfluss beteiligten Porosität und damit zu einer Erhöhung der Wasserspeicherleistung. Allerdings zeigten verbrauchte Horizonte bei hohem Ausgangswassergehalt keinen signifikanten Zusammenhang zwischen der Wurzeldichte und L . Möglicherweise führten Quellprozesse der Tonpartikel in diesen Horizonten zu einer Verengung der Hohlräume zwischen Wurzeln und der Bodenmatrix und damit zum fehlenden Zusammenhang zwischen der Durchwurzelungssituation und der Wasserspeicherung. In hydromorphen Horizonten, die in den untersuchten Standorten die grösste Mächtigkeit aufwiesen, korrelierte die Wurzeldichte signifikant mit L , was die Bedeutung tiefwurzelnder Baumarten unterstreicht. Eine Erhöhung der Wurzeldichte in vernässten Ho-

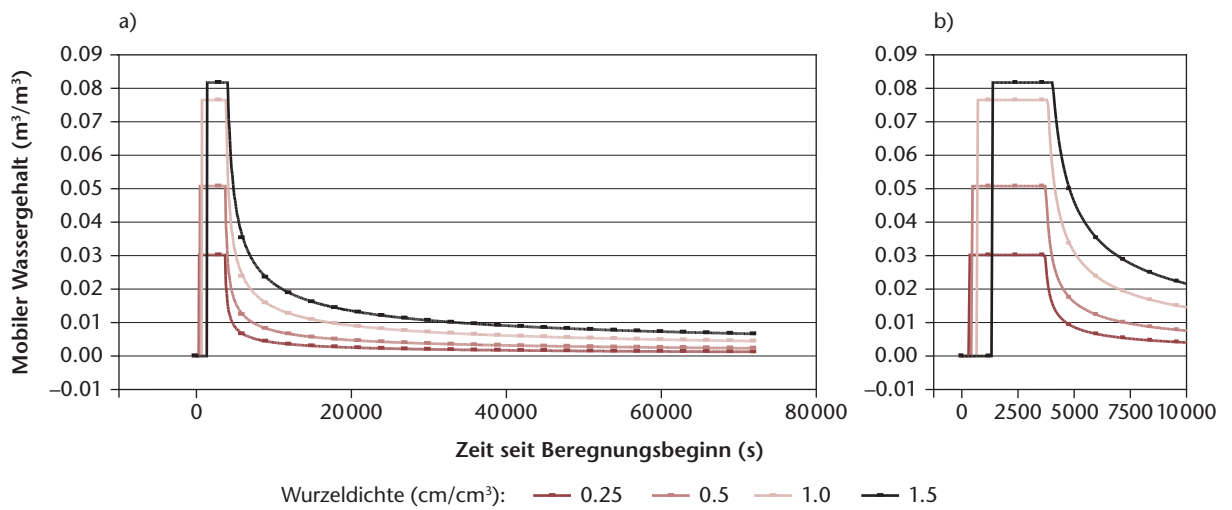


Abb 7 Modellierte Wassergehaltswellen nicht vernässter Oberböden in 0.15 m Bodentiefe unter Annahme unterschiedlicher Wurzel-dichten. a): einstündige Beregnung und anschliessende Drainage, b): erste 10 000 s der Beregnung und Drainage. Beregnungsdauer 3600 s, Beginn bei $t = 0$ s, Intensität 70 mm/h.

rizonten (HG 4) um 50% würde die Amplitude der Infiltration durchschnittlich von rund 0.03 auf 0.05 m^3/m^3 erhöhen (Berechnung auf Basis der signifikanten Korrelation zwischen der Wurzel-dichte und L ; F wurde nicht berücksichtigt, da der Zusammenhang nicht signifikant ist). Konkret könnten dabei pro 10 cm Bodentiefe 2 mm mehr Wasser gespeichert werden. Die Mächtigkeit der vernässten Horizonte (HG 4) überstieg immer 0.3 m, d.h. mit einer in dieser Horizontgruppe um 50% erhöhten Wurzel-dichte könnten mindestens 10% eines einstündigen Starkniederschlagsereignisses mit 100-jähriger Wiederkehrperiode zusätzlich im Boden gespeichert werden. Zudem war in HG 4 eine höhere Wurzel-dichte mit einer erhöhten Wahrscheinlichkeit verbunden, dass die Amplitude der Infiltration 0.01 m^3/m^3 überstieg: Bei den 13 untersuchten Horizonten mit Wurzel-dichten von weniger als 0.1 cm/cm^3 wies nur eine Messung $\omega_1 > 0.01 \text{ m}^3/\text{m}^3$ auf, während von den 13 Horizonten mit einer höheren Wurzel-dichte als 0.1 cm/cm^3 deren sieben eine Reaktion auf die Beregnung zeigten ($\omega_1 > 0.01 \text{ m}^3/\text{m}^3$). Die Modellierung der Wassergehaltswellen, ausgehend von der Wurzel-dichte in Oberböden, zeigte, dass die Amplitude der Infiltration ω_1 bis zu einem Grenzwert der Wurzel-dichte von rund 1.5 cm/cm^3 anstieg. Höhere Wurzel-dichten reduzierten ω_1 aufgrund der geringen Filmmächtigkeiten, die durch die zunehmenden Kontakt-längen nicht kompensiert werden konnten (Gleichung 1). Da Wurzel-dichten über 1.5 cm/cm^3 nur in drei von 67 untersuchten Horizonten gemessen wurden, ist das kaum praxisrelevant.

Anspruch an Hochwasserschutzwälder auf vernässten Böden

Hochwasserschutzwälder auf vernässten Böden sollen in erster Linie das Wasserspeichervermögen oberhalb der meist wassergesättigten, reduzierten Horizonte erhöhen. Die hier präsentierten Ergebnisse

zeigen, dass Wurzeln nicht in allen Horizonten die gleiche Wirkung auf das Wasserspeichervermögen aufweisen. Die Wurzel-dichte in Oberböden (1.23 cm/cm^3) führt gemäss Modellrechnung (Abbildung 7) bereits zu einer maximalen Wasserspeicherkapazität von rund 0.08 cm/cm^3 (in Realität ist die durchschnittliche ω_1 0.077 cm/cm^3). In hydromorphen Horizonten hingegen kann die Wasserspeicherkapazität durch erhöhte Wurzel-dichten positiv beeinflusst werden. Zum einen nimmt mit höherer Durchwurzelungsintensität die Wahrscheinlichkeit zu, dass vernässte Horizonte überhaupt kurzfristig Wasser aufnehmen können, zum anderen wird die Wasserspeicherung erhöht. Basierend auf den Ergebnissen dieser Studie ergeben sich folgende Anforderungen an Hochwasserschutzwälder auf vernässten Böden:

1. Tiefwurzelnende Baumarten, welche temporär anaerobe Bedingungen ertragen und in hydromorphen Horizonten wurzeln können, sollen gefördert werden.
2. Ein möglichst flächendeckendes Netzwerk von Wurzeln erhöht die Wasserspeicherkapazität. Grössere Bestandeslücken sind zu vermeiden.

Diese Erkenntnisse decken sich mit den Anforderungen an Hochwasserschutzwälder von Frehner et al (2005), wo eine stufige Bestockung mit hohem Deckungsgrad gefordert wird, um den potenziellen Wurzelraum maximal zu erschliessen. Aus waldbaulicher Sicht müssen zudem dem Potenzial für Naturverjüngung, der Stabilität gegenüber Störungen, ökonomischen und ökologischen Ansprüchen Rechnung getragen werden. ■

Eingereicht: 16. März 2010, akzeptiert (mit Review): 2. Oktober 2010

Dank

Die Autoren bedanken sich bei Philipp Mösch und Dieter Müller von der Waldabteilung 5 in Riggis-

berg (BE), die uns erlaubt haben, die Experimente in ihrem Revier durchzuführen. Roger Köchli von der Eidgenössischen Forschungsanstalt WSL hat uns bei der Feldarbeit unterstützt. Das Projekt wurde finanziell unterstützt von der COST-Aktion E38 (Woody Root Processes).

Literatur

- BADOUX A ET AL (2006) Investigations on the runoff generation at the profile and plot scales, Swiss Emmental. *Hydrol Process* 20: 377–394.
- ENGLER A (1919) Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. *Mitt Schweiz Anst forstl Vers.wes* 12: 1–626.
- FREHNER M, WASSER B, SCHWITTER R (2005) Nachhaltigkeit und Erfolgskontrolle im Schutzwald. Wegleitung für Pflegemassnahmen in Wäldern mit Schutzfunktion. Bern: Bundesamt Umwelt Wald Landschaft. 564 p.
- GERMANN P, HELBLING A, VADILONGA T (2007) Rivulet approach to rates of preferential infiltration. *Vadose Zone J* 6: 207–220.
- GERMANN PF, HENSEL D (2006) Poiseuille flow geometry inferred from velocities of wetting fronts in soils. *Vadose Zone J* 5: 867–876.
- JØRGENSEN PR ET AL (2002) Preferential flow and pesticide transport in a clay-rich till: Field, laboratory, and modeling analysis. *Water Resour Res* 38 (11). doi: 10.1029/2001WR000494
- LANGE B, LÜSCHER P, GERMANN PF (2009) Significance of tree roots for preferential infiltration in stagnic soils. *Hydrol Earth Syst Sci* 13: 1809–1821.
- LÜSCHER P, ZÜRCHER K (2003) Waldwirkung und Hochwasserschutz: Eine differenzierte Betrachtungsweise ist angebracht. *Freising: Bayer Landesanstalt Wald Forstwirtschaft, LWF-Bericht* 40: 30–33.
- NOGUCHI S, TSUBOYAMA Y, SIDLE RC, HOSODA I (1997) Spatially distributed morphological characteristics of macropores in forest soils of Hitachi Ohta experimental watersheds, Japan. *J For Res* 2: 207–215.
- OTT E, FREHNER M, FREY HU, LÜSCHER P (1997) Gebirgsnadelwälder. Bern: Haupt. 287 p.
- RÖTHLISBERGER G (1991) Chronik der Unwetterschäden in der Schweiz. Birmensdorf: Eidgenöss Forsch.anstalt Wald Schnee Landschaft, Ber 330. 125 p.
- ZIMMERMANN S, LUSTER J, BLASER P, WALTHERT L, LÜSCHER P (2006) Waldböden der Schweiz. Band 3. Region Mittelland und Voralpen. Bern: Hep. 847 p.

Einfluss der Wurzeln auf das Wasserspeichervermögen hydromorpher Waldböden

Im Rahmen dieser Studie wurde der Einfluss der Wurzeln auf das Wasserspeichervermögen hydromorpher Waldböden der nördlichen Schweizer Voralpen untersucht. Bei hoher Bodenfeuchte wurden Wassergehaltsvariationen als Reaktion auf simulierte einstündige Starkniederschläge auf Profilskala (1 m²) mit sogenannten «Time domain reflectometry» (TDR)-Sonden erfasst. Die gemessenen Wassergehaltsvariationen von 67 untersuchten Horizonten wurden mittels eines physikalischen Modells, das von gravitativ beschleunigtem und von der Viskosität gebremstem Wasserfluss in Form von Wasserfilmen entlang von Porenwänden ausgeht, ausgewertet (Rivulet Approach). Daraus resultierten die Kontaktlängen (ein Mass für den hydrologisch aktiven Porenraum) zwischen fließendem Wasser und den festen Bodenbestandteilen in der horizontalen Ebene.

Eine multiple lineare Regressionsanalyse aller untersuchten Horizonte zeigte, dass die Wurzelichte den höchsten Erklärungswert für die berechnete hydrologisch aktive Porosität (Kontaktlänge L) aufweist (R²=0.63). Eine grössere Wurzelichte war somit mit einer höheren am Wasserfluss beteiligten Porosität verbunden. Werden Horizonte unterschiedlicher Hydromorphiegrade einzeln betrachtet, war der Zusammenhang zwischen der Wurzelichte und L nur in Oberböden und hydromorphen Unterböden signifikant, während diese Relation in verbrauchten Horizonten nicht nachweisbar war. Modellrechnungen zeigen, dass eine Erhöhung der Wurzelichte um 50% in hydromorphen Unterböden das kurzfristige Wasserspeichervermögen von 0.03 auf 0.05 m³/m³ vergrössern würden. In Oberböden dagegen würde eine grössere Wurzelichte das Retentionsvermögen nicht verbessern. Um das Wasserspeicherpotenzial und die Wirkung von Hochwasserschutzwäldern auf hydromorphen Böden zu optimieren, wird deshalb die Förderung tiefwurzelnder Baumarten, deren Wurzeln zeitweise anaerobe Verhältnisse ertragen, vorgeschlagen.

Influence des racines sur la capacité de rétention d'eau des sols hydromorphes

Dans le cadre de cette étude, l'influence des racines sur la capacité de rétention d'eau des sols forestiers hydromorphes des Préalpes du nord suisses a été examinée. En présence d'une humidité élevée du sol, de fortes précipitations d'une durée d'une heure à l'échelle du profil (1 m²) ont été simulées, et les variations de la teneur en eau mesurées avec des sondes TDR (time domain reflectometry). Les variations de la teneur en eau mesurées dans les 67 horizons étudiés ont été évaluées avec un modèle physique utilisant un flux d'eau accéléré par la gravité et freiné par la viscosité sous forme de fines pellicules d'eau le long des parois des pores (Rivulet Approach). En résultent les longueurs de contact (une mesure pour l'espace poreux hydrologiquement actif) dans le plan horizontal entre l'eau courante et les composants fixes du sol. Une analyse de régression linéaire multiple de tous les horizons étudiés démontre que la densité des racines explique le mieux les valeurs de la porosité hydrologiquement active (longueur de contact L) calculée (R²=0.63). Une densité élevée des racines est de ce fait liée à une porosité élevée qui contribue à l'écoulement de l'eau. Lors de la comparaison d'horizons qui présentent différents degrés d'hydromorphie, cette relation entre la densité des racines et L n'a été significative que pour les horizons supérieurs ainsi que pour les horizons hydromorphes inférieurs. En revanche, cette relation n'a pas pu être établie pour les horizons brunifiés. Les modélisations démontrent qu'une augmentation de 50% de la densité des racines dans les horizons hydromorphes inférieurs augmenterait la capacité de stockage à court terme de l'eau de 0.03 à 0.05 m³/m³. Par contre, dans les horizons supérieurs, une densité plus élevée des racines n'améliorerait pas la capacité de rétention. Afin d'optimiser le potentiel de stockage de l'eau et de rendre les forêts de protection plus performantes contre les crues, il est donc proposé de favoriser des essences aux racines profondes supportant des conditions parfois anaérobies sur des sols hydromorphes.