Professur für Hydrologie

Institut für Geo- und Umweltwissenschaften der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Ekaterina Semenova

Infiltrationsprozesse auf einer glazialen Chronosequenz – Präferentieller Fluss



Masterarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Markus Weiler Freiburg im Breisgau, Januar 2019

Professur für Hydrologie

Institut für Geo- und Umweltwissenschaften der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Ekaterina Semenova

Infiltrationsprozesse auf einer glazialen Chronosequenz – Präferentieller Fluss

Referent: Prof. Dr. Markus Weiler

Korreferent: Prof. Dr. Michael Scherer-Lorenzen

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich von ganzem Herz bedanken bei:

Herrn Prof. Dr. Markus Weiler für die Vergabe des Themas und die Betreuung während der Arbeit.

Herrn Prof. Dr. Michael Scherer-Lorenzen für die Übernahme des Korreferats.

Anne Hartmann für die umfangreiche Hilfe in der Geländearbeit, die Tipps, die Unterstützung während der Arbeit und die Übernahme des Korrekturlesens.

Den Mitarbeitern des Instituts für Hydrologie: Britta Kattenstroth für die Hilfe in der Vorbereitung zur Geländearbeit, Dominic Demand für die nützlichen Tipps, Hannes Leistert für die Bereitstellung des Programms für die Bildauswertung.

Danke an HILLSCAPE-Team: Moritz Lesche für die Hilfe im Gelände, Ludwig Treuter und Florian Lustenberger für die Kooperation und den Datenaustausch.

Danke an die Freiburger Hydrologen Jahrgang 2016, die mich während des ganzen Studiums unterstützt haben.

Danke an DFG und SNF für die Bewilligung und die finanzielle Unterstützung des Projektes.

Eine besondere Dankbarkeit geht allen voran an meine Eltern, Dr. Galina Arbeth und Hans-Joachim Arbeth, die mich immer und in allem unterstützt und mir dieses Studium ermöglicht haben.

Inhaltsverzeichnis

V	erzeich	nis d	er Abbildungen im Text	III
V	erzeich	nis d	er Tabellen im Text	VI
V	erzeich	nis d	er Abbildungen im Anhang	VII
A	bkürzuı	ngen	und Einheiten	VIII
K	urzfass	ung .		IX
A	bstract.			X
1.	Einl	eitun	g	1
2.	The	oretis	sche Grundlagen und Stand der Forschung	2
	2.1.	Klir	nawandel und Gletscherschmelze	2
	2.2.	Bod	enentwicklung und Bodeneigenschaften	3
	2.3.	Obe	rflächlicher und unterirdischer Abfluss	4
	2.3.	1.	Oberflächliche Fließprozesse	5
	2.3.2	2.	Unterirdische Fließprozesse	6
	2.3.3	3.	Matrixfluss	7
	2.3.4	4.	Präferentieller Fluss	8
	2.4.	Einf	lussfaktoren	11
	2.4.	1.	Oberflächen- und Grundgesteinstopografie	11
	2.4.2	2.	Vegetation	12
	2.4.3	3.	Niederschlagsintensität und -höhe	14
	2.4.4	4.	Bodeneigenschaften	15
	2.5.	Wis	senslücke und Fazit	16
3.	Prob	olems	stellung und Zielsetzung	18
4.	Das	Unte	ersuchungsgebiet	19
5.	Met	hodil	C	22
	5.1.	Bod	eneigenschaften	22
	5.2.	Trac	cerauswahl und Beregnungsversuch	22
	5.3.	Bild	lanalyse	24
	5.3.	1.	Geometrische Korrektur	25
	5.3.2	2.	Hintergrundsubtraktion und Farbausgleich	25
	5.3.3 Obje		Klassifizierung der gefärbten und dunklen Bereiche und d	
	J		lyse der Fließmuster	23

	5 1 1	1	Vartificate Elia Omeratari	26
	5.4.		Vertikale Fließmuster	
	5.4.2		Horizontale Fließmuster	
6.	Erge	ebniss	se	29
6	.1.	Bod	eneigenschaften	29
6	.2.	Bere	egnungsversuche	31
	6.2.	1.	Beregnungsversuche für die 10 ka	31
	6.2.2	2.	Beregnungsversuche für die 3 ka	33
	6.2.3	3.	Beregnungsversuche für die 1860er	34
	6.2.4	4.	Bergungsversuche für die 1970er	35
6	.3.	Vert	ikale Infiltrationsmuster	36
	6.3.	1.	Volumendichte (VD) und SPW	36
	6.3.2	2.	Oberflächendichte (SD)	41
	6.3.3	3.	Bestimmung der dominierenden Fließprozesse	45
6	.4.	Hori	zontale Infiltrationsmuster	49
6	.5.	Einf	luss der steuernden Faktoren	59
7.	Disk	cussic	on	63
7	.1.	Bere	egnungsversuche und Datenerhebung	63
7	.2.	Ang	ewandte Methodik der Bildauswertung	64
7	.3.	Fliel	Bmuster und Fließprozesse	64
	7.3.1 Fakt		Vertikale Infiltrationsmuster im Zusammenhang mit den	
		2. toren	Horizontale Infiltrationsmuster im Zusammenhang mit den	
7	.4.	Wei	terer Forschungsbedarf	72
8.	Fazi	t		74
Lite	eratury	verze	ichnis	76
Ehr	enwö	rtlich	e Erklärung	84
Anl	nang A	4		85
Anl	nang (C: die	ritale Anhang	92

Verzeichnis der Abbildungen im Text

Abbildung 1 Fundamentales hydrologischen System (Winter 2001)	4
Abbildung 2 Konzeptionelle Darstellung der Abflussbildung im Hang (Bachmair und	
Weiler 2011)	5
Abbildung 3 Oberflächenabfluss am Hang: a) infolge von Infiltrationsüberschuss (HOI	F);
b) infolge von Sättigungsüberschuss (SOF) (Fohrer 2016)	5
Abbildung 4 Mechanismen, die hydrologische Prozesse beeinflussen können (Bachmai und Weiler 2011)	
Abbildung 5 Wasserkreislauf für bewaldete Flächen (Levia und Germer 2015)	12
Abbildung 6 Beobachtete räumliche Verteilung der unterirdischen Sättigung an der	
Grenzfläche zwischen Boden und Grundgestein mit zunehmendem Niederschlag.	
Die abgeschatteten Flächen stellen die Bereiche dar, in denen eine transiente	
Sättigung des Untergrundes beobachtet wurde; der nicht schattierte Bereich gibt d	len
Bereich an, in dem keine Sättigung des Untergrundes beobachtet wurde (Tromp-v	⁄an
Meerveld und McDonnell 2006)	15
Abbildung 7 Untersuchungsgebiet (Google Maps 07.11.18)	19
Abbildung 8 Längenänderung des Steingletschers (Gletscherberichte (1881-2017) 2018	8)
	20
Abbildung 9 Gesteinsklassen	20
Abbildung 10 Bodentyp des Untersuchungsgebietes. Der Untersuchungsstandort ist mi	it
rotem Marker bezeichnet	21
Abbildung 11 Untersuchungsgebiet mit Lage der Moränen	21
Abbildung 12 Schematische Darstellung der Versuchsfläche (eigene Darstellung)	23
Abbildung 13 Fließprozessen in Böden (Weiler und Flühler 2004)	27
Abbildung 14 Porosität des Bodens in der Abhängigkeit von der Tiefe und Bodenalter	
(Darstellung: Anne Hartmann)	29
Abbildung 15 Lagerungsdichte in Abhängigkeit von der Tiefe und Bodenalter	
(Darstellung: Anne Hartmann)	30
Abbildung 16 Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe und	
Bodenalter (Darstellung: Fabian Maier)	31
Abbildung 17 Profilwand mit der Verwitterungsschicht, Plot 1	32
Abbildung 18 Anthropogen entstehende Makropore	32
Abbildung 19 Undurchlässiger Bereich, der durch Grasfläche entsteht	33
Abbildung 20 Profilwand: Standort 1, 3 ka	
Abbildung 21 Profilwand: Standort 2, 1860er	34
Abbildung 22 Profilwand bei Standort 2, 1970er: Wasserflecke ab 70 cm. Tiefe	35
Abbildung 23 Gefärbte Flächen unterhalb des Beregnungsplot bei der 1970er	36
Abbildung 24 Ein vertikales Infiltrationsmuster (1860er, Plot 3)	36
Abbildung 25 Volumendichte (VD)und Skelettgehalt für die 10 ka	37
Abbildung 26 Volumendichte (VD) und Skelettgehalt für die 3 ka	38
Abbildung 27 Volumendichte (VD) und Skelettgehalt für die 1860er	40
Abbildung 28 Volumendichte (VD) und Skelettgehalt für die 1970er	41
Abbildung 29 Oberflächendichte (SD) für die 10 ka	42

Abbildung 30 Oberflächendichte (SD) für die 3 ka	43
Abbildung 31 Oberflächendichte (SD) für die 1860er	44
Abbildung 32 Oberflächendichte (SD) für die 1970er	45
Abbildung 33 Dominierende Fließprozessen für die 10 ka Moräne, durch Tiefer	
dargestellt. (A) bis (C) ist Plot 1, (D) bis (F) Plot 2, (G) bis (I) Plot 3	46
Abbildung 34 Dominierende Fließprozesse für die 3 ka Moräne, durch Tiefenfu	ınktion
dargestellt. (A) bis (C) ist Plot 1, (D) bis (F) Plot 2, (G) bis (I) Plot 3	47
Abbildung 35 Dominierende Fließprozessen für die 1860er Moräne, durch Tief	enfunktion
dargestellt. (A) bis (C) ist Plot 1, (D) bis (F) Plot 2, (G) bis (I) Plot 3	48
Abbildung 36 Dominierende Fließprozesse für die 1970er Moräne, durch Tiefer	nfunktion
dargestellt. (A) bis (C) ist Plot 1, (D) bis (F) Plot 2, (G) bis (I) Plot 3	49
Abbildung 37 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedene Tiefen des l	Profils, 3
ka Moräne, Plot 1 (unten)	51
Abbildung 38 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedenen Tiefen des	Profils, 3
ka Moräne, Plot 2 (Mitte)	52
Abbildung 39 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedenen Tiefen des	Profils, 3
ka Moräne, Plot 3 (oben)	53
Abbildung 40 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedene Tiefen des l	Profils,
1860er Moräne, Plot 1 (rechts)	54
Abbildung 41 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedene Tiefen des l	Profils,
1860er Moräne, Plot 2 (Mitte)	55
Abbildung 42 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedene Tiefen des l	Profils,
1860er Moräne, Plot 3 (links)	56
Abbildung 43 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedene Tiefen des l	Profils,
1970er Moräne, Plot 1 (rechts)	57
Abbildung 44 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedene Tiefen des l	Profils,
1970er Moräne, Plot 2 (Mitte)	58
Abbildung 45 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedene Tiefen des l	Profils,
1970er Moräne, Plot 3 (links)	
Abbildung 46 Mittlere Tiefe der Infiltration für jede Moräne in der Abhängigke	
Intensität	
Abbildung 47 Tracermenge im Profil in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte [V	_
Abbildung 48 Tracermenge im Profil in der Abhängigkeit von der Dicke der St	
[cm]	
Abbildung 49 Zwei vertikale Schnitte (3 ka, Plot 2): 10 und 50 cm Schnitte, 60	
Intensität. Sehr starker Unterschied zwischen den gefärbten Flächen, was d	
verschiedene Boden- und Vegetationseigenschaften erklärt werden könnte	
Abbildung 50 1970er Moräne, Plot 1. Breite Farbverteilung durch ganzes Profil	
durch Steine unterbrochen ist.	
Abbildung 51 Standort 3 bei der 10 ka Moräne: durch Steine und Wurzeln ausg	
Infiltrationsmuster	
Abbildung 52 Standort 1, 3 ka Moräne. Steinige und klüftige Bodenstruktur im	
Abbildung 53 Standort 3, 3 ka Moräne. Die Grasflächen treten als Barriere für d	
auf	67

Abbildung 54 Undurchlässige Schicht direkt unter der Bodenoberfläche, 1860er Moräne) ,
Standort 2	68
Abbildung 55 Die 1860er Moräne: Einfluss von Topografie und nicht gleichmäßiger	
Infiltrationsmuster6	69
Abbildung 56 1970er Moräne, Standort 1. Geöffnete Profil, von links nach rechts: 20, 40	0,
60 mm h ⁻¹	70
Abbildung 57 Beispiel einem horizontalen Schnitt, 1860er Moräne, Plot2, 30 cm Tiefe,	
40 mm h-1	71

Verzeichnis der Tabellen im Text

Tabelle 1 Intensitätsse	hema	24
Tabelle 2 Anteil an Tr	acer im Profil und Bodenfeuchte (arithmetisch gemittelt vom	
Bodensensoren)		60

Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

Abbildung 58 10 ka Moräne, Standort 1 (rechts). BB-Standort ist mit rotem Marker
bezeichnet85
Abbildung 59 10 ka Moräne, Standort 2 (Mitte). BB-Standort ist mit rotem Marker
bezeichnet85
Abbildung 60 10 ka Moräne, Standort 3 (links). BB-Standort ist mit rotem Marker
bezeichnet86
Abbildung 61 3 ka, Standort 1 (unten). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet86
Abbildung 62 3 ka, Standort 2 (Mitte). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet 87
Abbildung 63 3 ka, Standort 3 (oben). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet 87
Abbildung 64 1860er, Standort 1 (rechts). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet
88
Abbildung 65 1860er, Standort 2 (Mitte). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet 88
Abbildung 66 1860er, Standort 3 (links). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet.89
Abbildung 67 1970er Moräne, Standort 1 (rechts). BB-Standort ist mit rotem Marker
bezeichnet89
Abbildung 68 1970er Moräne, Standort 2 (Mitte). BB-Standort ist mit rotem Marker
bezeichnet90
Abbildung 69 1970er Moräne, Standort 3 (links). BB-Standort ist mit rotem Marker
bezeichnet90
Abbildung 70 Skatterplot mit der Standartabweichung, der Zusammenhang zwischen dem
Tracer und den Vegetations- und Bodeneigenschaften darstellt91

Abkürzungen und Einheiten

BB Brilliant Blue FCF ca. circa cm Zentimeter DFG Deutsche Forschungsgemeinschaft DP Tiefenversickerung g Gramm g/cm3 Gramm pro Kubikzentimeter HOF Hortonischer Oberflächenabfluss
cmZentimeterDFGDeutsche ForschungsgemeinschaftDPTiefenversickerunggGrammg/cm3Gramm pro Kubikzentimeter
DFG DP Tiefenversickerung g Gramm g/cm3 Gramm pro Kubikzentimeter
DP Tiefenversickerung g Gramm g/cm3 Gramm pro Kubikzentimeter
g Gramm g/cm3 Gramm pro Kubikzentimeter
g/cm3 Gramm pro Kubikzentimeter
-
HOF Hortonischer Oberflächenabfluss
1101 Trontomoener Overnaenenaentuss
1 Liter
1 h ⁻¹ Liter pro Stunde
mm Millimeter
mm h ⁻¹ Millimeter pro Stunde
mm/hr Millimeter pro Stunde
MF Matrixfluss
PF Präferentieller Fluss
SD Oberflächendichte (,surface density') [-/cm]
SNF Schweizerischer Nationalfonds
SPW Breite des Objektes (,stained path width') [mm]
SSF Zwischenabfluss
VD Volumendichte (,volume density') [-]

Kurzfassung

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Infiltrationsprozesse und präferentieller Fluss in einer glazialen Chronosequenz in den schweizerischen Zentralalpen untersucht. Die Chronosequenz bestand aus vier Moränen unterschiedlichen Alters und Bewuchses. Ziel der Arbeit war die Bestimmung des Unterschiedes zwischen den Infiltrationsprozessen und präferentiellem Fluss auf den Böden unterschiedlichen Alters und Bewuchs. Dafür wurden Beregnungs- und Farbtracerexperimente unter Verwendung der Brilliant-Blue FCF Farbtracer durchgeführt. Anhand der Tracerversuche lassen sich die präferentiellen Fließwege bestimmen und die dominierenden Fließprozesse im Boden erforschen. Um diese Fließprozesse zu beschreiben, wurden die stereologischen Parameter benutzt.

Durch Farbtracerversuche konnten die Fließprozesse im Boden erfasst werden und es wurde bewiesen, dass sich die präferentiellen Fließwege je nach Bodenalter und Vegetation wesentlich voneinander unterscheiden. Die Infiltrationsmuster wurden durch Bildauswertung untersucht und qualitativ sowie quantitativ beschrieben. Die Bildauswertung war in zwei Schritte eingeteilt: als erstes waren alle Anfangsbedingungen durch die Bildkorrektur auszugleichen, danach wurden die erfassten Fließmuster ausschließlich ausgewertet und analysiert.

Als dominierende Fließprozesse für die alten glazialen Moränen wurde der Makroporenfluss langsamer und gemischter Interaktion bestimmt, wobei für die jungen Böden kein Einfluss von präferentiellem Fluss auf unterirdische Wasserbewegung nachgewiesen wurde, während als dominierender Prozess der Matrixfluss festgestellt wurde. Die Boden- und Vegetationseigenschaften spielen dabei eine entscheidende Rolle und können die Infiltrationsmuster stark beeinflussen. Die Ergebnisse lassen deutlich sagen, dass die Zeit einen signifikanten Einfluss auf den präferentiellen Fluss hat, wobei die Zeit die Parameter steuert, die eine signifikante Wirkung auf Wassertransport und präferentielle Fließwege haben. Dies bestätigt wiederum die Annahme, dass alle Veränderungen in den hydrologischen Systemen ein Ergebnis der Wechselwirkungen zwischen Wasser, Boden, Klima und Biota sind, die einander beeinflussen

Schlagwörter: Chronosequenz, Beregnungsversuch, Tracerversuch, Brilliant-Blue, präferentieller Fluss, Infiltration, Bildauswertung

Abstract

The subject of this master thesis is the investigation of infiltration processes and preferential flow in a glacial chronosequence in the Central Alps, Switzerland. The chronosequence consisted of four moraines of different ages and vegetation cover. The aim of the work was to determine the difference between the infiltration processes and preferential flow on soils of different ages and vegetation. Irrigation and dye tracer experiments were performed using Brilliant-Blue FCF dye tracer. The dye tracer experiments allowed to determine the preferential flow paths and to examine the dominant flow processes in soils of different age. Stereological parameters were used to describe these flow processes.

Dye tracer experiments were used to determine the flow processes in the soil and it was proven that the preferential flow paths are significantly depending on soil's age and vegetation. The infiltration patterns were investigated by image processing analysis and described qualitatively and quantitatively. The image processing analysis was divided into two steps: first, all initial conditions were compensated by the image correction, then the recorded flow patterns were evaluated and analyzed.

As for the dominant flow processes, the macropore flow of slow and mixed interaction was determined as such for the old glacial moraines; whereas for the young soils, no influence of preferential flow on the subsurface flow was detected. For young soils, the matrix flow was determined as the dominant flow process. Soil and vegetation properties play an important role and can strongly influence infiltration patterns. The results clearly indicate that time has a significant influence on preferential flow, controlling the parameters that have a influence on water transport and preferential flow paths. This in turn confirms the assumption that all changes in hydrological systems are a result of interactions between water, soil, climate and biota that influence each other.

Keywords: chronosequence, irrigation experiment, dye tracer experiment, Brilliant blue, preferential flow, infiltration, image processing analysis.

1. Einleitung

Die vorliegende Masterarbeit wurde im Rahmen des interdisziplinaren Projektes HILLSCAPE (HILLSlope Chronosequence And Process Evolution) gefertigt. Das Projekt beschäftigt sich damit, die vertikalen und lateralen Fließprozesse und Verteilungen von Wasser und Materie an Hanglagen zu erforschen (DFG 2018).

Viele Studien beschäftigen sich -mit der Erforschung grundlegender hydrologischer Prozesse in Bergregionen, da sich anhand solcher Einzugsgebiete die Interaktion zwischen Klima und Hydrologie beschreiben lässt. Alpine Einzugsgebiete spielen eine wichtige Rolle für den globalen Wasserkreislauf und helfen die klimatischen, meteorologischen, glaziologischen und hydrologischen Phänomene auf der lang- und kurzfristigen Zeitskala zu erklären (Alaoui et al. 2014).

Da das Wissen über die hydrologische Dynamik in Hanglagen sehr gering ist, aber eine wichtige Bedeutung hat, ist es notwendig die hydrologischen und geomorphologischen Prozesse auf der Hangskala zu verstehen (Bachmair und Weiler 2012). In Hängen werden Niederschlag oder Schneeschmelzen sowohl vertikal, als auch lateral transportiert. Der Boden, das Wasser und die Atmosphäre auf den Hängen integrieren miteinander und beeinflussen einander wesentlich. Die Entschlüsselung der Wechselwirkungen von Boden, Wasser und Atmosphäre ist wichtig für das Verständnis der hydrologischen Dynamik und kann wesentlich zu deren Vorhersage beitragen (Bachmair und Weiler 2012). Zahlreiche experimentelle Studien zeigten, dass die Prozesse auf der Hangskala nicht linear sind. Das bedeutet, dass Output und Input nicht proportional zueinander verhalten. Um das System besser zu verstehen, ist es notwendig die grundlegenden hydrologischen Prozesse, die auf der Hangskala stattfinden, grundsätzlich zu erforschen (Bachmair und Weiler 2011).

Im Rahmen des Projektes wurden sowohl ober-, als auch unterirdische hydrologische Prozesse im Zusammenhang mit Vegetation, Bodeneigenschaften und Alter untersucht. Viele Studien über die glazialen Chronosequenzen (Einfluss der Zeit auf die chemischen Eigenschaften und Verwitterung) analysieren und beschreiben alle Parameter hauptsächlich aus monodisziplinärer Sicht. Die Zusammenhänge zwischen Wasser, Böden, Vegetation und Stofftransport auf glazialen Moränen wurden bislang jedoch nur wenig untersucht, was das HILLSCAPE-Projekt als wichtige interdisziplinare Studie darstellt. Der Schwerpunkt der vorliegenden Masterarbeit liegt auf der Untersuchung präferentieller Fließwege in Böden unterschiedlichen Alters und Bewuchses. Das Ziel ist es Unterschiede in den Fließmustern in Böden unterschiedlichen Alters zu erforschen und zu verstehen welche Einflussfaktoren diese Unterschiede bedingen. Um dies zu untersuchen, werden Tracerversuche unter Verwendung eines Farbtracers durchgeführt.

2. Theoretische Grundlagen und Stand der Forschung

2.1. Klimawandel und Gletscherschmelze

Das Problem Klimawandel ist seit dem 19. Jahrhundert bekannt und weitgehend diskutiert, seitdem S. Arrhenius seine Forschungen über die zunehmenden Zeichen des Klimawandels im Jahr 1896 veröffentlicht hat (Voss 2010). Heute ist davon auszugehen, dass der Klimawandel sowohl durch natürliche, als auch durch anthropogene Beeinflussung stattfindet und globale Änderungen in der Natur verursacht (He und Tang 2008; Bogdal et al. 2011). Klima und Klimawandel lassen sich gut durch verschiedene statistische Merkmale beschreiben. In den letzten Jahrzehnten hat der Klimawandel die Veränderung der Atmosphäre verursacht, was wiederum Konsequenzen für den globalen Wasserkreislauf hat (Fohrer 2016). Vor allem Gletschergebiete reagieren empfindlich auf den Klimawandel. Historische Daten über die Gletscherveränderungen lassen deutlich die Klimavariabilität der Vergangenheit erkennen (Schimmelpfennig et al. Gletscherschmelze und -rückgänge finden seit mehreren Jahrhunderten statt. Allein im Zeitraum von 1999 bis 2008 haben die Gletscher in den Alpen bis zu 12 % ihres Volumens verloren (Bogdal et al. 2011; Heckmann et al. 2016). Wichtig ist es zu berücksichtigen, dass obwohl durch Gletscherschmelzung viel Schmelzwasser produziert wird, solche Prozesse auf der langfristigen Zeitskala zur Abnahme des spezifischen Abflusses führen. Letztendlich kann dies dazu führen, dass sich das Abflussregime des Einzugsgebietes komplett verändert. Da Gletschereinzugsgebiete wichtiger Wasserspeicher darstellen, die den Abfluss auf verschiedenen Zeitskalen steuern können, kann der Rückgang von Gletschern zu Konsequenzen für den globalen Wasserkreislauf führen (Fohrer 2016). Der Gletscherrückgang hinterlässt Moränensysteme, die zur Untersuchung der zeitlichen Entwicklung von Ökosystemen dienen können und die klima- und naturwissenschaftlichen Aspekte und deren Änderung erforschen lassen (Kerschner 2009; Bernasconi et al. 2011). Dazu ist die Bestimmung des Moränenalters wichtig, was durch unterschiedliche Isotopen oder mit Hilfe der Dendrochronologie möglich ist (Fitze 1982; Freudiger et al. 2018). Die Methoden zeigen sowohl Vor- als auch die Nachteile, jedoch erfolgt die Bestimmung ziemlich genau. Die Moränen nehmen oft die Rolle des Puffermechanismus ein: Das Niederschlag- und Schmelzwasser kommt nur langsam durch den Ablagerungskörper hindurch, was demzufolge zu einem kontinuierlichen Basisabfluss führt (Langston et al. 2011). Die Mechanismen, die dabei stattfinden, sind jedoch bislang nur gering untersucht, da die Moränen ein komplexes hydrologisches System mit miteinander verbundenen tiefen und flachen Komponenten sind. Der Durchfluss durch solche Untergrundkörper ist ein wichtiger Teil des Wasserkreistransportes von Hängen, deren Erforschung sich als schwierig darstellt (Tromp-van Meerveld et al. 2007; Langston et al. 2011). Moränengebiete lassen die grundlegenden Prozesse der Bodenbildung Ausgangssubstrat bis zum komplett entwickelten Boden untersuchen. Die Chronosequenzen nehmen somit eine wichtige Rolle im fundamentalen Wissen und Verständnis der Bodenentwicklung ein (Egli et al. 2001a; Bernasconi et al. 2011).

2.2. Bodenentwicklung und Bodeneigenschaften

Die Vielfalt der bodenphysikalisch-chemischen Eigenschaften in Berggebieten hängt von einer Vielzahl natürlicher und anthropogener Faktoren ab (Bojko und Kabala 2016). Zu den natürlichen Faktoren gehören Klima, Topografie, Zeit, Ausgangsmaterial und Biota. Zu den anthropogenen Faktoren gehören in erster Linie Landwirtschaft, Tourismus und Industrialisierung (Bojko und Kabala 2016). Heute wird angenommen, dass von den natürlichen Faktoren die Zeit am meisten relevant ist. Alle anderen Faktoren bleiben entweder konstant oder korrelieren stark mit der Zeit (Egli et al. 2001b; Temme und Lange 2014; Vilmundardóttir et al. 2014). Andere Faktoren sind jedoch auch wichtig. Beispielsweise spielt die Topographie in Form von Variablen wie Hangsteilheit, Profilkrümmung und Plankrümmung eine wichtige Rolle bei der Bestimmung der Bodeneigenschaften (Temme und Lange 2014). Die Bodenentwicklung der Periglazialgebiete ist sehr komplex, weil solche Systeme sehr heterogen sind (Dümig et al. 2011).

In den schweizerischen alpinen Periglazialgebieten entwickelten sich Podsole von siliziumreichen Gletschern bis in die späten Stadien der Pedogenese (3000 bis 10.000 Jahre). Solche Gebiete bieten somit die Möglichkeit, alle Veränderungen im Boden im Hinblick auf die Zeitskala zu untersuchen (Egli et al. 2001a; Vilmundardóttir et al. 2014). Die Hauptannahme dafür ist, dass der Unterschied im Bodenalter die Determinante des Unterschiedes der Bodeneigenschaften sein kann (Dümig et al. 2011). In Abhängigkeit von der Zeit entwickelt sich die Moränenoberfläche von grobem Kies ohne organische und anorganische Elemente bis zu physikalisch und chemisch vollständigen Böden. Je nach Alter unterscheiden sich die Bodentextur und mineralogische Zusammensetzung, der Beitrag von organischer und anorganischer Substanz, pH-Wert und andere chemische und biologische Eigenschaften. Durch die Klimaveränderungen ändern sich mit der Zeit auch die physikalische Bodeneigenschaften und die Verwitterungsrate (Bojko und Kabala 2016; Bernasconi al. 2011). Niederschläge und Temperatur beeinflussen Bodeneigenschaften auch, indem sie Art und Geschwindigkeit chemischer, biologischer und physikalischer Prozesse bestimmen können (Egli et al. 2006). Viele der Bodeneigenschaften ändern sich kontinuierlich mit der Zeit. Dabei können unterschiedliche Phasen der Bodenentwicklung unterschieden werden. Nach ca. 20 Jahren der Deglaziation beginnen sich lithische Leptosole zu entwickeln. Humi-Skeletische Leptosole beginnen sich nach ca. 100 Jahren zu formen. Dystrische Cambisole beginnen sich erst nach ca. 250-300 Jahren der Deglaziation zu entwickeln (Egli et al. 2006). Eine Reihe von Studien ähneln sich in der Meinung, dass die Vegetation und deren Entwicklung ein wichtiger Indikator für die Bodenbildung und Formung sein kann (Crocker und Major 1955; Egli et al. 2006; Ivanov et al. 2008; Bernasconi et al. 2011; Dümig et al. 2011; Vilmundardóttir et al. 2014, 2015; Heckmann et al. 2016). Je nach Alter haben die Böden unterschiedliche Vegetationsanteile. Die Böden, die ca. 60 bis 80 Jahre alt sind, sind teilweise mit sogenannten Pionierpflanzen bedeckt, wobei Böden mit einem Alter von mer als ca. 140 Jahren schon komplett mit Vegetation bewachsen sind (Crocker und Major 1955; Dümig et al. 2011). Die Pflanzengemeinschaften sind die Quellen von organischem Material im Boden. Es wurde festgestellt, dass Anzahl und Dicke der Bodenhorizonten proportional

zum Bodenalter zunimmt (Dümig et al. 2011). Mit der Zeit wachsen die Pflanzengemeinschaften und wurzeln in die Tiefe, was auch Einfluss auf die Böden und den Wasser- und Stofftransport im Boden hat (Clark und Zipper 2016). Die mit der Zeit stattfindenden Prozesse der Bodenentwicklung beeinflussen also nicht nur chemische, biologische und morphologische Bodeneigenschaften, sondern auch die hydrologischen Eigenschaften. Unterschiedliche Bodeneigenschaften und Topografie können die Abflussbildung und Wassertransport wesentlich beeinflussen.

2.3. Oberflächlicher und unterirdischer Abfluss

Alle hydrologischen Systeme basieren im Prinzip auf den gleichen Regeln, während die Wasserbewegung von solchen Faktoren wie Topografie, Klima und Geologie abhängt (Winter 2001). Das allgemeine Konzept des hydrologischen Systems stellt Abbildung 1 dar.

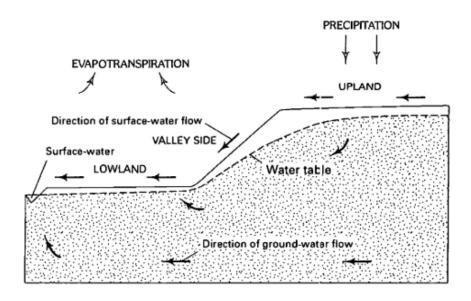


Abbildung 1 Fundamentales hydrologischen System (Winter 2001)

Die Abflüsse bilden sich ausgehend vom in das System eintretenden Niederschlag, der sich in verschiedene Komponenten aufteilt: Interzeption, Muldenspeicherung, Infiltration und Oberflächenabfluss (Fohrer 2016). Der Boden ist dabei eine wichtige Komponente im großen Wasserkreislauf und dient dazu Wasser und gelöste Stoffe zu transportieren. Es gibt zahlreiche diesen beschreiben. Generell Studien, die Transport Wassertransportprozesse auf der Hangskala in ober- und unterirdische Fließprozesse eingeteilt (Bachmair und Weiler 2011). Die Niederschläge, die in das hydrologische strömen je nach Hangneigung, Bodeneigenschaften eintreten, Anfangsbedingungen durch verschiedene Fließwege hindurch. Die Abflussbildung kann in vier verschiedene Prozesse eingeteilt werden: (1) Oberflächenabfluss infolge von Infiltrations- oder Sättigungsüberschuss (Horton'sche- und Sättigungsflächenabfluss (HOF, SOF)), (2) oberflächennahe Strömung, (3) unterirdischen Zwischenabfluss (SSF) und (4) Tiefenversickerung (DP). Der SSF kann noch weiter in homo- und heterogenen Abfluss und Makroporenfluss eingeteilt werden (Bachmair und Weiler 2011). Das konzeptionelle Modell der Fließprozesse stellt Abbildung 2 dar.

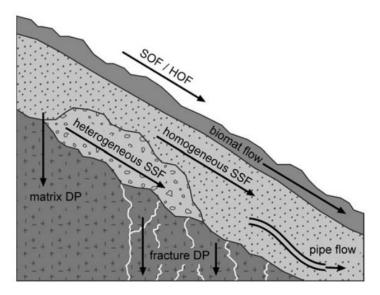


Abbildung 2 Konzeptionelle Darstellung der Abflussbildung im Hang (Bachmair und Weiler 2011)

2.3.1. Oberflächliche Fließprozesse

Generell wird als Oberflächenabfluss der Abfluss bezeichnet, der auf der Oberfläche bis zum Fließgewässer oder Vorfluter fließt. Dennoch kann der Oberflächenabfluss in den Untergrund infiltrieren (Fohrer 2016). Wie es in Kapitel 2.3. erwähnt wurde, sind die oberirdische Abflussprozesse in HOF und SOF eingeteilt (Abbildung 3). Außerdem kann der sogenannte "Return Flow", der als kurzfristig infiltrierter und danach wieder an die Oberfläche getretener Abfluss bezeichnet wird, auch zum Oberflächenabfluss beitragen (Fohrer 2016).

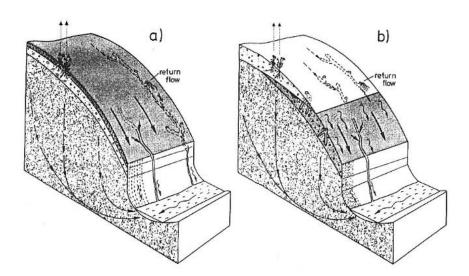


Abbildung 3 Oberflächenabfluss am Hang: a) infolge von Infiltrationsüberschuss (HOF); b) infolge von Sättigungsüberschuss (SOF) (Fohrer 2016)

In dem Fall, dass die Niederschlagsintensität höher ist als die Infiltrationskapazität des Bodens strömt der HOF normalerweise die Oberfläche entlang (Bachmair und Weiler 2011). Diesen Abfluss können unterschiedliche Faktoren beeinflussen, wie beispielsweise

geringe Makroporosität, Hydrophobizität des Bodens oder Bodenverdichtung. Oft wurde der HOF im Zusammenhang mit kurzem Niederschlag in höherer Intensität und bei geringerer Infiltrationskapazität des Oberbodens beobachtet (Bachmair und Weiler 2011). Der HOF zeigt oft eine räumliche Heterogenität. Dies führt zur Bildung der "teilweise beitragenden Flächen": die Abflüsse unterschiedlicher Intensivität treten auf einem Hang während eines Niederschlagereignisses auf. HOF zeigt normalerweise eine sehr schnelle Reaktion: Im Gewässer wird ein schneller Anstieg und Abfall der Abflussganglinie beobachtet (Fohrer 2016).

Der SOF findet dann statt, wenn die Speicherkapazität des Bodens überschritten ist und keine weitere Versickerung mehr möglich ist. Im Vergleich zu dem HOF wird der SOF oft mit langfristigen Niederschlägen mit mittlerer Intensität beobachtet. SOF führt auch dazu, das Wasser in den tieferen Bodenschichten transportiert wird (Bachmair und Weiler 2011). Niederschlag kommt direkt zum Abfluss: Das Wasser fließt vom gesättigten Boden ab. Dazu kann auch der 'Return Flow' kommen (Fohrer 2016). SOF tritt oft in Gewässernähe auf, wo generell feuchte Bedingungen sind. SOF strömt schnell und direkt ins Gewässer und kann sowohl durch einen saisonalen Unterschied, als auch durch die Niederschlagsmenge ausgeprägt sein.

Die beiden Typen von Oberflächenabfluss sind im Gelände ausgeprägt. Beispielsweise wurde HOF sehr selten auf bewaldeten Hängen beobachtet (Bachmair und Weiler 2011). Infolge der Infiltration tragen die oberflächlichen Fließprozesse zu unterirdischen Fließprozessen bei. Unterirdische Strömungsprozesse sind deutlich komplexer und hängen von unterschiedlichen Faktoren ab (Weiler und Naef 2003; Bachmair und Weiler 2011). Da die unterirdischen Fließprozesse im Vordergrund dieser Arbeit stehen, werden sie im Folgenden detailliert beschrieben.

2.3.2. Unterirdische Fließprozesse

Der SSF ist die schnelle Wasserströmung durch die Bodenmatrix oder den durchlässigen Untergrund über einer Schicht mit verminderter Durchlässigkeit. Hauptsächlich findet der SSF in den Standorten mit ausgeprägter Topografie statt und umfasst das Wasser, das sich am Hang lateral innerhalb von gesättigten Bodenschichten bewegt oder kommt dann zustande, wenn das Grundwasser sehr hoch bis zur durchlässigen Bodenschicht ansteigt und anschließend durch diese Schichten durchfließt. Der SSF wird in vielen klimatischen Zonen als Hauptkomponente des Abflusses auf der Hangskala bezeichnet (Weiler et al. 2006; Blume und van Meerveld 2015). Früher wurde angenommen, dass das Gestein komplett undurchlässig ist. Zahlreiche Studien haben jedoch gezeigt, dass die Topografie tatsächlich eine große Rolle für die unterirdischen Strömungsprozesse spielt und dass die Undurchlässigkeit vom Untergrund eine Rolle spielt (Tromp-van Meerveld et al. 2007). Je nach Länge der Bodenpassage, Durchlässigkeit des Gesteins, hydraulischer Konnektivität und Hangform wird zwischen schnellem und langsamem unterirdischen Abfluss unterschieden. Schneller Abfluss findet direkt infolge des Niederschlagereignisses statt. Langsamer Abfluss wiederum fließt mit deutlicher Verzögerung durch das Gerinne (Fohrer 2016).

Für das Verständnis der unterirdischen Strömungsprozesse ist es wichtig berücksichtigen, dass obwohl der Untergrund relativ undurchlässig ist, der Durchfluss durch den Untergrund ein wichtiger Bestandteil des Wasserhaushaltes des Hanges ist. Dieser sollte nicht ignoriert werden, da durch diese Strömung der Transport von Nähr- und gelösten Stoffen stattfinden kann (Tromp-van Meerveld et al. 2007). Außerdem kann der SSF, besonders bei feuchtem Klima, die Hangstabilität beeinflussen (Anderson et al. 2008). Die meisten Modelle zur Beschreibung des Transports von Wasser und gelösten Stoffen durch Böden gehen davon aus, dass die heterogenen Strömungsfelder von Wasser und Stoffen ungesättigten Böden als Kontinuum mit räumlich gemittelten Transporteigenschaften betrachtet werden können, wie beispielsweise die Darcy Gleichungen, die sich wiederum auf Richards Massenerhaltungsgleichung gründen (Flühler et al. 1996). Dabei sind solche Parameter wie die ungesättigte Leitfähigkeit k (ψ), Bodenfeuchtekapazität C (ψ) und der, von der Fließgeschwindigkeit abhängige, hydrodynamische Koeffizient D (v) wichtig (Flühler et al. 1996). Die Gleichungen basieren jedoch auf den Ergebnissen von Laboruntersuchungen mit homogenen Bodensäulen. Feldstudien haben gezeigt, dass die Richards- und die Advektions-Dispersionsgleichungen in einigen Fällen stimmen, jedoch in anderen nicht verwendet werden können, da die Ergebnisse nicht plausibel sind. Am meisten sind die Gleichungen in den Fällen irrelevant, in denen der Boden heterogen ist (Flühler et al. 1996). Die Heterogenität, Wahl der Versuchsfläche oder die Randbedingungen führen sehr oft zu Schwierigkeiten für das globale Verständnis über die untersuchten Prozesse. Das größte Problem ist es jedoch nicht die Prozesse zu beschreiben, sondern die einzelnen Feld- oder Laborbeobachtungen für die Modelle so anzuwenden, dass diese für die gesamten Aquiferen stimmen (Freer et al. 2002). Das Wasser bewegt sich im Untergrund sowohl vertikal, als auch horizontal. Das Wissen über den Transport des Wassers im Untergrund, vor allem auf der Hangskala, wo vertikale und laterale Prozessen zusammen stattfinden, ist bis jetzt beschränkt und elementar (Anderson et al. 2008; Bachmair und Weiler 2012; Bojko und Kabala 2016). Es wird angenommen, dass der SSF auf der Hangskala ein sehr wichtiger Abflussbildungsprozess ist und aus der Reaktion der Abflussganglinie des Gewässers resultieren kann. Je nach Lage und Art der dominierenden Wasserwege ist der unterirdische Abfluss in Matrixfluss (MF) und präferentielle Fließwege (PF) eingeteilt (Weiler et al. 2006).

2.3.3. Matrixfluss

Als Matrixfluss (MF) wird die Wasserbewegung innerhalb der Bodenmatrix bezeichnet, die normalerweise durch den Hang fließt (Weiler et al. 2006). Die Initiierung des Matrixflusses findet entweder in der Bodenoberfläche oder in der Bodenmatrix statt. Das Wasser bewegt sich zwischen den Bodenpartikeln und wird in der Bodenmatrix in gesättigten oder nahezu gesättigten Bereichen gespeichert. Solche Strömung kann eine schnelle Abflussreaktion und den Anstieg des hydraulischen Gradienten ermöglichen (Weiler et al. 2006). MF findet oft dann statt, wenn sich auf dem Hang eine hochdurchlässige Bodenschicht, die eine hohe Infiltrationskapazität hat, über einer Bodenschicht mit niedriger Durchlässigkeit befindet (Weiler et al. 2006). Der MF ist durch Kapillareffekte bestimmt und dafür verantwortlich, dass Wasser in der Bodenmatrix

gespeichert wird (Fohrer 2016). Hiernach kann das gespeicherte Wasser durch die Erhöhung des hydraulischen Gradienten mobilisiert werden (Weiler et al. 2006). Der MF hat einen langfristigen Einfluss auf den Abfluss im Gewässer, trägt jedoch nur selten zu Hochwasserereignissen bei (Fohrer 2016).

2.3.4. Präferentieller Fluss

Der andere Fließprozess im Untergrund ist der PF, der als wichtiger Infiltrationsmechanismus in Böden bezeichnet werden kann. Der PF beeinflusst signifikant die hydrologische Reaktion auf Niederschläge und damit sowohl die Qualität des Grund-, als auch des Oberflächenwassers (Jarvis et al. 2016). Der PF wird sowohl durch die Intensität der Niederschläge, als auch durch die anfängliche Bodenfeuchte beeinflusst (Beven und Germann 1982). Präferentielle Strömung bezieht sich auf Mechanismen, bei denen sich das Wasser auf bevorzugten Wegen durch das Bodenprofil bewegt. Ursache für das Entstehen dieser Prozesse sind unter anderem die Aktivität von Flora und Fauna, unterirdische Erosion und Risse im Boden. Der Transport von Wasser und Stoffen kann durch solche Fließprozesse beschleunigt oder verzögert werden (Beven und Germann 1982; Kienzler und Naef 2008; Allaire et al. 2009; Alaoui et al. 2014).

Obwohl sich der Begriff PF auf keine expliziten Mechanismen bezieht, gibt es zurzeit drei physikalisch unterschiedliche Prozesse, die den MF beschreiben können (Hardie et al. 2011):

- 1. 'Finger flow' oder 'fingering': Makroporenströmung, die durch wasserabweisende (hydrophobe) Eigenschaften des Bodenmaterials entsteht, oder auch dann stattfindet, wenn mit dem Wasser auch Luft transportiert wird. Solcher PF führt zu einer Instabilität in der Benetzungsfront. Dies führt wiederum zur Bildung einer dünnen Wasserströmung unter einer gleichmäßig benetzten Verteilungszone (Hardie et al. 2011). Die Fingerströmung unterscheidet sich von anderen Formen des PF: dieser Fließprozess hängt von der Bodenstruktur ab, und nicht von der räumlichen Heterogenität der Hydrophobizität des Bodens oder des Bodenfeuchtegehalts.
- 2. "Funnelflow" oder "funneling": Makroporenströmung, die sich aus Veränderungen der Bodentextur oder lithographischen Grenzen ergibt (Hardie et al. 2011).
- 3. Makroporenfluss: der Fluss durch die Makroporen im Boden. Die Makroporen können vertikal oder lateral orientiert sein. Die vertikalen präferentiellen Fließwege werden als Makroporen bezeichnet, die lateralen können auch als Pipes bezeichnet werden (Weiler, M., Uchida, T., McDonnel, J. 2003).

Wichtig ist es zu berücksichtigen, dass alle diese Prozesse nicht inkompatibel sind und gleichzeitig stattfinden können (Blume et al. 2008). Es wird angenommen, dass die vertikale und horizontale Wasserverteilung auf dem Hang den lokalen Bodenwassergehalt erhöhen kann, was wiederum die Konnektivität zwischen einzelnen präferentiellen Fließwegen erhöht. Dies führt zu der Annahme, dass die präferentiellen Fließwege ein Netz ausbilden, da die steigende Sättigung der Bodenmatrix die einzelnen Fließwege verbinden kann (Sidle et al. 2000; Sidle et al. 2001). Ein solches Netz entwickelt sich parallel zur Hangneigung durch gesättigte Bodenmatrixschichten und durchlässige Bereiche

(beispielsweise Bereiche, die durch organisches Material entstehen). Der PF kann die Hangstabilität einerseits erhöhen, anderseits kann es zu einem Gerinneausfall kommen, sofern die Makroporen oder Pipes ihre Durchflusskapazität überschreiten oder sich verstopfen (Bachmair und Weiler 2011).

Der PF findet in ausgeprägten Bodenstrukturen statt, wo das Wasser infolge der Schwerkraft fließt (in den Makroporen) und in den Schichten, die eine höhere Durchlässigkeit als die umgebende Bodenmatrix besitzen (Weiler et al. 2006). Solche durchlässigen Bodenschichten sind grobstrukturiert und können einen großen Porenraum aufweisen. Diese werden häufig in Talgebieten, Erdrutschablagerungen, periglazialen Böden und Moränen gefunden. Die genauen Mechanismen des PF sind bis jetzt noch nicht genug untersucht. Dennoch soll die Bedeutung dieses Prozesses, der zum größten Teil des SSF beiträgt, nicht unterschätzt werden (Bachmair und Weiler 2011). Zahlreiche Studien haben gezeigt, dass der PF effektiv den Hang entwässert, wodurch die Spitzenabflüsse zunehmen und die Verzögerung der Abflussganglinie abnimmt (Uchida et al. 2001).

Die lateralen präferentiellen Fließwege, vor allem in Waldböden, werden anhand der Lage im Bodenprofil in zwei Gruppen eingeteilt. Die Prozesse in oberen Bodenschichten (in A-Horizont) unterscheiden sich von denen, die in tieferen Bereichen (C-Horizont) stattfinden. Die erste Gruppe wird als "Oberboden Pipes" bezeichnet. Diese entwickeln sich unter natürlichen Bedingungen in folgender Reihenfolge: (1) Initiierung von Pipes, (2) Entwicklung von Pipes und (3) Erhaltung von Pipes (Uchida et al. 2001). Im Oberboden sorgen die biotischen Aktivitäten von Flora und Fauna dafür, dass die Pipes alle drei Stadien entwickeln. Zusätzlich muss, vor allem in feuchten bewaldeten Gebieten, auch die Rolle von Erosionen berücksichtigt werden. Im Vergleich zu Oberboden Pipes entwickelt sich die zweite Gruppe ("Unterboden Pipes") etwas anders. Die biotischen Aktivitäten im Untergrund sind geringer als in den oberen Bodenschichten, aber die Erosion tritt häufiger auf (Uchida et al. 2001). Als Indikator für den SSF über laterale Fließwege wird eine hydraulisch begrenzte Grundwasserspiegelreaktion benutzt (Anderson et al. 2008; Bachmair und Weiler 2011). Wenn der Grundwasserspiegel in der Zone mit Pipes zunimmt, steigt die hydraulische Leitfähigkeit an. Nachdem die lateralen Fließwege "aktiviert" sind, bleibt der Grundwasserspiegel relativ konstant, während der Abfluss weiter ansteigt (Bachmair und Weiler 2011).

Die vertikalen präferentiellen Fließwege, die durch Makroporen entstehen, werden in gesättigten Bodenschichten mit höherer Durchlässigkeit beobachtet (Weiler et al. 2006; Gerke et al. 2010). Es gibt keine genau definierten Größen für die Makroporen, obwohl sie typischerweise eine beliebige Mindestgröße von 0,1–5 mm haben (Beven und Germann 1982). Die Makroporen können die Infiltrationsrate von Böden stark beeinflussen, indem die Interaktion und der Wasseraustausch zwischen den Makroporen und Bodenmatrix stattfindet. Einer der bedeutendsten Einflüsse des PF ist der Transport von oberflächennahen Verunreinigungen, der aufgrund der großen Geschwindigkeiten des PF sehr schnell stattfinden kann (Cey 2007).

Der PF wird normalerweise durch die Bodenoberfläche oder innerhalb der Bodenmatrix initiiert (Weiler, M., Naef, F. 2000). Die Initiierung durch die Bodenoberfläche findet dann statt, wenn die hydraulische Leitfähigkeit der Bodenmatrix durch die Niederschläge überschritten wird. Das kann auch dann vorkommen, wenn die oberflächlichen

Bodenschichten gesättigt sind (Weiler, M., Naef, F. 2000). Noguchi et al. (2001) haben bestätigt, dass die Makroporennetze und die Interaktion zwischen Bodenmatrix und Makroporen eine besondere Bedeutung für das Verständnis des SSF und seinen Zusammenhang mit extremen Niederschlagsereignissen hat. Zusätzliche Strömungskomplexität beim PF entsteht durch den Wasseraustausch zwischen dem Matrixund Makroporenraum. Während der Infiltration kann der PF durch nahezu gesättigte Bedingungen innerhalb der Matrix ausgelöst werden und anschließend in die Makroporen fließen. Andererseits kann das Wasser, das durch eine Makropore geflossen ist, wieder von der trockeneren Bodenmatrix tiefer im Bodenprofil aufgenommen werden. Die Aufnahme von Wasser aus den Makroporen in die Matrix kann einen großen Einfluss auf den PF haben und den PF effektiv verzögern (Cey 2007).

Der PF lässt sich gut durch unterschiedliche Farbtracerexperimente untersuchen, welche die Visualisierung und Quantifizierung von präferentiellen Fließwegen durch Makroporen auf verschiedenen Beobachtungsskalen ermöglichen (Weiler und Flühler 2004; Sander und Gerke 2007; Bachmair et al. 2009; Cey und Rudolph 2009; Liang et al. 2011; Alaoui et al. 2014). Wichtig ist es zu berücksichtigen, dass die beobachteten Makroporen nicht alle Makroporen umfassen, sondern nur diejenigen identifizieren, die durchgehend und mit Infiltrationsfläche verbunden sind. Diese kontinuierlichen Makroporen sind besonders relevant für den PF (Zhang und Xu 2016). Weiler und Naef (2003) haben unterschiedliche Standorte untersucht, an denen sich ein vertikal ausgerichtetes, kontinuierliches Netz von Makroporen entwickelt hat, das hauptsächlich durch die Aktivität von Regenwürmern entstanden ist. Die Studie hat gezeigt, dass an allen untersuchten Standorten die Strömungsprozesse, die durch präferentielle Fließwege geprägt sind, bei extremen Niederschlagsereignissen dominierten. Daraus folgt, dass die Makroporen die Gesamtdurchlässigkeit des Bodens erhöhen und somit die Bildung von oberflächlichem Abfluss reduzieren können. Wichtig ist es auch zu berücksichtigen, dass schon eine kleine Anzahl an Makroporen eine große Menge an Wasser vertikal transportieren kann (Alaoui et al. 2011).

Es gibt mehrere physikalische Prozesse, die eine wichtige Rolle bei dem PF in makroporösen Böden spielen. Bodenfeuchte, Makroporenflussinitiierung Makroporen-Matrix-Wechselwirkung sind miteinander verbunden und werden als wichtige Mechanismen zur Steuerung des PF identifiziert (Cey 2007). Der PF ändert sich abhängig von der Jahreszeit und zeigt verschiedene Abflussreaktionen auf Niederschlagsereignisse. Es gibt saisonal wechselnde räumliche Muster der Grundwasserspiegeldynamik bei vergleichsweise feuchten Bedingungen im Vergleich zu trockeneren, die sich aus unterschiedlichen Abflussmechanismen ergeben (Bachmair und Weiler 2014). Vertikale präferentielle Fließwege können das Ereigniswasser sehr schnell in tiefere Bodenprofile transportieren, was zur Sättigung des Bodens über dem Grundgestein führt. Dabei entwickeln sich die Bodenschichten nicht gleichmäßig über dem Grundgestein. Die Wechselwirkungen zwischen lateralen und vertikalen präferentiellen Fließwege sind besonders wichtig, weil das Ereigniswasser nur dann zum Hangabfluss beiträgt, wenn eine Interaktion zwischen diesen stattfindet (Buttle und McDonald 2002).

Es gibt einige weitere Faktoren, die Einfluss auf den PF haben können. Diese Faktoren werden im Folgenden beschrieben.

2.4. Einflussfaktoren

Insgesamt sind die unterirdischen Fließprozesse durch folgende Mechanismen gesteuert:

- (1) Grundgestein- und Oberflächentopografie, welche die Sättigung des Bodens beeinflussen können;
- (2) Effekte der Vegetation (beispielsweise Durchwurzelung oder Dicke der Streuschicht);
- (3) Effekte der Niederschlagsintensität und -höhe;
- (4) Bodeneigenschaften.

Bedingt durch diese Parameter kann sich die Abflussbildung von Ort zu Ort wesentlich unterscheiden, weshalb sie unbedingt berücksichtigt werden müssen (Bachmair und Weiler 2011). Abbildung 4 stellt die oben genannten Prozesse dar.

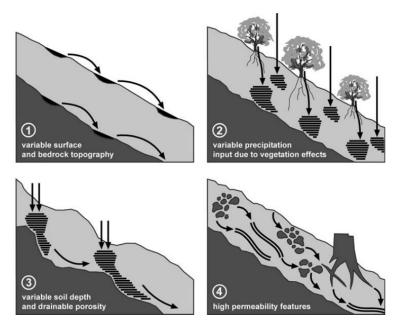


Abbildung 4 Mechanismen, die hydrologische Prozesse beeinflussen können (Bachmair und Weiler 2011)

2.4.1. Oberflächen- und Grundgesteinstopografie

Mehrere Studien haben gezeigt, dass die Topografie eine wichtige Rolle für die Abflussbildung spielt und viele hydrologische Prozesse beeinflusst, die durch Hangneigung, Hanggeometrie und Mikrotopografie ausgeprägt sind (Bachmair und Weiler 2011). Sie steuert die Abflussbildung und die Strömungsprozesse sowie die Bodeneigenschaften, das Mikroklima und Vegetationsmuster. Die Wechselwirkungen zwischen Grund- und Oberflächenwasser sind von Ort zu Ort sehr verschieden und können sich je nach Geologie und Topographie stark voneinander unterscheiden (Blume et al. 2008). Die Durchlässigkeit des Grundgesteins beeinflusst den SSF, weil In- und Exfiltration durch diesen Parameter bestimmt sein können (Bachmair und Weiler 2012). Die Oberflächentopografie kann zudem wiederum den Initiierungsprozess des Abflusses deutlich ändern: Eine raue Oberfläche führt beispielsweise zu einer räumlich bedingten ungleichmäßigen Wasserverteilung (Bachmair et al. 2009). Je nach Oberflächenrauheit können hydrologische Eigenschaften wie Infiltrationsrate und Speicherkapazität verändert

sein. Eine raue Bodenoberfläche kann mehr Wasser speichern als eine weniger raue, was den Abfluss reduziert und die Infiltrationsrate erhöhen kann (Bogner et al. 2013).

Es wurde angenommen und experimentell nachgewiesen, dass die Grundgesteinstopografie den SSF besser steuert als die Oberflächentopografie. Das Wasser in Gebirgsregionen, vor allem in solchen mit steilen Hängen und geringmächtigen Böden, fließt durch die präferentiellen Fließwege vertikal entlang der Grenzschicht zwischen Grundgestein und Bodenmatrix in tiefere Bereiche (Weiler et al. 2006). Die Grundgesteinstopografie steuert außerdem die morphodynamischen Prozesse und mikroklimatische Bedingungen, die zur Entwicklung der Vegetation und deren Eigenschaften (beispielsweise, der Dicke des Wurzelnetzes) führen können, und beeinflusst somit auch die Bodeneigenschaften und die hydrologischen Prozesse, die in diesen Böden stattfinden (Mayerhofer et al. 2017). Einige Studien zeigten, dass die Grundgesteinstopografie den PF auslösen kann, wodurch das Wasser zum Grundgestein geführt wird. In diesem Fall stellen die Topografie und der Bodentyp die Steuerfaktoren dar. Dagegen haben andere Forschungen keine Auswirkung der Topografie nachgewiesen. Dies kann an unterschiedlichen Anfangsbedingungen liegen, beispielsweise an der Bodenfeuchte oder der Hydrophobizität des Bodens (Noguchi et al. 2001; Jarvis et al. 2016).

2.4.2. Vegetation

Die Vegetation beeinflusst die hydrologischen, biochemischen und ökologischen Eigenschaften von Einzugsgebieten (Levia und Germer 2015). Seit einigen Jahren ist bekannt, dass der hydrologische Kreislauf in bewaldeten Flächen sehr komplex ist (Abbildung 5). Einige Studien zeigen einen deutlichen Unterschied in SSF zwischen bewaldeten Flächen und denen, die mit Gras bewachsen sind. Mit Wald bewachsene Böden speichern mehr Wasser als Böden ohne Vegetation (Lange et al. 2009). Bewaldete Einzugsgebiete sind charakterisiert durch den verzögerten Abfluss und einer längeren Ganglinienrezessionszeit, was durch eine höhere Verdunstung und einen geringeren Abfluss erklärt werden kann (Bachmair und Weiler 2011).

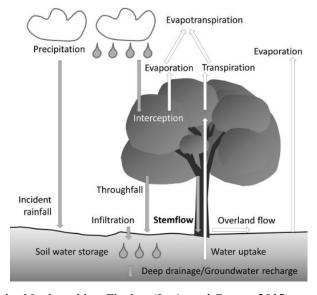


Abbildung 5 Wasserkreislauf für bewaldete Flächen (Levia und Germer 2015)

Die Vegetation stellt einen wesentlichen Bestandteil dar, der das Klima, die Wasser- und Energiebilanz maßgeblich beeinflusst. Die Vegetation spielt eine grundlegende Rolle beim Austausch von Wärme und Feuchtigkeit, indem sie unter anderem Oberflächenalbedo, Rauheit und Bodenmakroporosität beeinflusst, Niederschläge abfängt und Wasser aus tieferen Bodenlagen aufnimmt (Ghimire et al. 2013). Die Pflanzenwurzel, sowohl in lebendem als auch in abgestorbenem Zustand, werden als ein wichtiger Einflussfaktor für PF bezeichnet (Lange et al. 2009). Pflanzen verändern durch starke Verwurzelung die Niederschlagsverteilung auf dem Hang, sowohl ober- als auch unterirdisch. Dies wird als double funneling' Effekt bezeichnet, der zu einer heterogenen Bodenwasserdynamik führt (Bachmair und Weiler 2011). Pflanzenwurzeln können die Fließwege im Untergrund stark beeinflussen, da sie Hohlräume bilden, die als Fließwege genutzt werden können (Schwärzel et al. 2012; Wu et al. 2017). Das Wurzelsystem im Waldboden ist durch eine dichte und räumlich variable Struktur gekennzeichnet, die ein gut entwickeltes Porensystem mit erheblichen Auswirkungen auf die Wasserbewegung verursacht (Alaoui et al. 2011). Bewaldete Flächen zeichnen sich in der Regel durch einen hohen Anteil an großen und dicken Wurzeln aus, während Grasflächen mehr Feinwurzeln besitzen (Clark und Zipper 2016). Die Wurzelkanäle bilden Makroporen und ermöglichen damit den beschleunigten Wassertransport im Boden (Liang et al. 2011). Dabei sind sowohl die Grobals auch die Feinwurzeln wichtig. Die Grobwurzeln bilden das strukturelle Skelett und unterstützen die Feinwurzeln, die wiederum zum Transport der Nährstoffe und des Wassers beitragen (Ghestem et al. 2011). Zhang und Xu (2016) haben Tracerversuche mit Methylen-Blau gemacht, die deutlich dargestellt haben, dass die Kanäle, die Pflanzenwurzeln im Boden bilden, als Wasserleiter bezeichnet werden können. Die gefärbten Flächen haben meist ein entwickeltes Wurzelsystem aufgewiesen. Dabei ist es jedoch wichtig zu berücksichtigen, dass die Entwicklung des Wurzelsystems stark vom Bodenalter abhängig ist. Es wurde beobachtet, dass jüngere Böden weniger und nur mit sogenannten "Pionierpflanzen" bewachsen sind, die ein weniger stark entwickeltes Wurzelnetz besitzen(Bernasconi et al. 2011). Wiederum gibt es verschiedene Pflanzenarten und -gemeinschaften, die die Bodenbeschaffenheit auf unterschiedliche Weise direkt oder indirekt beeinflussen können (Bojko und Kabala 2016).

Die Etablierung und Entwicklung der Vegetation trägt zu hydrologischen Prozessen bei. Beispielsweise beeinflussen Pflanzen die Infiltrationskapazität des Bodens (Leung et al. 2015; Clark und Zipper 2016). Diese unterscheidet sich bei bewaldeten und grasbewachsenen Flächen, was bedeutet, dass die hydrologischen Eigenschaften je nach Vegetationstyp verschieden sein können. Unterschiedliche Pflanzenarten können durch ihren Einfluss auf die Infiltrationskapazität des Bodens die Bodenfeuchte und den SSF stark beeinflussen (Ghestem et al. 2011). Generell ist die Verbesserung der Infiltration durch Pflanzen in feinstrukturierten Böden zu erwarten, während die Vegetation die Infiltration in grobstrukturierten Böden verringern kann (Lichner et al. 2011). Außerdem verringern Pflanzengemeinschaften an Hanglagen die Bodenerosion aufgrund der starke Durchwurzelung (Clark und Zipper 2016). Es wurde beobachtet, dass bewaldete Flächen durch tiefe Wurzelkanäle zur DP beitragen können und somit das Wasser zum Grundwasserleiter transportieren (Ghimire et al. 2013). Wasserfluss durch komplexe Vegetation führt zu Verdunstungsverlusten und Intensitätsglättung, was wiederum das

räumlich variable Muster der Bodenfeuchte verursachen kann (Bachmair und Weiler 2011). Dabei spielt die Streuschicht, d. h. die Schicht, die den Boden bedeckt und aus abgestorbenen Blättern, Zweigen und anderem fragmentierten organischen Material besteht, eine bedeutende Rolle. Diese bestimmt deutlich das Versickerungsvermögen des Bodens. So kann sie als Abflussbarriere wirken und den Oberflächenabfluss auslösen oder die vertikale Infiltration und damit die SSF- oder Grundwasserneubildung begünstigen (Bachmair und Weiler 2011). Einen signifikanten Einfluss auf die Vegetationsverteilung hat die Topografie, was erst kürzlich wissenschaftlich berücksichtigt und untersucht wurde (Ivanov et al. 2008).

2.4.3. Niederschlagsintensität und -höhe

Die erhöhte Intensität des Niederschlags führt dazu, dass die Infiltrationskapazität des Bodens überschritten werden kann. Dabei kann die Bodenmatrix komplett gesättigt und überflutet sein, was wiederum zur Initiierung von PF führen kann (Beven und Germann 1982; Bachmair und Weiler 2011).

vielen Gebieten in In gemäßigten Klimazonen stellt der **SSF** den Hauptabflussmechanismus in Hanglagen dar (Blume und van Meerveld 2015). Ab einem bestimmtem Punkt produzieren die hohen Niederschläge jedoch keine Abflusszunahme mehr, was durch unterschiedliche Versuche mit künstlicher Beregnung festgestellt werden konnte (Uchida et al. 2001). Einige Versuche haben gezeigt, dass es eine ähnliche zeitliche Dynamik der hydrologischen Prozesse in Hanglagen und im Bachabfluss während des Ereignisses gibt. Das deutet drauf hin, dass die Strömungsprozesse auf der Hangskala für die gesamten Abflüsse des Einzugsgebietes wichtig sind (Bachmair und Weiler 2014). Die Beregnungsversuche haben außerdem gezeigt, dass die Rolle des Niederschlags während der Sommersaison und der Sommerereignisse schwieriger zu erklären ist. Es wird angenommen, dass die Niederschlagsintensität in den Sommermonaten eine größere Rolle spielt als in den Wintermonaten (Bachmair und Weiler 2012).

Es wurde experimentell nachgewiesen, dass unter gesättigten Randbedingungen der PF abnimmt und das Wasser sich durch die präferentiellen Fließwege bewegt. Somit ist es unter feuchten Bedingungen, die durch Niederschläge zustande kommen können, mit einem intensiveren und schnelleren Start des SSF zu rechnen, da infiltrierendes Wasser schneller die präferentiellen Fließwege erreicht und weniger Wasser benötigt wird, um den SSF auszulösen (Kienzler und Naef 2008).

Nicht nur die Intensität, sondern auch die Niederschlagshöhe kann ein wichtiger Faktor für den SSF sein. Tromp-van Meerveld und McDonnell(2006) haben unterschiedliche Niederschlagsereignisse während der Winterzeit untersucht. Die kleineren Ereignisse haben nur begrenzte Bereiche gesättigt, während die Sättigungsflächen bei mittleren in Quer- und Aufwärtsrichten größer geworden sind. Bei Extremereignissen verbreitet sich die Sättigung des Untergrundes über den Hang. Dies deutet drauf hin, dass die Niederschlagshöhe eine wichtige Rolle für den SSF spielt. Abbildung 6 stellt die Ergebnisse grafisch dar.

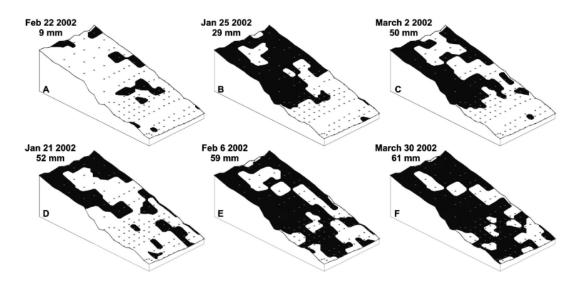


Abbildung 6 Beobachtete räumliche Verteilung der unterirdischen Sättigung an der Grenzfläche zwischen Boden und Grundgestein mit zunehmendem Niederschlag. Die abgeschatteten Flächen stellen die Bereiche dar, in denen eine transiente Sättigung des Untergrundes beobachtet wurde; der nicht schattierte Bereich gibt den Bereich an, in dem keine Sättigung des Untergrundes beobachtet wurde (Tromp-van Meerveld und McDonnell 2006)

Der Zusammenhang zwischen Niederschlag und SSF ist zurzeit nachgewiesen. Es wurde aber festgestellt, dass aktivierte Makroporen stark mit der Niederschlagsintensität korrelieren (Bachmair und Weiler 2011).

Der Niederschlagsinput selbst wirkt auf den SSF nicht derart stark ein wie der Niederschlagsinput im Zusammenhang mit anderen wichtigen Faktoren (Bachmair und Weiler 2011). Die räumliche Verteilung des infiltrierenden Niederschlags hängt auch davon ab, wie die untersuchten Flächen bewachsen sind. Ein wesentlicher Unterschied zwischen bewaldeten und nicht-bewaldeten Flächen wurde nachgewiesen, was die Vegetation wiederum als einen wichtigen Steuerungsfaktor darstellt (Zimmermann et al. 2008).

2.4.4. Bodeneigenschaften

Eine wichtige Rolle für den PF spielen Bodeneigenschaften, wie vor allem die Bodenmächtigkeit und -feuchte. Wie schon erwähnt, ist bei gesättigten oder nahezu gesättigten Randbedingungen die Bodenmatrix überflutet und der PF kann initiiert werden (Weiler et al. 2006). Die Bodenmächtigkeit hat einen großen Einfluss auf die Abflussbildung am Hang, da diese auf die Reaktionsgeschwindigkeit des Abflusses einwirken kann (Sidle et al. 2000). Wiederum kann die Bodenfeuchte die Tiefe der Infiltration beeinflussen. Einige Studien kommen zu der Aussage, dass eine hohe Vorfeuchte die Tiefe der Infiltration erhöhen kann. Andere kommen hingegen zu dem Schluss, dass die Infiltrationstiefe bei trockenen Bedingungen deutlich höher ist (Beven und Germann 1982; Hardie et al. 2011). In der Regel erhöht eine höhere vorhergehende Bodenfeuchte in makroporösen Böden die Tiefe des PF, da eine erhöhte Feuchte den Fluss in die Bodenmatrix reduziert (Hardie et al. 2011). Andere Studien sprechen auch dafür, dass bei feuchten Böden eine tiefere Infiltration durch Makroporen beobachtet wird (Beven und Germann 1982). Penna et al. (2011) haben in ihrer Studie einen Grenzwert von 45

Volumen-% Bodenfeuchte bestimmt, ab dem der Abfluss sich deutlich erhöht. Dies deutet drauf hin, dass die Bodenfeuchte einen großen Einfluss auf den ober- und unterirdischen Abfluss hat. Wichtig ist jedoch nicht nur die Bodenfeuchte selbst, sondern auch die Bedingungen, wie die gesättigten Bodenflächen miteinander verbunden sind, da diese die Abflussreaktion bestimmen (Bachmair und Weiler 2011). Die Bodenfeuchtebedingungen sind durch eine starke Saisonalität gekennzeichnet, die sich nicht nur aus meteorologischen Bedingungen, sondern auch aus der Vegetationsdynamik und damit aus der Transpiration ergibt (Bachmair und Weiler 2011). Ferner sind die Bodenfeuchteschwankungen auch auf Topographie- und Vegetationseffekte zurückzuführen (Bachmair und Weiler 2011). Die Vorfeuchte des Bodens kann die Tiefe der Infiltration und den Typ des Fließprozesses beeinflussen. Bei den trockenen Randbedingungen wurde eher 'fingering' als Makroporenfluss beobachtet (Hardie et al. 2011). Die Farbtracerexperimente lassen auch die Infiltrationstiefe bestimmen.

Nicht nur die Vorfeuchte, sondern auch die klimatischen Bedingungen, welche die Bodeneigenschaften mit beeinflusst haben, sind wichtig. Langfristige Trockenheit kann die Hydrophobizität des Bodens beeinflussen. Dies kann wiederum eine Wirkung auf die Wasserverteilung im Boden haben: In einige Bodenbereiche kann das Wasser nicht infiltrieren, sodass oberflächlicher Abfluss entsteht. Auch kann die Hydrophobizität die präferentiellen Fließwege initiieren (Gimbel et al. 2016; Mao et al. 2016) und den PF zusammen mit der Leitfähigkeit des Bodens und der Durchwurzelung steuern, was in einigen Studien nachgewiesen wurde (Blume et al. 2009; Gimbel et al. 2016). Die Porosität des Bodens spielt auch eine wichtige Rolle bei der Steuerung des PF: hohe Porenvolume führen zu einer Beschleunigung der Bodensättigung, was wiederum zusammen mit den Feuchtigkeitsdefiziten zu einer Verzögerung des SSF führen kann (Bachmair und Weiler 2011). Die Sättigung des Bodens und die Bodenfeuchte sind sehr oft vom natürlichen Niederschlag geprägt.

2.5. Wissenslücke und Fazit

Alle Prozesse, die für die Bildung des PF eine Rolle spielen, sind verbunden und können einander wiederum beeinflussen. Beispielsweise ist die Variabilität der Bodenfeuchte vom Niederschlag abhängig. Dies kann wiederum durch die Vegetation beeinflusst sein. Außerdem bestimmt die Vegetation sehr oft die Bodenstruktur und die präferentiellen Fließwege, die durch starke Verwurzelung ausgeprägt sein können (Bachmair und Weiler 2011). Obwohl in zahlreichen Studien die Bedeutung dieser Prozesse und deren Einfluss auf die Bildung der präferentiellen Fließwegen diskutiert wird (beispielsweise, Uchida et al.(2001), Weiler et al.(2006), Bachmair et al.(2009), Gerke et al.(2010), Bernasconi et al.(2011), Bachmair et al.(2012), Jarvis et al.(2016), Zhang et al.(2018)), ist das globale Verständnis der Prozesse, die auf der Hangskala stattfinden, gering. Jedoch wurde "das Verständnis der hydrologischen Prozesse auf der Hangskala als dringendes Bedürfnis und eine der großen Herausforderungen in der Hydrologie identifiziert" (Bachmair und Weiler 2014, S. 1916), was wiederum die Bedeutung dieses Forschungsprojektes deutlich macht. Egli et al. (2001a; 2001b) haben die Entwicklung des Bodens in Zusammenhang mit der Zeit untersucht. Dümig et al. (2011) untersuchten die bodenphysikalischen Eigenschaften

entlang der Hänge, wobei Böden unterschiedlichen Alters und die vorkommenden Veränderungen in Vordergrund der Forschung standen. Eine ähnliche Studie führten Bojko und Kabala (2016) durch. Buttle et al. (2014) haben in ihrer Studie die Auswirkung der Vegetation auf den SSF erforscht und stellten fest, dass die mit dem Alter entwickelte Vegetation einen großen Einfluss auf die hydrologischen Eigenschaften des Hanges hat. Jedoch nehmen diese, sowie einige andere in Kapitel 2 genannte Studien, ausschließlich nur eine Seite des komplexen hydrologischen Systems, durch das sich periglaziale Gebirgsregionen charakterisieren. Es gibt nur wenige Studien, die zeitliche Chronosequenzen in den periglazialen Gebieten untersuchen und dabei nicht nur im Rahmen eines Forschungsgebietes bleiben, sondern alle beeinflussenden Faktoren im Zusammenhang betrachten (beispielsweise, Bernasconi et al. (2011)). Auch die Evolution hydrologischer und bodenkundlicher Aspekte in den periglazialen Gebieten ist ein neues Forschungsthema, das bislang nicht oft im Zentrum der Untersuchungen stand. Jefferson et al. (2010) untersuchten die Evolution hydrologischer Prozessen auf Basaltgestein. Es wurde festgestellt, dass sich die hydrologischen Eigenschaften und die Abflussganglinie mit der Zeit deutlich verändern. Abhängig von der Zeit wurden in den untersuchten unterschiedliche hydrologische Prozesse beobachtet, Grundwasserneubildung und den Abfluss steuern. Yoshida, T., Troch, P.A. (2016) haben ein Konzept für die Evolution von vulkanischen Böden entwickelt. Diesem zufolge kommt an jüngeren Böden kein PF vor, sondern das Wasser fließt vertikal durch die Bodenmatrix in die Tiefe, da die Böden sehr klüftig sind. Mit der Zeit ändert sich dies, da sich die Böden entwickeln und die Minerale und Nährstoffe sedimentieren. Das führt auch zur Entwicklung der Vegetation, die von den 'Pionierpflanzen', die auf nährstoffarmen Böden mit wenig Organik vorkommen, bis zu komplexen Spezies (Dümig et al. 2011). Bei diesem Konzept, das als ,catchment coevolution concept' benannt wurde, ist es wichtig zu berücksichtigen, dass alle Veränderungen ein Ergebnis von den Wechselwirkungen zwischen Wasser, Boden, Klima und Biota sind (Troch et al. 2015). Was wiederum zu dem HILLSCAPE-Projekt führt, dessen Ziel die Untersuchung der oben genannten Wechselwirkungen auf der Hangskala ist. Da diese Wechselwirkungen noch nicht genug untersucht sind, ist es wichtig das Wissen über die hydrologischen Prozesse auf den Böden unterschiedlichen Alters zu untersuchen, um zu verstehen wie sich die grundlegenden Prozesse im Verlauf der Zeit ändern. Das Verständnis über diese Prozesse kann die hydrologischen Modelle verbessern, die auch dazu dienen unterschiedliche Vorhersagen zu machen. Außerdem ist dies in Hinsicht auf den Klimawandel wichtig, der in letzter Zeit große Aufmerksamkeit bekommt (UNEP 2018).

3. Problemstellung und Zielsetzung

Durch den globalen Klimawandel verändern sich die hydrologischen Eigenschaften der Hydrosysteme. Diese Veränderungen können große Auswirkungen auf Umwelt und Mensch haben. Die Gletschergebiete sind für die Klimaveränderungen sehr empfindlich. Klimatische Veränderungen führen seit mehreren Jahrtausenden zum globale Rückgang der Gletscher (Bogdal et al. 2011). Die hierdurch entstehenden Moränengebiete bieten die Möglichkeit grundlegende Bodenbildungs- und Entwicklungsprozesse auf der Hangskala in Abhängigkeit von der Zeit zu untersuchen. Das HILLSCAPE-Projekt umfasst die Interaktion zwischen Wasser- und Stoffverteilung auf der Hangskala und deren Wechselwirkungen mit dem Boden, der Vegetation und Landschaftsentwicklung (DFG 2018). Im Rahmen des Projektes sind vier Moränengebiete unterschiedlichen Alters von hydrologischer und geomorphologischer Sicht untersucht worden.

Die Ziele dieser Arbeit bestehen darin, (I) den Wassertransport und die präferentiellen Fließwege zu untersuchen, um den Unterschied zwischen hydrologischen Eigenschaften der periglazialen Böden verschiedenen Alters zu bestimmen, und (II) den Einfluss des Bodenalters und der Vegetation auf die Infiltration zu untersuchen.

Die sich aus der Zielsetzung ergebenden Fragestellungen sind folgende:

- Unterscheiden sich die Wassertransportprozesse in Abhängigkeit von der Zeit und den anderen Faktoren?
- Was sind die relevanten und beeinflussenden Faktoren für die Transportprozesse?

Die Forschungsfragen basieren auf den Literaturquellen und ergeben wiederum folgende Hypothesen:

- (i) In der Abhängigkeit von der Zeit unterscheiden sich die Fließprozesse im Boden.
- (ii) Bodeneigenschaften spielen eine große Rolle für die Infiltrationsprozesse.
- (iii) Vegetation spielt eine große Rolle für die Bildung der präferentiellen Fließwege.
- (iv) Bei älteren Böden gibt es mehr Makroporen, die durch Flora und Fauna ausgeprägt sind, als bei jüngeren. Wiederum spielt der präferentielle Fluss bei älteren Böden eine größere Rolle als bei den jüngeren.

Um die Ziele zu erreichen und die Fragen zu beantworten, werden vier Moränen unterschiedlichen Alters auf dem Steingletscher (Gadmen, CH) untersucht. Pro Klassenalter sind verschiedene Vegetationstypen definiert (gering-, mittel- und hochkomplexe Vegetation). Für jede Alter- und Vegetationsklasse wurden Beregnungsversuche unter Verwendung von Brilliant-Blue FCF Tracer durchgeführt und anschließend ausgewertet.

4. Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet (Abbildung 7) befindet sich zwischen Innertkirchen (Kanton Uri) und Gadmen (Kanton Bern) in den schweizerischen Zentralalpen.



Abbildung 7 Untersuchungsgebiet (Google Maps 07.11.18)

Das Einzugsgebiet des Steingletschers liegt westlich vom Sustenpass und geht vom Sustenhorn (3503 m ü. M.) im Osten zu den Tierbergen (3111 m ü. M.) und entwässert mit der Hauptzunge in den Steinsee, der sich auf einer Höhe von 1934 m ü. M. befindet (King 1987). Die nächstliegende Wetterstation befindet sich in Meiringen. Die mittlere Monatstemperatur beträgt für Januar -2°C und für Juli 17°C. Die mittlere Niederschlagshöhe beträgt 1375 mm, dabei ist der Boden ungefähr 70 Tage pro Jahr mit Schnee bedeckt (Meteoblue 2018). Im Zeitraum von 1893 bis 2017 ist der Steingletscher deutlich zurückgegangen, mit dem kleinen Vorstoß während der "Kleine Eiszeit" (Gletscherberichte (1881-2017) 2018). Abbildung 8 zeigt die Längenänderung des Gletschers von 1900 bis heute.

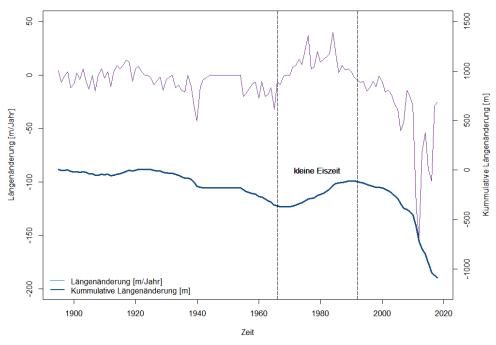


Abbildung 8 Längenänderung des Steingletschers (Gletscherberichte (1881-2017) 2018)

Geologisch ist das Steingletschergebiet hauptsächlich durch Kristalline Gesteine ausgeprägt, die glazial geformt wurden (SWISSTOPO 2018). Abbildung 9 stellt die Gesteinsklassen des Untersuchungsgebietes dar (der rote Marker kennzeichnet den Untersuchungsstandort). Die umgebende Geologie besteht aus stark metamorphen prämesozoischen Metagranitoiden, Gneisen und Amphiboliten (Schimmelpfennig et al. 2014).

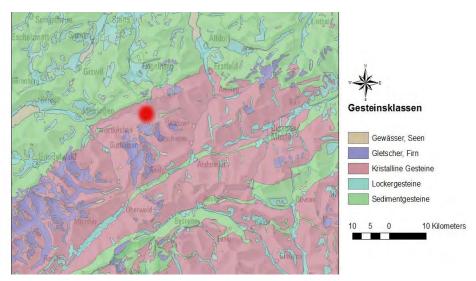


Abbildung 9 Gesteinsklassen

Der Boden des Untersuchungsgebietes ist laut European Commission (2005) und Bodenatlas der Schweiz durch Lithosole gekennzeichnet (siehe Abbildung 10).

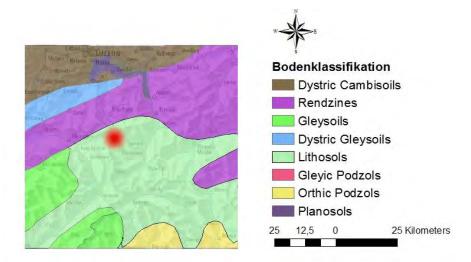


Abbildung 10 Bodentyp des Untersuchungsgebietes. Der Untersuchungsstandort ist mit rotem Marker bezeichnet

Als Standorte für die Experimente wurden vier Moränen unterschiedlichen Alters ausgewählt. Die vier Altersklassen sind: 10 000, 3 000, 150 (Jahr 1860) und ca. 50 (Jahr 1950–1980) Jahre (Abbildung 11).



Abbildung 11 Untersuchungsgebiet mit Lage der Moränen

Für jede Moräne wurden jeweils drei Standorte ausgesucht, deren Vegetationsabdeckung in drei unterschiedliche Kategorien eingeteilt wurde: (1) hoher Komplexität, (2) geringe Komplexität und (3) geringste Vegetation. Dies wurde gemacht, um die Auswirkungen ober- und unterirdischer hydrologischer Prozesse auf die Vegetation zu untersuchen. Für die Tracerversuche wurden jeweils drei kleinere Plots (1m x 1,5 m) festgelegt, die auch diesen Anforderungen entsprachen. Um von möglichst gleichen Bodeneigenschaften ausgehen zu können, wurden die kleinen Plots für die Tracerversuche so nah wie möglich zu den Hauptstandorten positioniert. Die Bilder der einzelnen Versuchsstandorte sind in Anhang A dargestellt.

5. Methodik

Um die präferentiellen Fließwege zu bestimmen und die Infiltrationsmuster zu erkennen, werden in der Regel unterschiedliche Farbtracer in verschiedenen Variationen benutzt, wie beispielsweise Methylen Blau, Acid Red oder Brilliant Blue FCF (Anderson et al. 2008). Der Farbtracer wird in den Boden infiltriert. Anhand der gefärbten Flächen ist die Bestimmung der PF möglich. Diese Methode wurde in einer Reihe verschiedener Studien getestet und zeigt gute Ergebnisse (Weiler 2001; Weiler und Naef 2003; Weiler und Flühler 2004; Cey 2007; Bachmair et al. 2009; Bachmair und Weiler 2012; Zhang und Xu 2016; Zhang et al. 2018).

5.1. Bodeneigenschaften

Da die Bodenansprache eine wichtige Rolle für die Ergebnisse hat, ist es nötig einige Parameter zu bestimmen. Hierzu wurden im Rahmen des Projektes Stechzylinderproben von jeder Moräne entnommen. Diese lassen Eigenschaften wie Gesamtporosität, Lagerungsdichte oder Korngrößenverteilung ermitteln. Die Analyse erfolgte im Labor des Helmholtz-Zentrums Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ). Im Feld wurden auch Kernproben genommen, um die Anzahl der Wurzel zu messen. Dies erfolgte im Labor des Institutes für Geobotanik Universität Freiburg. Die Abgrenzung der Horizonte wurden anhand der kurzen Definition aus Scheffer & Schachtschabel (Amelung 2018) gemacht. Der Anteil an Wurzeln und Steinen in den Proben wurde visuell abgeschätzt. Aus diesen wurde auch die Dicke der Streuschicht für jeden Standort bestimmt. Außerdem wurde vor Ort vor jedem Experiment die Bodenfeuchte gemessen, da die Vorfeuchte einer der grundlegenden Faktoren ist und eine wichtige Rolle für die Infiltration spielt, welche die Interaktion zwischen Makroporen und Bodenmatrix bestimmt (Weiler und Naef 2003). Die Messung der Vorfeuchte wurde mit drei unterschiedlichen Bodenfeuchtesensoren durchgeführt. Direkt an der Plotgrenze wurde die oberflächliche Bodenfeuchte mit einem Theta Probe type ML2x (Delta-T Devices) gemessen. Um die Vorfeuchte repräsentativ zu erfassen, erfolgte die Messung nicht nur einmal an einem Ort, sondern mehrfach an mehreren Orten neben dem Plot. Diese Daten wurden mit den Ergebnissen von zwei anderen Bodenfeuchtesensoren verglichen: SMT100 (Trübner) und 5TE (Delta-T Devices). Die beiden Sensortypen wurden von jeder Seite in den Hauptversuchsplots eingebaut. Die Sensoren wurden bis in eine Tiefe von 50 cm eingebaut und erfassten den Bodenfeuchtewert in einer zeitlichen Auflösung von 1 Minute. Aufgrund der Nähe zu den Plots der Hauptversuche, wurde angenommen, dass die Bodenfeuchte und andere Bodeneigenschaften an den Brilliant Blue-Versuchsorten ähnlich sind.

Die Bodendaten (beispielsweise Vorfeuchte und Dicke der Streuschicht) wurden entsprechend für jeden Standort arithmetisch ermittelt. Diese Mittelwerte wurden weiterhin für die Bestimmung der statistischen Signifikanz zwischen den Bodenparametern, Vegetation und den Ergebnissen der Farbtracerexperimenten benutzt.

5.2. Tracerauswahl und Beregnungsversuch

In dieser Arbeit wird der Farbtracer Brilliant Blue FCF (BB) benutzt, da er deutlich sichtbar ist, eine hohe Mobilität besitzt und über zuverlässige Sorptionseigenschaften sowie über

eine niedrige Toxizität verfügt. Die empfohlene Konzentration des Farbtracers beträgt 4 g l⁻¹. Bei dieser Menge adsorbiert der Tracer im Boden, wobei er trotzdem deutlich sichtbar ist (Weiler und Flühler 2004).

Der Farbstoff wird anhand von Beregnungsversuchen in den Boden eingebracht. Die Experimente wurden an jedem der drei Standorte pro Moräne durchgeführt. Jeder Plot war 1,5m x 1m groß und wurde in drei Subplots eingeteilt. Jeder Subplot hatte jeweils eine Größe von 0,5m x 1m. Die einzelnen Subplots wurden mit unterschiedlichen Intensitäten beregnet. Für die Experimente wurden folgende Intensitäten ausgewählt: 20mm h⁻¹, 40 mm h⁻¹ und 60 mm h⁻¹. Die Intensitäten entsprechen den 'intensity duration frequency' (IDF) Kurven (MeteoSwiss 2017). IDF-Kurven beschreiben die Extremereignisse auf Basis von variablen statistischen Verfahren und langjährigen Beobachtungen. Für den Steingletscher wurde die Klimastation im Meiringen benutzt. Laut Extrem-Value Analyse für diese Station entsprechen die ausgewählten Intensitäten von 2.8-, 60- und 100-jährigen Niederschlagsereignissen (MeteoSwiss 2017).

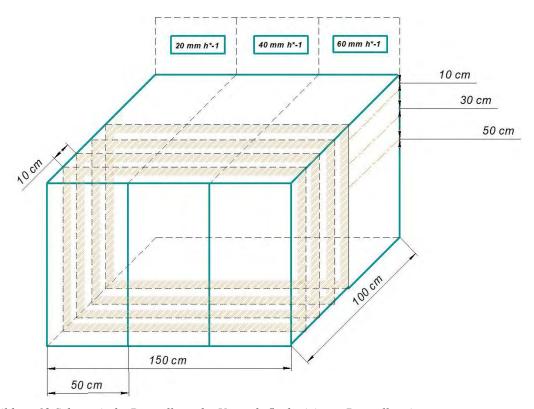


Abbildung 12 Schematische Darstellung der Versuchsfläche (eigene Darstellung)

Die Beregnung fand sukzessiv und nach dem Vorgehen von Bachmair et al. (2009) statt. Abbildung 12 stellt die Versuchsfläche dar. Zuerst wurde der gesamte Plot mit einer Intensität von 20 mm h⁻¹ beregnet. Nach der Bewässerung musste ein Subplot mit einer Plane abgedeckt werden. Der Rest des Plots wurde weiter beregnet, um die 40 mm h⁻¹ Niederschlagsintensität zu simulieren. Danach wurde der zweite Subplot mit der Plane abgedeckt. Für den letzten Subplot wurde das 60 mm h⁻¹ Ereignis simuliert. Insgesamt wurden 60 l Wasser für eine Bewässerung verwendet. Anschließend wurde der Gesamtplot komplett mit der Plane abgedeckt.

Für die Bewässerung wurde eine elektrisch betriebene Pumpe und ein Sprühkopfaufsatz verwendet. Die Pumprate betrug konstant 60 l min⁻¹. Um die Pumprate zu prüfen, wurde vor jeder Beregnung der Durchfluss mit Hilfe einer Stoppuhr und einem Messbecher getestet. Um die Infiltrationskapazität des Bodens nicht zu überschreiten und Oberflächenabfluss zu vermeiden, fand die Beregnung nicht kontinuierlich, sondern in bestimmten Intervallen statt (Tabelle 1). Dabei ist es wichtig zu berücksichtigen, dass das Wasser gleichmäßig auf dem Plot verteilt wird.

Tabelle 1 Intensitätsschema

Intensität [mm h ⁻¹]	Bewässerungsschema [min.]		
20	5 min. Beregnung x 5 min. Pause		
40	5 min. Beregnung x 10 min. Pause		
60	2 min. Beregnung x 10 min. Pause		

Einen Tag später wurden die beregneten Profile ausgegraben, um die vertikalen und lateralen Fließmuster zu identifizieren. Der Gesamtplot wurde in zwei Teile von je 50 cm eingeteilt. Zuerst wurden die vertikalen präferentiellen Fließwege bestimmt. Dazu wurde die Profilwand vertikal ausgegraben und mit einem Feininstrument sauber gemacht. Die Wurzeln wurden abgeschnitten. Vorhandenen Steine wurden nicht entfernt, sondern sauber und sichtbar gemacht. Auf der ersten Hälfte des Plots wurden im Abstand von 7 bis 10 cm vertikale Profilschnitte gemacht (siehe Abbildung 12). Nachdem die Profilwand sauber und fein bearbeitet wurde, wurde die Bildaufnahme genommen. Die Bilder wurden für jeden Schnitt und für jede Intensität mit unterschiedlichen Belichtungseinstellungen unter Verwendung einer Panasonic Lumix DMC-FZ18 Kamera gemacht. Die Auflösung der Bilder beträgt 2448 x 3264 Pixel.

Das Vorgehen für die Erfassung der lateralen Fließwege gestaltete sich ähnlich. Die zweite Hälfte des Plots (50 cm) wurde horizontal ausgegraben. Die Schnitte erfolgten nicht im gleichem Abstand, jedoch wurde für jede Bodenschicht mindestens ein Schnitt bis zu einer Tiefe von 50 cm gemacht (Bachmair et al. 2009).

Für die anschließende Skalierung der Bilder, ist die Verwendung von einem Rahmen erforderlich. Dieser ermöglicht es den richtigen Maßstab zu bestimmen. Für die weitere Analyse ist außerdem die Verwendung der Kodak Graustufenskala und der Farbkarte erforderlich. Diese beiden auf wurden auf den Rahmen fixiert und somit auch auf der Fotografie erfasst.

Der Einfluss von direkten Sonnenlicht wurde durch die Aufstellung eines Sonnenschirms über dem ausgegrabenen Profil vermieden. Hierdurch wird eine möglichst gleichmäßige Lichtverteilung erreicht, um eine für die spätere Auswertung der Bilder vorteilhafte Qualität der Auflösung zu erzielen.

5.3.Bildanalyse

Die Bilder wurden nach dem Vorgehen von Weiler (2001) und Weiler und Flühler (2004) bearbeitet und klassifiziert. Durch dieses Verfahren wird die subjektive Bewertung der Bilder verhindert (Weiler 2001). Um dies zu vermeiden und den Einfluss von subjektiver

Meinung auf die Ergebnisse zu minimieren ist eine Bildanalyse erforderlich, die aus einer Abfolge mehrerer Schritte besteht. Alle Schritte der Bildauswertung wurden für insgesamt mehr als 500 Bildern durchgeführt. In einigen Fällen wurde das Verfahren mehrfach durchgeführt, um geeignetere Ergebnisse zu erzielen. Die Bildanalyse wurde mit Hilfe eines in Python geschriebenen Programms durchgeführt, das auf dem Originalverfahren von Weiler (2001) und einem IDL-Code (Interactive Data Language) basiert. Das Programm wurde von einem Mitarbeiter des Instituts für Hydrologie bereitgestellt.

5.3.1. Geometrische Korrektur

Um die Aufnahmewinkel der Kamera zu korrigieren und optische Fehler, die durch eine nicht gleichmäßige Oberflächenrauigkeit entstehen, zu vermeiden, war eine geometrische Korrektur der Bilder nötig. Diese erfolgte durch einen Algorithmus, der die räumliche Korrektur durchführt. Zu diesem Zweck dienten gleichermaßen die Rahmen sowie die Graustufenskala, da die Grauwerte zu diesem Schritt interpoliert sein müssen. Dies war durch polinomiale Gleichungen möglich, welche die Basis des Algorithmus darstellen. Sogenannte 'tie-points', deren Position auf dem Bild bekannt ist, können mit Hilfe dieses Algorithmus auf die richtigen Koordinaten gesetzt werden. Die 'tie-points' wurden auf der Grauskala ausgewählt, da sie ausschließlich am Rand des Bildes gewählt werden können. Wenn diese Punkte sich in der Mitte des Bildes befinden, gibt die Korrektur einen Korrekturfehler zurück. Nach der Korrektur entspricht 1 px gleich 1 mm² der Versuchsfläche. Wichtig ist es zu berücksichtigen, dass die geometrische Korrektur die Bildauflösung verkleinert.

5.3.2. Hintergrundsubtraktion und Farbausgleich

Da die Bildaufnahmen bei Tageslicht stattfanden, sind die Lichtverhältnisse auf den Bildern nicht gleichmäßig. Die Lichtverhältnisse ändern sich auch im Laufe des Tages, was zu unterschiedlichen Helligkeitswerten führt. Die unteren Teile der vertikalen Bilder und die Bereiche neben den Rahmen sind dunkler als der übrige Teil des Bildes. Durch die Korrektur des Hintergrunds kann dies jedoch ausgeglichen werden. Der RGB-Farbraum (Rot-Grün-Blau) wird in einen HSV(Hue-Saturation-value)-Farbraum konvertiert. Um die Farben für alle Bilder auszugleichen, wurden die grauen und die dunklen Werte der Grauskala eingelesen. Schließlich wurde das Bild zurück in ein RGB-Format konvertiert.

5.3.3. Klassifizierung der gefärbten und dunklen Bereiche und der anderen Objekte

Die korrigierten Bilder enthalten die Information über die gefärbten und ungefärbten Bereiche. Anhand von verschiedenen Algorithmen ist eine Klassifizierung möglich. Der "Condition dilation algorithm" lässt benachbarte Pixel als blaue oder nicht-blaue Pixel bestimmen. Der Algorithmus verwendet die Farbwerte des Nachbarpixels und arbeitet so lange, bis er keinen nicht-definierten Pixel mehr findet. Nach der Definition gibt es eine Möglichkeit, die Klassifizierung zu wiederholen, um bessere Ergebnisse zu bekommen.

Nicht nur die gefärbten Bereiche, sondern auch die Schattenbereiche sollen definiert werden. Zu diesen gehören die Hohlräume, die die Steine hinterlassen, oder die Bereiche neben den Rahmen, die dunkler als das Gesamtbild sind. Nach der Definition können diese Bereiche je nach angegebenem Wert als nicht identifizierte Objekte oder als Tracer erkannt werden.

Als andere Objekte gelten Strukturen wie Gras im oberen Teil des Bildes und Steine. Diese konnten nicht automatisch klassifiziert werden und wurden je nach Farbmuster entweder als gefärbte oder ungefärbte Bereiche eingestuft. Um Fehler zu vermeiden, sollten solche Strukturen manuell identifiziert werden.

5.4. Analyse der Fließmuster

Die vorbereiteten Bilder können weiter benutzt werden, um qualitative und quantitative Aussagen über die Fließmuster zu treffen. Dabei ist es wichtig, vertikale und horizontale Fließmuster voneinander zu unterscheiden, da sie unterschiedliche Information enthalten.

5.4.1. Vertikale Fließmuster

Anhand der vertikalen Bilder ist die quantitative Beschreibung der Fließprozesse in Abhängigkeit von der Tiefe möglich (Weiler 2001). Dafür wurden die stereologischen Methoden benutzt, die zur Beschreibung der morphometrischen Prozessen dienen. Stereologische Verfahren beziehen Parameter, die dreidimensionale Strukturen beschreiben, auf gemessene zweidimensionale Parameter (Weiler und Flühler 2004). Diese können nicht direkt zur Identifizierung von Fließprozessen in Böden verwendet werden, jedoch lassen sich anhand dieser die Fließmuster in der Tiefe einordnen und unterschiedliche Fließprozesse wiederherstellen. Aus mehreren stereologischen Parametern wurden zwei spezielle ausgewählt, welche die Dichte der Struktur im Raum beschreiben. Diese Parameter sind die Volumen- und Oberflächendichte ("volume'- und "surface density'), welche auch als VD und SD bezeichnet werden (Weiler 2001).

Die VD [-] aus der Stereologie ist gleich der Flächen- und der Längendichte. Somit kann die VD durch den Anteil der gefärbten Flächen für jeden Millimeter Tiefe, bezogen auf die gesamte Profilbreite, bestimmt werden.

$$V_v = A_A = L_L = P_p$$
, wobei: (1)
 V_v ist die Volumendichte VD [-];
 A_A ist die Flächendichte [-];
 L_L ist die Längedichte [-];
 P_p ist der Anteil der gefärbten px [-].

Die VD wurde für jeden Millimeter Bodentiefe berechnet und gibt einen ersten Überblick über die Farbmuster des Profils. Die VD wurde separat für jeden Schnitt bestimmt und für das ganze Profil gemittelt. Allein anhand der VD lässt sich keine qualitative Aussage über die separaten Objekte treffen, sondern nur über das gesamte Fließmuster des Profils. Um die einzelnen Strukturen in Betracht zu ziehen, ist die gefärbte Objektbreite ('stained path width'), die auch als SPW bekannt ist, nötig. Die SPW ermöglicht es, die Breite jedes

Objekts zu bestimmen und dient dazu, die Fließtypen für jeden Millimeter Tiefe einzuordnen. Dies wiederum dient dazu, die Interaktion zwischen Bodenmatrix und Makroporen zu beschreiben. Alle gefärbten Strukturen wurden je nach Breite der Struktur in drei Klassen eingeteilt (< 20 mm, 20 mm bis 200 mm und > 200 mm). Für jede Klasse wurde die VD ausgerechnet. Die Summe dieser drei Klassen ergibt wiederum die gesamte VD des Profils.

Um die Fließtypen einzuordnen, wurde das prozentuale Verhältnis zwischen den Strukturen jeder Klasse ermittelt und für jede Tiefe der dominierende Fließprozesses zugewiesen. Nach Weiler (2001) wurden alle Fließtypen in fünf unterschiedliche Klassen eingeordnet. Drei davon sind durch Makroporen ausgeprägt, zwei durch die Bodenmatrix. Abbildung 13 stellt die oben genannten Prozesse zusammen mit den entscheidenden prozentualen Verhältnissen der SPW dar.

Flow type	Soil characteristics	Characteristic dye pattern	Proportion of SPW for	
			<20 mm	>200 mm
Macropore flow with low interaction	Macropores in a low permeable or saturated soil matrix		>50%	>20%
Macropore flow with mixed interaction (high and low)	Macropores in a heterogeneous soil matrix or macropores with variable macropore flow		20-50%	<20%
Macropore flow with high interaction	Macropores in a permeable soil matrix (texture or aggregation)		<20%	<30%
Heterogeneous matrix flow and fingering	Spatially heterogeneous soil properties, e.g. wettability or flow instability		<20%	<30-60%
Homogeneous matrix flow	Permeable soils (texture or aggregation)		<20%	<60%

Abbildung 13 Fließprozessen in Böden (Weiler und Flühler 2004)

Die Oberflächendichte SD [-/cm] ist dreidimensional definiert und kann durch die Oberfläche einer Struktur geteilt durch die Profilbreite bestimmt werden (Weiler 2001).

$$Sv = \frac{4B_A}{\pi} = 2I_L$$
, wobei: (2)

 S_{ν} ist die Oberflächendichte SD [-/cm];

 B_A ist die Perimeterdichte;

 I_L ist die Dicke des Schnittpunktes pro Bild.

Genauer gesagt, präsentiert die SD die Anzahl des Wechsels zwischen gefärbten und ungefärbten Bereichen des Bodens. Die SD wurde separat für jeden Schnitt bestimmt und für das ganze Profil gemittelt.

Die Analyse wurde in R mit Hilfe der "Magick"-Packages (CRAN R 2018b) durchgeführt, die die Bilder als numerisches Array darstellen können. Aus diesem wurde die benötigte

Information abgeleitet. Die RGB-Farbauflösung ermöglichte es, nur bestimmte Farbkanäle auszuwählen und die Information schließlich auszuwerten.

Die ausgewerteten vertikalen Bilder, die quantitative und qualitative Parameter besitzen, ermöglichten es, die statistische Signifikanz zwischen den Farbmustern, der Tiefe der Infiltration und des Anteils an Tracer sowie steuernder Parameter wie Bodenfeuchte und Vegetation zu prüfen. Dafür wurden die Scatterplots mit dem R-Basis-Paket erstellt und der Welch Two Sample t-test durchgeführt.

5.4.2. Horizontale Fließmuster

Die horizontalen Bilder dienen dazu, die Wechselwirkungen zwischen den Makroporen und der umgebenden Bodenmatrix zu quantifizieren, da die Bilder die Information über die Lage der Makroporen und die umgebenden Farbmuster enthalten (Weiler 2001). Das Originalverfahren von Weiler (2001) konnte in diesem Fall nicht verwendet werden, da die untersuchten Böden kaum Makroporen besitzen, die mit bloßem Auge identifiziert werden konnten. Darüber hinaus war es nicht möglich die Distanzen zwischen den Makroporen und der umgebenden Bodenmatrix zu berechnen. Die horizontalen Bilder wurden daher visuell analysiert. Um diese vorzubereiten, sind mathematische morphologische Operationen notwendig, anhand dieser die geometrische Struktur des Bildes analysiert werden kann. Dabei sind solche Parameter wie die Form oder die Größe des untersuchten Objektes entscheidend. Für diese Analyse wurde die morphologische Operation der Erosion benutzt. Diese Operation hat die Objekte auf dem Bild komprimiert und damit ermöglicht, die kleinen Strukturen, die als einzeln liegende blaue Pixel dargestellt waren, nicht zu betrachten. Wiederum wurden sehr nah zueinander liegende mehrere blaue Pixel als ein blauer Fleck betrachtet. Die morphologische Analyse wurde in R mit Hilfe des zusätzlichen "Imager"-Packages (CRAN R 2018a) durchgeführt. Um die Darstellung zu verdeutlichen, wurden die horizontalen Fließmuster zusätzlich im GIMP v. 2.10 nachbearbeitet.

Der Programmiercode für die Auswertung der vertikalen und horizontalen Farbmuster wurde in R. Version 3.5.1 von der Autorin dieser Arbeit geschrieben.

6. Ergebnisse

Die jüngste Moräne wurde als die vom Jahr 1970 definiert, und nur Ende Dezember 2018 wurde ihr Alter genauer bestimmt. Die letzte Analyse hat ergeben, dass diese Moräne vom Jahr 1990 stammt. Da die vorliegende Masterarbeit zu dem Zeitpunkt schon gefertigt wurde, wurde das Alter dieser Moräne im Text und auf den Grafiken nicht geändert. Für weitere Forschungen im Rahmen des Projektes soll es aber berücksichtigt werden.

6.1. Bodeneigenschaften

Die älteste Moräne (10 ka) ist ungefähr 10 000 Jahre alt und komplett mit Sträuchern bewachsen. Ein Großteil der vorhanden Strauchvegetation ist Alpenrose sowie Blau- und Moorbeeren, die sehr nah zueinander wachsen und somit ein sehr dichtes Netz bilden. Im Vergleich zu der 10 ka ist die 3 000 alte Moräne (3 ka) relativ frei von Sträuchern und mit unterschiedlichen Arten von Gräsern bewachsen. Die Moräne von 1860 besitzt einen gemischten Vegetationstyp: An Standort 1 und Standort 2 wird die Vegetation aus Gräsern unterschiedlicher Art gebildet, während Standort 3 fast komplett mit Weide und Alpenrosen bewachsen ist. Es ist auch eine sehr deutliche Streuauflage auf dem Boden zu sehen, genau wie bei der 10 ka Moräne. Die jüngste Moräne, die aus dem Jahr 1970 stammt, ist praktisch nicht bewachsen. Kleine Weiden treten nur sehr selten auf. Zum größten Teil besteht die Vegetation aus unterschiedlichen Moosen. Solch unterschiedliche Vegetationen entsprechen allen Studien, die behaupten, die Vegetation werde sehr durch das Bodenalter geprägt. Auch hat die Vegetation Auswirkungen auf die Bodeneigenschaften.

Die Bodenproben, die für Bestimmung der relevanten Bodenparameter dienen, wurden im GFZ Potsdam von einer Projektteilnehmerin analysiert und die Resultate der Analyse entsprechend visualisiert.

Abbildung 14 stellt die Gesamtporosität des Bodens dar.

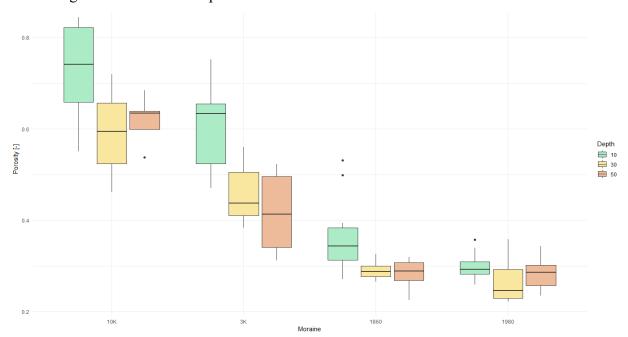


Abbildung 14 Porosität des Bodens in der Abhängigkeit von der Tiefe und Bodenalter (Darstellung: Anne Hartmann)

Bei allen Moränen kommt die höchste Porosität in den oberen Bodenschichten vor und nimmt mit der Tiefe ab. Bei der ältesten Moräne beträgt die Gesamtporosität der oberen Bodenschicht 80 %, was durch die dicke Streu- und Wurzelschicht ausgeprägt sein kann. Mit der Tiefe nimmt die Porosität ab, bleibt aber trotzdem relativ hoch: fast 50 % auf der Tiefe 35–40 cm. Im Vergleich zu anderen Moränen ist die Gesamtporosität auf der 10 ka die größte. Auf der 3 ka Moräne beträgt die größte Porosität 60 % und bleibt auch wie bei der 10 ka relativ hoch: bis zu 40 % in den unteren Bodenschichten. Auf der 1860er Moräne beträgt die Porosität zwischen 50 % für die oberen Bodenschichten und 20 % für die unteren. Die Porosität der jüngsten Moräne beträgt ca. 30 % für alle Bodenschichten.

Die Lagerungsdichte für die Standorte stellt sich umgekehrt dar und steigt von der ältesten bis zur jüngsten Moräne an, was auch in Zusammenhang mit der Porosität zu betrachten ist (Abbildung 15).

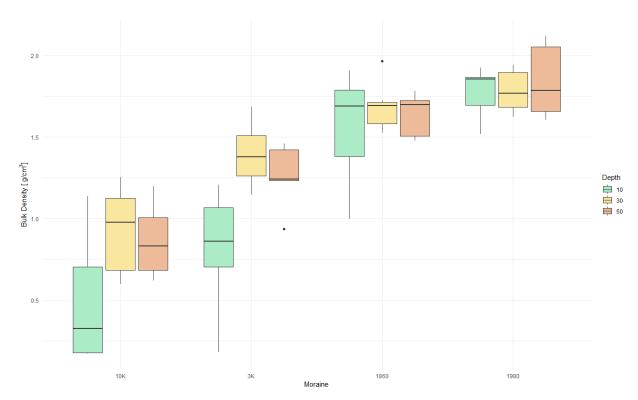
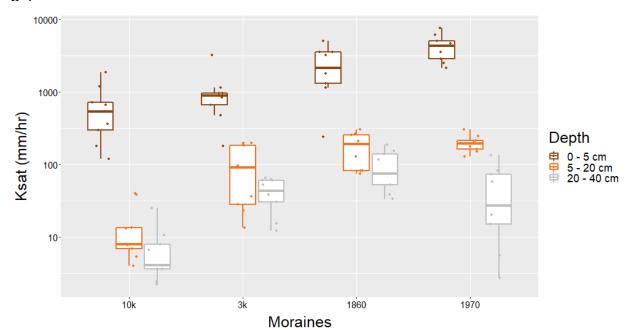


Abbildung 15 Lagerungsdichte in Abhängigkeit von der Tiefe und Bodenalter (Darstellung: Anne Hartmann)

Die Lagerungsdichte für die 10 ka ist am geringsten, von ca. 0.3 g/cm³ für die obere Schicht bis 1,0 g/cm³ für die untere. Für die 3 ka beträgt die Lagerungsdichte der oberen 10 cm den Wert von 0.9 bis 1.5 g/cm³. Für die 1860er Moräne beträgt die Lagerungsdichte den Wert von 1,3 g/cm³ für die obere Schicht und 1.9 g/cm³ für die mittlere. Genau wie die Porosität ist die Lagerungsdichte der jüngsten Moräne praktisch konstant für alle Tiefen und beträgt ca. 1,7–2,0 g/cm³.

Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit ist in Abbildung 16 dargestellt. Für die 10 ka beträgt sie ca. 1000 mm h⁻¹ für den Oberboden und ca. 10 mm h⁻¹ für den Unterboden. Für die 3 ka ist die Leitfähigkeit fast auf dem gleichen Niveau wie bei der 10 ka, für den Unterboden ist sie jedoch etwas höher und beträgt ca. 50–100 mm h⁻¹. Der Wert für den 1860er-Oberboden beträgt mehr als 1000 mm/h, was auch für die 1970er Moräne zutrifft.



Die Werte des Unterbodens liegen fast auf dem gleichen Niveau und betragen 10–100 mm h⁻¹.

Abbildung 16 Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe und Bodenalter (Darstellung: Fabian Maier)

6.2. Beregnungsversuche

Wie es schon in Kapitel 5 erwähnt wurde, wurden die Standorte für die Beregnungsversuche möglichst in der Nähe zu den Hauptstandorten liegend, sowie unter Berücksichtigung ihrer Vegetation ausgesucht. Die Zeit zwischen der Beregnung und der Profilausgrabung betrug in den Regel 16 bis 24 Stunden. Generell wurden die Beregnungsstandorte wie folgt ausgewählt:

Standort 1: rechts hangabwärts;

• Standort 2: mittlerer Plot;

• Standort 3: links hangabwärts

6.2.1. Beregnungsversuche für die 10 ka

Generell sind die Standorte für die 10 ka mit komplexer Vegetation bewachsen, wobei diese größtenteils durch Alpenrosen sowie Blau- und Moorbeeren gebildet wird. Um den Einfluss von Interzeption zu vermeiden, wurde die Vegetation für jeden Standort auf bis zu 1–2 cm gekürzt. Der Boden ist sehr tonhaltig. Es wurde während der Profilausgrabung an Standort 1 und Standort 2 fast keine Steine gesichtet. An Standort 3 wurde mehr Skelettgehalt beobachtet und mehr Tracer in das Profil gegeben. An allen drei Standorten wurde während der Beregnung kein Oberflächenabfluss beobachtet, weder bei der kleinsten noch bei der größten Intensität.

Auf dieser Moräne war eine sehr dicke Streuschicht zu beobachten. Diese reichte von 7 cm für den Standort mit geringem Vegetationsanteil (Standort 1) und bis zu 15 cm für den Standort, der komplett mit komplexer Vegetation bedeckt war (Standort 3). Der A-Horizont betrug zwischen 10 und 22 cm an Standort 3. An den Standorten 1 und 2 wurde in Bezug

auf den A-Horizont eine helle Verwitterungsschicht von ca. 2–4 cm beobachtet. An Standort 3 wurde diese Schicht nicht gesichtet (Abbildung 17).



Abbildung 17 Profilwand mit der Verwitterungsschicht, Plot 1

Während der Profilausgrabung wurde beobachtet, dass der Tracer kaum weiter als in die Streuschicht geflossen ist. Nur an Standort 3 konnten einige blaue Flecke unterhalb der Streuschicht beobachtet werden. Insgesamt wurde mehr Tracer bei niedriger Intensität als bei größerer beobachtet. An Standort 2 wurde in einem der vertikalen Profilsschnitte eine Makropore beobachtet, die aufgrund ihrer Struktur vermutlich durch anthropogenen Einfluss entstanden ist, wie eventuell die Installation des elektrischen Zauns (Abbildung 18).

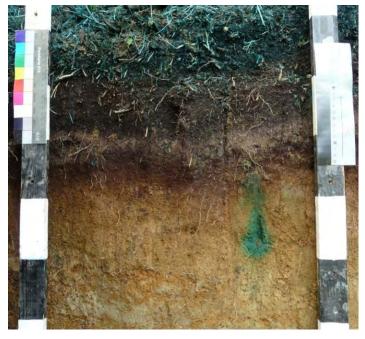


Abbildung 18 Anthropogen entstehende Makropore

Für diese Moräne wurden keine horizontalen Bilder aufgenommen, weil kein Tracer unterhalb der Streuschicht vorhanden war.

6.2.2. Beregnungsversuche für die 3 ka

Generell sind die Standorte der 3 ka mit Gräsern unterschiedlicher Art bewachsen. Schon an der Bodenoberfläche waren mehrere Steine zu erkennen. Während der Profilausgrabung wurden mehr Steine als Bodenmaterial aus dem Profil herausgeholt. Das Gras wurde genau wie bei der 10 ka bis auf 1–2 cm abgekürzt, um den Effekt von Interzeption zu vermeiden. An allen Standorten wurde ein sehr dickes Wurzelnetz (bis zu 50 cm Tiefe) beobachtet, das jeweils die Tracerverteilung stark beeinflusst hat: Bei einigen Grasflächen waren die Wurzel derart fest verflochten, dass das Wasser nicht hindurchdringen konnte (Abbildung 19).

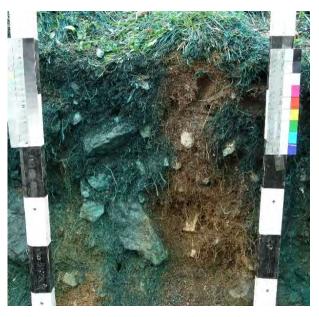


Abbildung 19 Undurchlässiger Bereich, der durch Grasfläche entsteht

Im Vergleich zu der 10 ka gab es deutlich mehr Skelettgehalt. Der Boden war eher kiesig statt tonig. Die Dicke der Streuschicht betrug 3–7 cm, die Dicke des A-Horizontes ca. 5–8 cm. An Standort 1 war das Profil sehr klüftig und zwischen den Steinen wurde manchmal kein Bodenmaterial beobachtet (Abbildung 20).

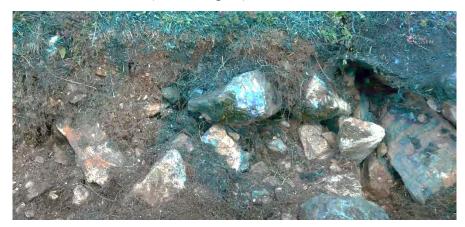


Abbildung 20 Profilwand: Standort 1, 3 ka

An Standort 3 wurden mehrere Ameisenkolonien, einzelne Regenwürme und Tausendfüßler beobachtet.

Während der Beregnung war kein Oberflächenabfluss vorhanden. Während der Profilausgrabung wurde beobachtet, dass der Tracer im Profil infiltriert und unterirdisch unter dem Beregnungsplot abgeflossen ist.

6.2.3. Beregnungsversuche für die 1860er

Im Vergleich zu den älteren Moränen, bei denen die Vegetation an allen Standorten ähnlich war, unterscheiden sich die Standorte bei der 1860er untereinander deutlicher. Standort 1 und 3 sind mit Gräsern unterschiedlicher Art bewachsen. Standort 2 ist hingegen mit den Weiden und Alpenrosen bedeckt. Für alle Standorte wurde die Vegetation auf bis 1–2 cm gekürzt. Der Boden ist sehr kiesig, ab 70 cm Tiefe ist jedoch mehr Tongehalt vorhanden. Die Streuschicht betrug ca. 4–6 cm. Aktive Verwurzelung kann bis zu 25 cm Tiefe beobachtet werden, wobei mehr Fein- als Grobwurzeln vorkommen. Der A-Horizont betrug 5 bis 10 cm. Insgesamt waren deutlich weniger Wurzeln in der Profilwand vorhanden (Abbildung 21).



Abbildung 21 Profilwand: Standort 2, 1860er

An allen drei Standorten wurde selten ein deutlicher Unterschied zwischen den Intensitäten beobachtet. Oberflächenabfluss bei den Standorten 1 und 3 war nicht vorhanden, bei Standort 2 wurde er schon bei 20 mm h⁻¹ beobachtet. Darüber hinaus wurden die Intervalle während der Beregnung geändert, um die Abflussbildung zu vermeiden. Auch gab es bei Standort 2 mehr Tonanteil im Boden sowie eine deutlich dickere organische Schicht als bei anderen Standorten.

An allen drei Standorten waren ab ca. 80–90 cm Tiefe große Steinblöcke zu beobachten, weswegen es nicht möglich war das Profil tiefer zu graben, obwohl die Farbmuster deutlich tiefer gingen.

Zwei Wochen nach der Beregnung wurde an Standort 1 unterhalb des Untersuchungsgebiets nach starken Regenereignissen blaue Flecken beobachtet, was darauf hindeutet, dass der Tracer tiefer infiltriert ist und sich unterirdisch hangabwärts bewegt hat.

6.2.4. Bergungsversuche für die 1970er

Generell ist auf dieser Moräne außer seltener kleiner Weiden, Moosen und sehr wenig Gras fast keine Vegetation vorhanden. Die Bodenoberfläche ist mit großen Steinen bedeckt. Während der Beregnung war deutlich zu sehen, dass das Wasser sehr schnell infiltriert ist. An Standort 3 stellte es sich umgekehrt dar: Schon bei 20 mm h⁻¹ war hier Oberflächenabfluss vorhanden. Aus der Änderung der Intervalle resultierten keine Ergebnisse: die Abflussbildung fand trotzdem statt.

Der Boden war insgesamt sehr nass und kiesig, ab ca. 50 cm Tiefe war bei den Standorten 1 und 2 im Profil mehr Ton zu beobachten. Auch war hier ab ca. 70 cm Tiefe ein Stauwasser zu beobachten (Abbildung 22). In der Profilwand gab es fast keine Wurzeln. Der nur undeutlich sichtbare A-Horizont betrug ca. 1–3 cm.



Abbildung 22 Profilwand bei Standort 2, 1970er: Wasserflecke ab 70 cm. Tiefe

Bis zu 50 cm Tiefe war kein deutliches Infiltrationsmuster zu beobachten: die Profilwand war blau ohne Unterschiede zwischen den Intensitäten oder Wurzeln. Jedoch stellten sich die Fließmuster in den Bodenschichten, die mehr Tonanteil besitzen, anders dar.

Schon am Tag nach der ersten Beregnung wurden unterhalb des Beregnungsplots blaue Flecken an der Oberfläche beobachtet (Abbildung 23), die an den Folgetagen weiter abwärts wanderten und sich dem Steinsee näherten.



Abbildung 23 Gefärbte Flächen unterhalb des Beregnungsplot bei der 1970er

6.3. Vertikale Infiltrationsmuster

Nach der Korrektur wurden alle Bilder in R digital betrachtet und es wurde eine entsprechende Analyse für die vertikalen Infiltrationsmuster durchgeführt. Abbildung 24 stellt eines der korrigierten Bilder dar, wobei die rote Farbe Steine und Gräser markiert, die grüne den Boden und die blaue den Tracer. Bei der Analyse wurde die Breite jedes Bildes berücksichtigt.

Alle korrigierten Bilder sind im Anhang C dargestellt.

6.3.1. Volumendichte (VD) und SPW

VD und SPW ermöglichen die erste Klassifizierung der Prozesse, die bei der Beregnung stattfinden.

Abbildung 25 zeigt die Tiefenprofile für die 10 ka, die über die VD dargestellt sind. Die VD ist wiederum als Summe aller Objekte drei Größenklassen (<20 mm, 20 bis 200 mm und >200 mm) dargestellt. Für jeden Standort wurden sie als arithmetisches Mittel jedes Schnitts berechnet. Ferner Infiltrationsmuster (1860er, Plot 3) ist auf der Abbildung das Skelettgehalt dargestellt.

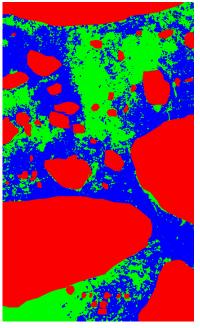


Abbildung 24 Ein vertikales

Insgesamt ist es für die 10 ka charakteristisch, dass keine Objekte größer als 200 mm vorhanden sind. Am meisten sind die gefärbten Strukturen über zwei andere Klassen dargestellt. An Standort 1 ist deutlich zu sehen, dass die Infiltrationstiefe gering ist und nur bis ca. 300 mm reicht. An Standort 2 ist die Tiefe noch geringer und reicht nur bis 200 mm. Im Vergleich zu diesen beiden ersteren ist an Standort 3 eine deutlich höhere Infiltrationstiefe zu erkennen.

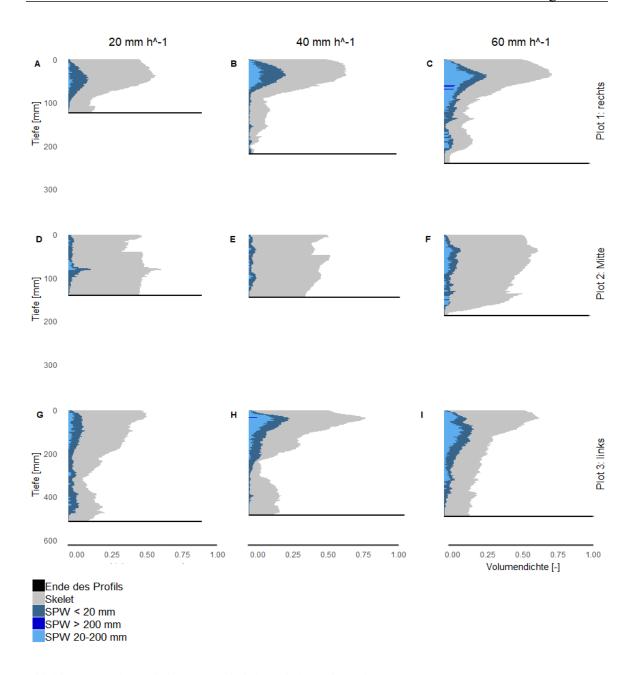


Abbildung 25 Volumendichte (VD)und Skelettgehalt für die 10 ka

An Standort 1 ist vor allem bei den mittleren und höheren Intensitäten die Abnahme des Infiltrationsmusters mit der Tiefe deutlich zu beobachten, Standort 2 zeigt insgesamt keinen Trend zur Ab- oder Zunahme des Infiltrationsmusters. Nur bei 20 mm h⁻¹ gibt es eine deutliche Zunahme der VD ab 100 mm Tiefe. An Standort 3 ist die Abnahme des Musters in der Tiefe zwischen 200 und 350 mm zu sehen, danach ist das Muster für jede Intensität unterschiedlich. Bei 20 mm h⁻¹ ist eine Rückhaltung der Farbe zu beobachten. Die VD für die oberen und unteren Schichten ist fast gleich. Bei 40 mm h⁻¹ ist ab 200 mm eine kontinuierliche Abnahme des Farbmusters zu erkennen. Bei 60 mm h⁻¹ nimmt die Farbe ab 300 mm zunächst ab, nimmt dann jedoch wieder zu. Auch bei allen drei Standorten gibt es einen Trend zur kontinuierlichen Abnahme des Skelettgehaltes mit der Tiefe. Die kleinen Strukturen, die in allen drei Standorten der Moräne stark im Profil dominieren, können als ein Indiz des Makroporenflusses betrachtet werden.

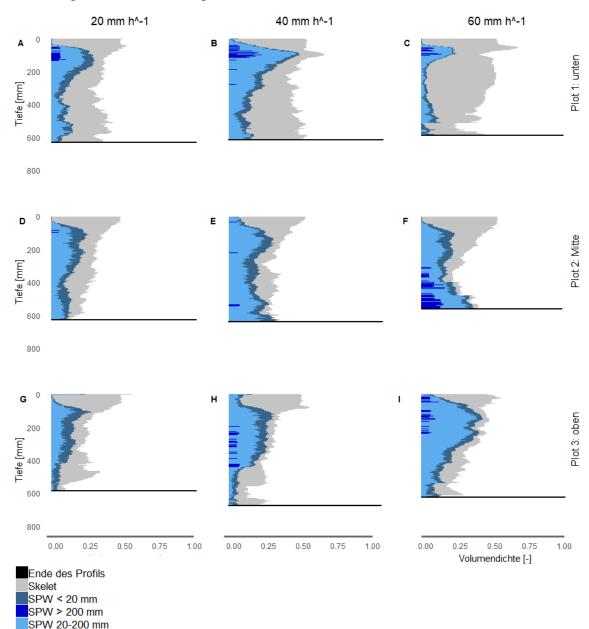


Abbildung 26 stellt die Tiefenprofile für die 3 ka dar.

Abbildung 26 Volumendichte (VD) und Skelettgehalt für die 3 ka

An Standort 1 ist ein deutlicher Trend zur Abnahme des Farbmusters ab ca. 200 mm Tiefe zu beobachten mit Ausnahme der 40 mm h⁻¹ Intensität. Hier nehmen die Objekte zwischen 20 mm und 200 mm und mehr als 200 mm ab, aber die kleineren Strukturen bleiben durch die gesamte Tiefe des Profils konstant. Große Strukturen (mehr als 200 mm) treten in den oberen 150 mm auf, darunter dominieren kleinere Strukturen. Bei der größten Intensität sind die kleinsten Werte zu beobachten. Grund dafür ist ein großer Stein, der sich in der Profilwand befand. Standort 2 zeigt eine kontinuierliche Anzahl der kleinen Strukturen für alle drei Intensitäten und den Skelettgehalt. Die mittleren Objekte nehmen zunächst in der Tiefe von ca. 250–400 mm zunächst ab, weiter unten treten sie jedoch erneut in größerer Anzahle auf. Bei 60 mm h⁻¹ ab 400 mm Tiefe dominieren die Strukturen, die größer als 200

mm sind und nehmen bis zum Ende des Profils kontinuierlich zu. An Standort 3 sind auch hier fast keine Objekte vorhanden, die größer als 200 mm sind. Bei der niedrigsten Intensität sind sowohl kleine als auch mittlere Strukturen im gesamten Profil fast gleich, nur ab 600 mm nehmen sie abrupt ab, woraufhin sie sich gleichermaßen abrupt verdoppeln. Bei den anderen Intensitäten ist es umgekehrt: Ab 500 mm ist eine Abnahme der blauen Farbe zu beobachten. Generell dominieren bei dieser Moräne die Objekte mittlerer Größe. Wechsel zwischen den Strukturen größer als 200 mm und zwischen 20 mm und 200 mm (beispielsweise, Standort 2, Intensität 3) deuten möglicherweise darauf hin, dass im Profil sowohl PF, als auch MF vorkommt.

Abbildung 27 stellt die Tiefenprofiele und VD für die 1860er Moräne dar.

Objekte größer als 200 mm kommen hier generell öfter als bei den älteren Moränen vor. Der Anteil des Skeletts ist zudem deutlich höher. An Standort 1 ist kein deutlicher Trend zur Ab- oder Zunahme zu beobachten. Bei mittleren und hohen Intensitäten in der Tiefe ca. 600-800 mm ist eine kurzfristige Abnahme aller Strukturen zu beobachten, danach steigt die Anzahl der Strukturen wieder an. Bei 60 mm h⁻¹ sind die Objekte größer als 200 mm nur in der Mitte des Profils (300-550 mm Tiefe) vorhanden. An Standort 2 gibt es generell weniger Strukturen größer als 200 mm. Deutlich ist es bei den 40 mm h⁻¹, wo solche Objekte nur in der Tiefe von 100 bis 200 mm und ab 700 mm vorhanden sind. Der Anteil der Strukturen kleiner als 20 mm ist konstant bei dem ganzen Profil für alle drei Intensitäten. Das gilt auch für Objekte zwischen 20 und 200 mm Größe, außer bei der geringsten Intensität, bei der in der Tiefe von ca. 300 mm eine plötzliche Verringerung der gefärbten Flächen vorkommt. An Standort 3 sind die großen Strukturen fast nicht vorhanden, wobei die kleineren fast konstante Werte betragen. Bei 40 und 60 mm h⁻¹ ab ca. 500 mm Tiefe tritt eine Zunahme der großen Strukturen ein. Bei 60 mm h-1 ist kein ungefärbter Bereich wegen des großen Skelettgehalts vorhanden. Genau wie bei der 3 ka Moräne, ist hier der Übergang von PF zu MF möglich. Die Tiefenverteilung des Tracers ist nicht linear und zeigt keinen deutlicher Trend zur Ab- oder Zunahme mit der Tiefe: Wenn der Anteil der Objekte einer Größe sich verringert, steigt der Anteil der anderen.

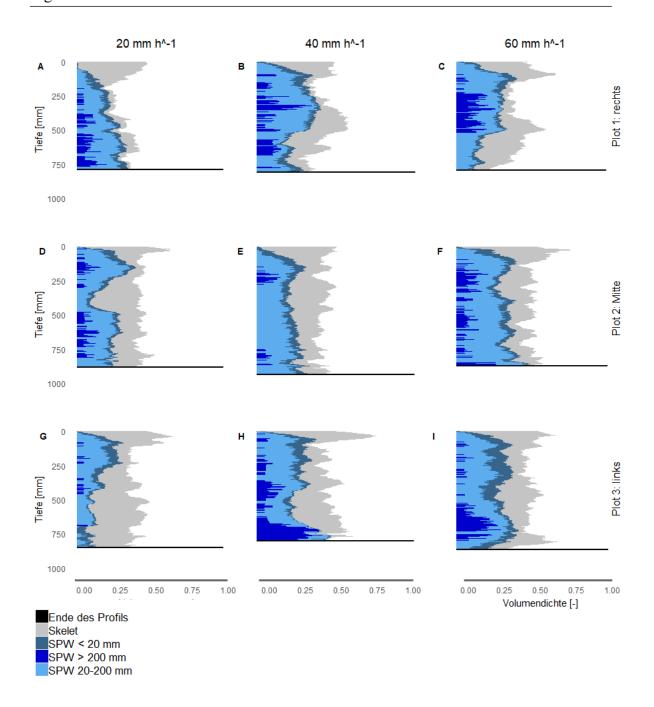


Abbildung 27 Volumendichte (VD) und Skelettgehalt für die 1860er

Abbildung 28 zeigt die Ergebnisse für die 1970er Moräne.

Generell ist bei dieser Moräne der größte Anteil an Strukturen größer als 200 mm, wobei die kleinen Objekte nicht vorhanden sind, außer an Standort 2 und bei der niedrigsten Intensität. Dort kommt in der Tiefe ca. 400–600 mm ein sehr geringer Anteil davon vor. Der Skelettgehalt ist nicht konstant und unterscheidet sich sehr stark vom Standort zu Standort: An Standort 2 ist es eher wenig, an Standort 3 gibt es einen deutlichen Trend zur Zunahme. Wiederum gibt es an Standort 3 weniger gefärbte Objekte je nach Tiefe. An Standort 1 treten zudem wenig mittlere Strukturen auf. Das Farbmuster ist nur durch Objekte größer als 200 mm dargestellt. Dies gilt auch für die mittleren und großen Intensitäten des Standortes 2. Bei 60 mm h⁻¹ sind fast konstante Werte für diese Strukturen

zu beobachten, wobei die mittleren Objekte (zwischen 20 und 200 mm) eher selten und nicht in jeder Tiefe auftreten. Ein großer Anteil von Strukturen größer als 200 mm kann als Indiz für Matrixfluss gewertet werden. An Standort 2 ist der Trend zur Verringerung des gesamten Tracergehaltes ab ca. 500 mm vorhanden, was durch die Zunahme des Tongehaltes im Boden und dementsprechend durch die Änderung der Bodeneigenschaften, erklärt werden könnte.

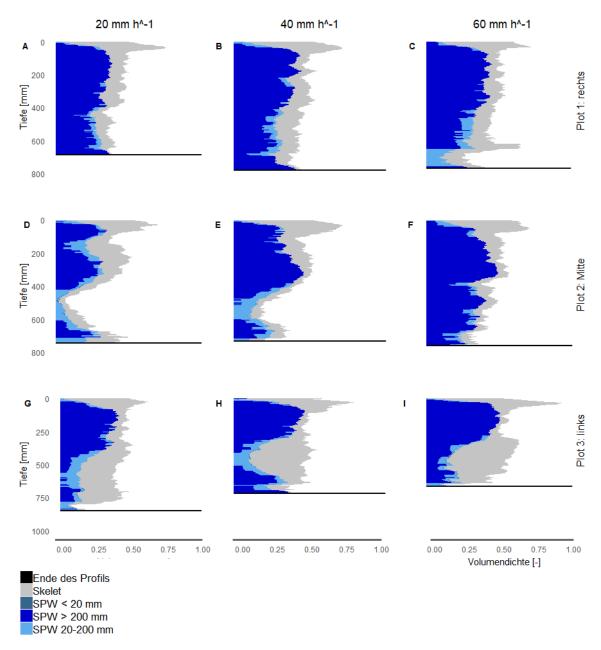


Abbildung 28 Volumendichte (VD) und Skelettgehalt für die 1970er

6.3.2. Oberflächendichte (SD)

Die SD ermöglicht die quantitative Beschreibung der Fließprozesse. Wichtig ist es zu berücksichtigen, dass die SD nur zusammen mit VD betrachtet werden sollte, da die SD die Größe der Strukturen nicht bewertet (Weiler 2001).

Abbildung 29 stellt die Ergebnisse für die älteste Moräne dar.

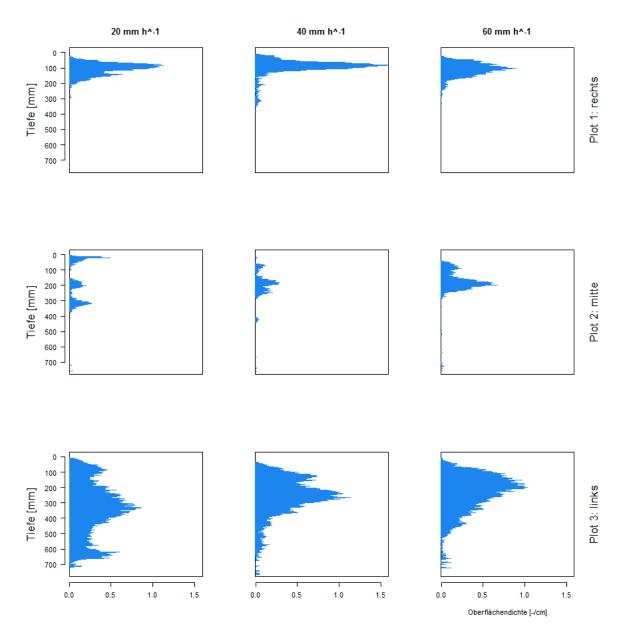


Abbildung 29 Oberflächendichte (SD) für die 10 ka

Für die 10 ka Moräne ist kein Trend zum Strukturwechsel vorhanden. Für Standort 3 sind größere Werte vorhanden, was auch durch den größeren Anteil an Tracer im Profil erklärt werden kann. Insgesamt sind die Werte eher hoch, was auch an Standort 1 deutlich erkennbar ist. Zusammen mit der VD betrachtet liefert eine solche Oberflächendichte weitere Beweise für die Annahme, dass Makroporenfluss in der älteste Moräne vorhanden sein könnte.

Abbildung 30 gibt einen Überblick über den Strukturwechsel für die zweitälteste Moräne. Hier ist insgesamt ein kleiner Trend zur Zunahme der SD mit der Tiefe vorhanden. Die Anzahl des Strukturwechsels ist unterschiedlich und liefert verschiedene Werte. Diese reichen von großen in der Mitte und in den unteren Schichten des Profils bis zu kleinen in den oberen Schichten. Wichtig ist auch zu berücksichtigen, dass der Trend für 20 mm h⁻¹

mm des Profils. 20 mm h^-1 40 mm h^-1 60 mm h^-1 100

bei den Standorten 1 und 2 umgekehrt ist: Es gibt mehr Strukturwechsel in den oberen 200

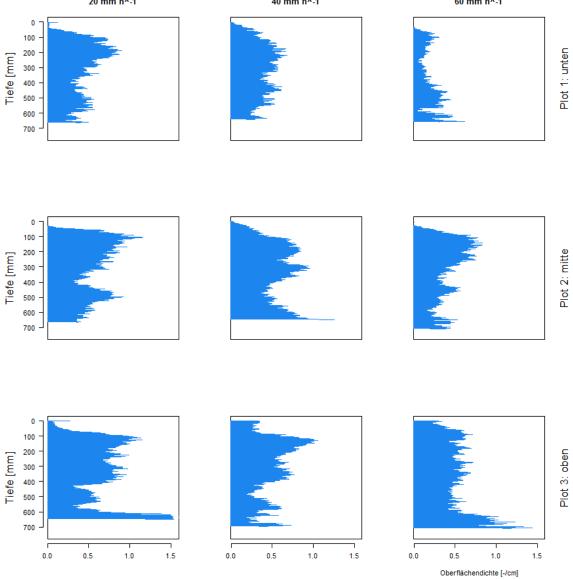


Abbildung 30 Oberflächendichte (SD) für die 3 ka

Auf Basis der Ergebnisse der VD wäre anzunehmen, dass die beiden Fließprozesse (sowohl PF, als auch MF) vorhanden sind.

Genau wie bei der 3 ka Moräne, ist bei der 1860er der Strukturwechsel vorhanden, der auf die beiden Fließprozesse hindeuten könnte (Abbildung 31). Dabei ist bei den Standorten 1 und 2 eher eine kontinuierliche Anzahl des Wechsels vorhanden. An Standort 3 ist ein abnehmender Trend zu beobachten. Die Peaks, die am meisten in oberen Bodenschichten vorhanden sind, zeigen an in welcher Tiefe des Profils der Übergang von einzelnen großen zu mehreren kleinen Strukturen stattfand.

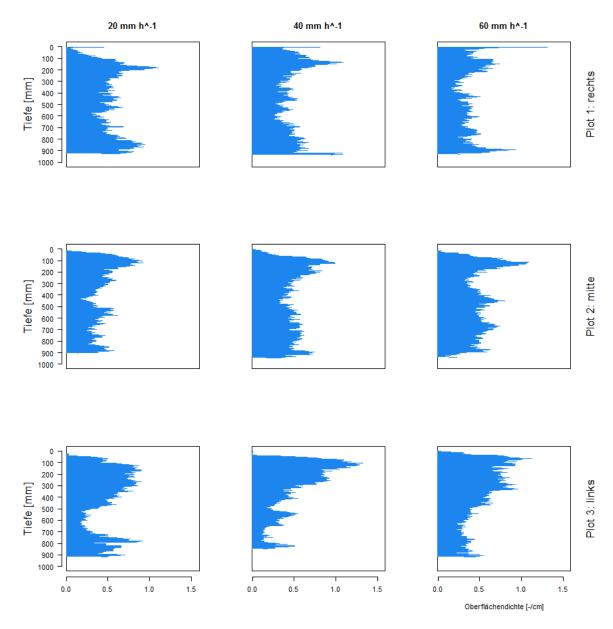


Abbildung 31 Oberflächendichte (SD) für die 1860er

Abbildung 32 stellt die Ergebnisse für die jüngste Moräne dar. Ein hoher Skelettgehalt spielt vermutlich eine große Rolle (so wie bei der 1860er Moräne), da aufgrund der Steine die Trennung in mehrere kleinere Strukturen auftritt, wobei es sich nicht um die kleinen Farbflächen, sondern um die breite Farbverteilung handelt, die durch die Steine getrennt wurde. Die Rohbilder (siehe digitaler Anhang) beweisen diese Annahme zusätzlich.

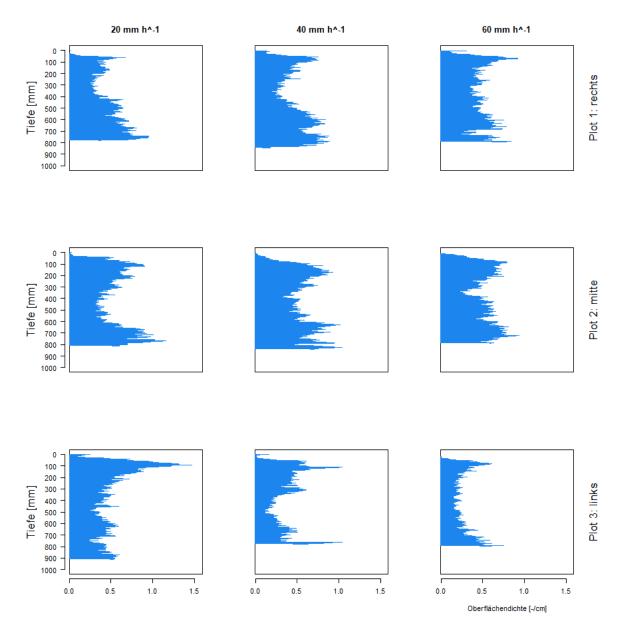


Abbildung 32 Oberflächendichte (SD) für die 1970er

6.3.3. Bestimmung der dominierenden Fließprozesse

Die VD und die Tiefenverteilung des Tracers im Profil, die durch SPW dargestellt wurde, ermöglichen die Bestimmung der dominierenden Fließprozesse. Dies ist auch als Tiefenfunktion möglich.

Kleine Strukturen, die für die 10 ka Moräne charakteristisch sind, treten als Makroporenfluss mit langsamer Interaktion auf, was nur selten durch die Bereiche mit Makroporenfluss gemischter Interaktion unterbrochen ist. Dies tritt am meisten bei der größten Intensität auf (Abbildung 33). Die Bereiche, die als Matrixfluss bezeichnet sind, müssen als Fehler bei der logischen Abfrage gesehen werden.

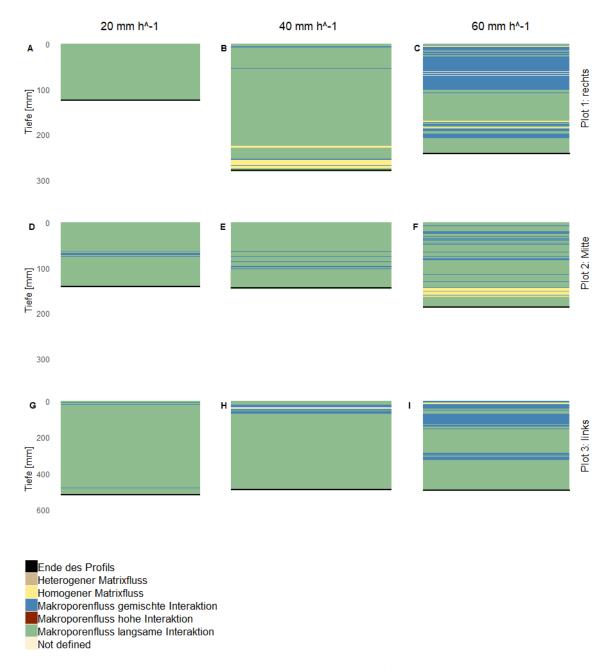


Abbildung 33 Dominierende Fließprozessen für die 10 ka Moräne, durch Tiefenfunktion dargestellt. (A) bis (C) ist Plot 1, (D) bis (F) Plot 2, (G) bis (I) Plot 3.

Abbildung 34 zeigt die Tiefenfunktion und die dominierenden Fließprozesse für die 3 ka Moräne. Wie es schon bei der Betrachtung der VD-Funktion klar wurde, charakterisiert sich diese Moräne durch den Wechsel von Makroporen- und Matrixfluss. An Standort 1 (Abbildung 34 (A)-(C)) herrscht der heterogene Matrixfluss in den oberen Bodenschichten. Mit der Tiefe nimmt jedoch der gemischte Makroporenfluss zu. An Standort 1 besitzt die größte Intensität die geringste Profiltiefe. Grund dafür ist der große Steinblock, der in der gesamten Profilbreite lag. Darüber hinaus sind die Ergebnisse für diesen Abschnitt fragwürdig, da keine richtige Infiltration möglich war. An Standort 3 und bei 60 mm h ⁻¹ Intensität (Abbildung 34 (I)) ist der homogene Matrixfluss für die oberen Bodenschichten charakteristisch. Mit der Tiefe nimmt jedoch der langsame Makoporenfluss zu. Umgekehrt zeigt es sich für die größte Intensität bei Standort 2 (Abbildung 34 (F)), wo der homogene

Matrixfluss erst ab ca. 400 mm auftritt. Die Zunahme des Makroporenflusses mit langsamer Interaktion in der Tiefe ist insgesamt für die ganze Moräne typisch. Als dominierender Prozess ist aber der Makroporenfluss mit gemischter Interaktion zu nennen.

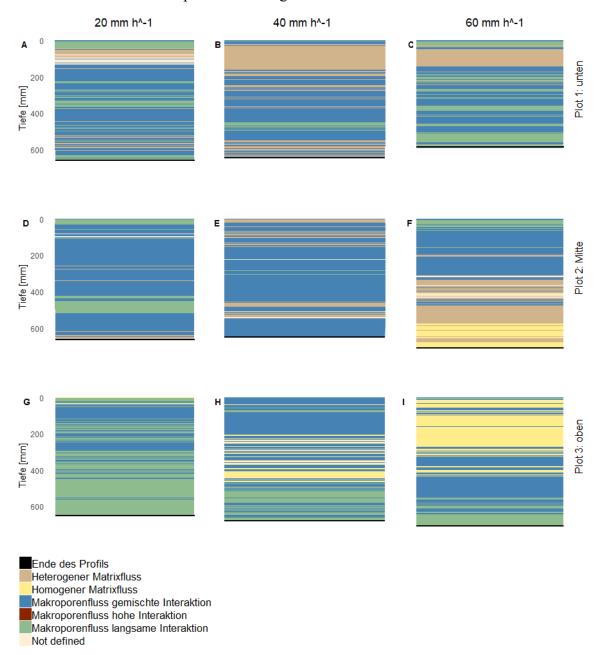


Abbildung 34 Dominierende Fließprozesse für die 3 ka Moräne, durch Tiefenfunktion dargestellt. (A) bis (C) ist Plot 1, (D) bis (F) Plot 2, (G) bis (I) Plot 3.

Die zweitjüngste Moräne charakterisiert sich zudem durch den Wechsel zwischen den dominierenden Fließprozessen mit deutlicher Abweichung in Richtung Matrixfluss (Abbildung 35). Der Makroporenfluss mit langsamer Interaktion kommt praktisch nicht vor. Makroporenfluss mit gemischter Interaktion bleibt an manchen Stellen aber deutlich hoch (Abbildung 35 (G), (I)). Wichtig ist es auch zu berücksichtigen, dass der Makroporenfluss in den oberen Bereichen des Profils vorkommt. Die mittlere Intensität an Standort 2 (Abbildung 35 (E)) charakterisiert sich durch den mehrmaligen Wechsel

zwischen den Prozessen, was bei der höheren Intensität anders aussieht – hier dominiert der heterogene Matrixfluss mit seltener Abweichung in der Richtung Makroporenfluss gemischter Interaktion (Abbildung 35 (F)). Dies führt zu der Annahme, dass die Heterogenität des Bodens bei dieser Moräne, schon innerhalb eines Standortes, sehr hoch ist. Darauf deutet auch hin, dass alle Standorte unterschiedliche Muster zwischen den verschiedenen Intensitäten zeigen.

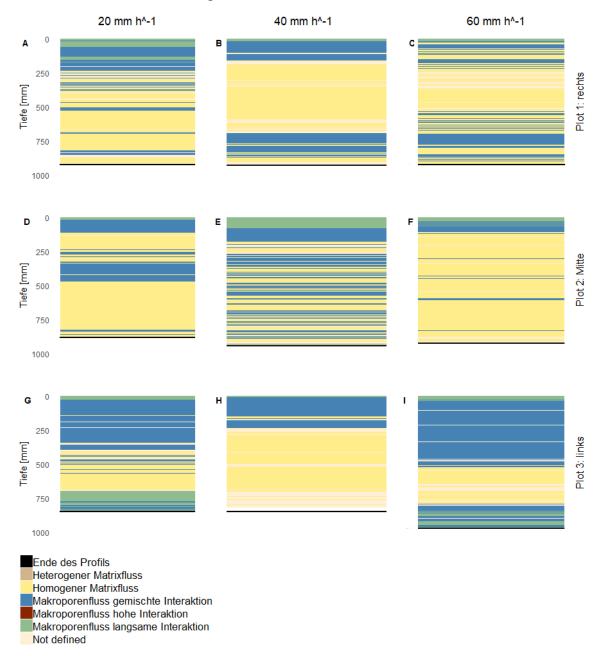


Abbildung 35 Dominierende Fließprozessen für die 1860er Moräne, durch Tiefenfunktion dargestellt. (A) bis (C) ist Plot 1, (D) bis (F) Plot 2, (G) bis (I) Plot 3.

Der dominierende Fließprozess für die 1970er Moräne ist eindeutig der Matrixfluss (Abbildung 36). Dabei herrscht bei allen drei Standorten ein homogener Matrixfluss. Nur in den tieferen Bereichen tritt der heterogene Matrixfluss auf. Dieser kommt auch in den oberen 10–30 cm des Profils vor. Dies kann daran liegen, dass die oberen Bodenhorizonte

eine höhere Leitfähigkeit haben (siehe auch Abbildung 16). Selten treten auch Bereiche mit Makroporenfluss gemischter Interaktion auf (Abbildung 36 (D), (G)), was vermutlich durch den Skelettgehalt entstehen kann, der eine homogene Farbverteilung unterbrochen hat.

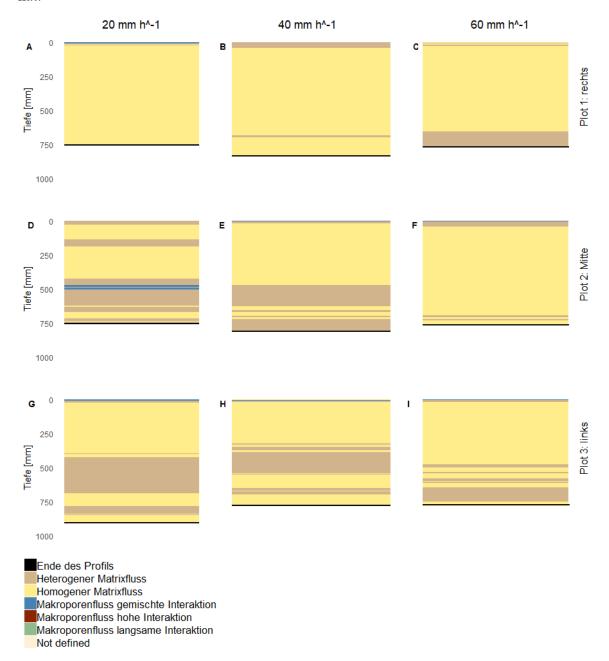


Abbildung 36 Dominierende Fließprozesse für die 1970er Moräne, durch Tiefenfunktion dargestellt. (A) bis (C) ist Plot 1, (D) bis (F) Plot 2, (G) bis (I) Plot 3.

6.4. Horizontale Infiltrationsmuster

Die horizontalen Infiltrationsmuster helfen die Fließprozesse im Boden zu identifizieren und, für den Fall, dass nur eine visuelle Analyse möglich ist, die Ergebnisse der vertikalen Fließmuster zu bewerten.

Die Aufnahme der horizontalen Bilder bei der 10 ka Moräne war nicht möglich. Nachdem die Streuschicht entfernt worden ist, war deutlich zu sehen, dass durch diese Schicht kein

Tracer gedrungen ist. Aufgrund dessen sind die horizontalen Bilder nur für drei Moränen aufgenommen und analysiert worden.

Abbildung 37 stellt die Ergebnisse für die 3 ka Moräne dar. Die schwarzen Bereiche in den Grafiken markieren undefinierte Flächen.

An diesem Standort handelt sich um den Makroporenfluss, wobei sehr kleine Objekte als die Bereiche mit langsamer Interaktion betrachtet werden können. Mit der Steigung der Größe der Strukturen ändert sich der Fließprozess. Dabei können die Bereiche mit den großen gefärbten Strukturen die sein, wo der Wechsel zwischen Makroporenfluss zu Matrixfluss stattfand. Bei niedrigerer Intensität sind generell weniger gefärbte Strukturen im Profil vorhanden, wobei der Anteil des Tracers bei einer Tiefe von 50 cm deutlich zunimmt. Umgekehrt stellt sich die Situation mit dem Anteil des Tracers im Profil bei der mittleren Intensität dar. Hier gibt es bei der oberen Schicht (10 cm Tiefe) deutlich mehr Tracer im Profil als bei der unteren (50 cm), wobei die Größe der Strukturen eher auf heterogenen Matrixfluss hindeutet. Für die größte Intensität ist kein Trend zu erkennen, obwohl es im mittleren Schnitt (30 cm) visuell mehr blaue Flecke gibt als bei den oberen und unteren Schnitten.

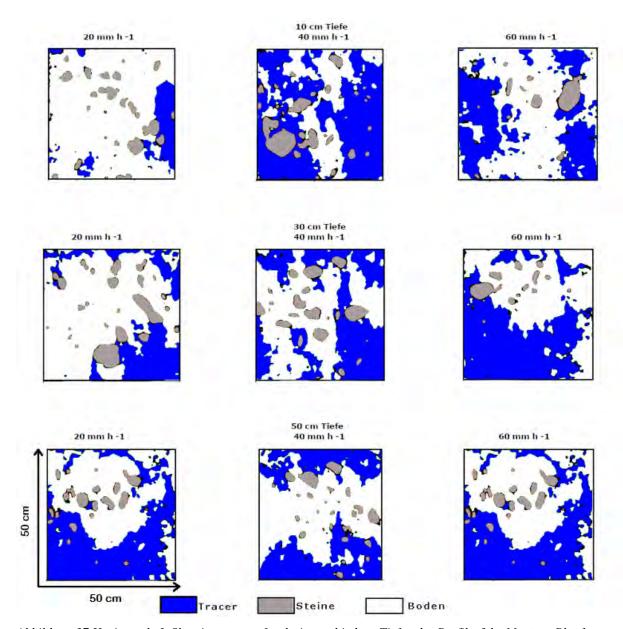


Abbildung 37 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedene Tiefen des Profils, 3 ka Moräne, Plot 1 (unten)

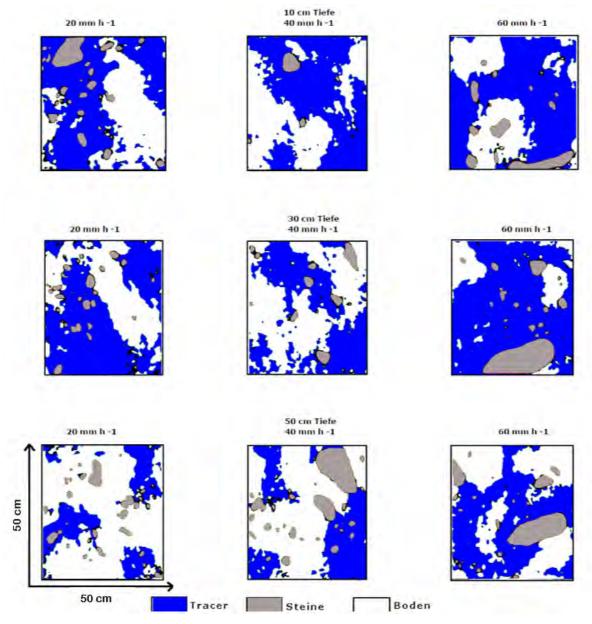


Abbildung 38 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedenen Tiefen des Profils, 3 ka Moräne, Plot 2 (Mitte)

Die Fließmuster für Standort 2 sehen ähnlich aus (Abbildung 38). Hier nimmt jedoch der Tracer mit der Tiefe deutlich ab. Bei dem Schnitt bei 50 cm Tiefe handelt es sich – außer bei dem bei 30 cm Tiefe und 60 mm h⁻¹, wo das Fließmuster deutlich auf Matrixfluss hindeutet – um Makroporenfluss langsamer Interaktion. An Standort 3 gibt es generell nicht viele kleine Strukturen, die auf langsame eine Interaktion hindeuten könnten (Abbildung 39). Dabei zeichnen sich die oberen und unteren Bodenschichten durch größere Anteile an Tracer im Profil aus im Vergleich zu den mittleren. Bei dem mittleren Schnitt und der mittleren Intensität handelt es sich eher um Matrixfluss gemischter Interaktion, wobei für die niedrigsten und größten Intensitäten Flächen mit Makroporenfluss langsamer Interaktion auftreten. Generell entsprechen die Ergebnisse der horizontalen Fließmuster denen der vertikalen (Abbildung 34).

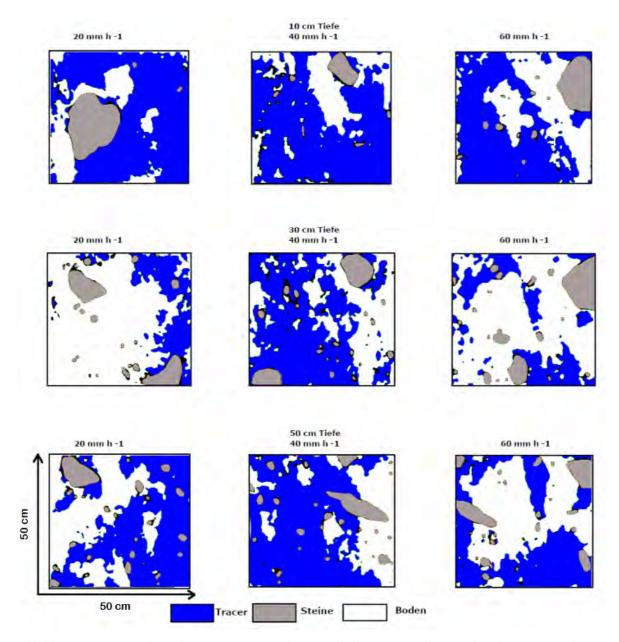


Abbildung 39 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedenen Tiefen des Profils, 3 ka Moräne, Plot 3 (oben)

An Standort 1 der 1860er Moräne handelt es sich um Makroporenfluss gemischter Interaktion für die niedrige Intensität und Matrixfluss für die größte (Abbildung 40). Dabei gibt es bei dem 50 cm Schnitt und 20 mm h⁻¹ praktisch keinen Tracer im Profil. Generell ist weniger Tracer in der unteren Bodenschicht zu beobachten als in der oberen. Auch ist deutlich zu sehen, dass die Intensität eine große Rolle bei der Tracerverteilung spielt, da bei 60 mm h⁻¹ deutlich mehr Farbe im Profil ist als bei 20 mm h⁻¹. Abbildung 41 stellt die Ergebnisse für Standort 2 dar. Genau wie bei Standort 1 gibt es in der oberen Bodenschicht deutlich mehr Tracer als in der unteren. Bei 50 cm Tiefe für die 20 und 40 mm h⁻¹ Intensitäten handelt es sich um Makroporenfluss, als Matrixfluss, wobei für 60 mm h⁻¹ vermutlich der heterogene Matrixfluss zu beobachten ist. Kleine rundliche, ungefärbte Bereiche an manchen Stellen können durch die Bodeneigenschaften erklärt werden. Bei Standort 2 spielen auch die Steine eine bedeutende Rolle. Im Vergleich zu Standort 1 und

2 gibt es bei dem Standort 3 insgesamt viel weniger Tracer im Profil (Abbildung 42). Dabei ist jedoch wichtig zu berücksichtigen, dass die Verteilung mit diesen zwei anderen Standorten exakt übereinstimmt: In den ersten 10 cm gibt es deutlich mehr Farbe als in der tiefen Bodenschicht. Bei 50 cm Tiefe handelt es um Makroporenfluss gemischter und langsamer Interaktion. Es gibt auch mehr gefärbte Bereiche bei der niedrigeren Intensität als bei der größeren, was für alle drei Bodenschnitte relevant ist. Hier sind auch kleine, rundliche und gefärbte Strukturen vorhanden, was auf Makroporenfluss langsamer Interaktion hindeuten kann (beispielsweise, 20 mm h⁻¹, 50 cm Tiefe). Generell stimmen die horizontalen Fließmuster mit den vertikalen überein (Abbildung 35), obwohl dennoch Unterschiede vorhanden sind.

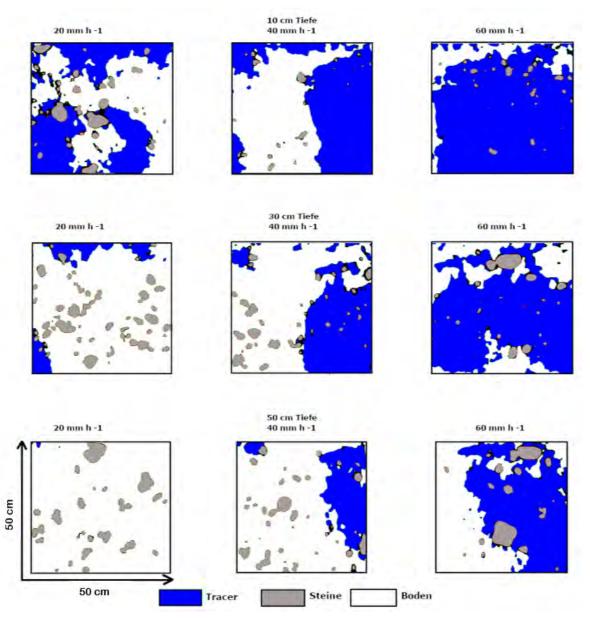


Abbildung 40 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedene Tiefen des Profils, 1860er Moräne, Plot 1 (rechts)

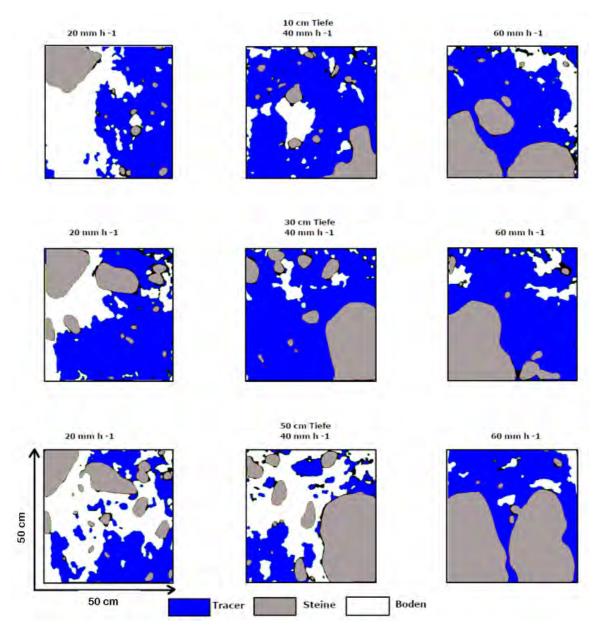


Abbildung 41 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedene Tiefen des Profils, 1860er Moräne, Plot 2 (Mitte)

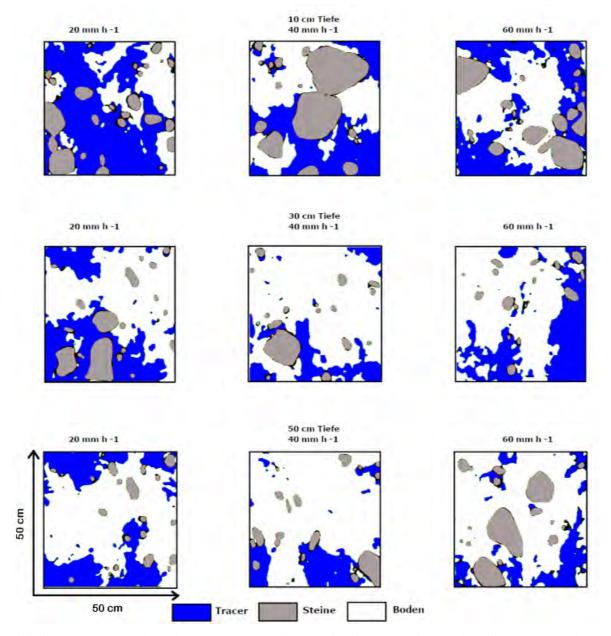


Abbildung 42 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedene Tiefen des Profils, 1860er Moräne, Plot 3 (links)

Die jüngste Moräne zeigt Ergebnisse für die horizontalen Fließmuster, die auf Matrixfluss hindeuten. Abbildung 43 stellt die Fließprozesse für Standort 1 dar. Eine solch breite Farbverteilung, die nur durch Steine unterbrochen ist, verweist eindeutig auf homogenen Matrixfluss. Dabei können kleine und selten vorhandene ungefärbte Bereiche durch Bodenheterogenität und -eigenschaften erklärt werden. Es gibt einen kontinuierlichen Trend zur Verringerung des Tracergehaltes im Profil mit der Tiefe. Dabei sind die Veränderungen, die durch die Intensität bedingt sein können, nur bei dem mittleren Schnitt (30 cm Tiefe) zu beobachten, bei dem es bei 20 mm h⁻¹ mehr ungefärbte Strukturen gibt als bei 60 mm h⁻¹. Aber selbst hier ist dieser Trend sehr schwach. Bei den Schnitten 10 und 50 cm ist er nicht vorhanden.

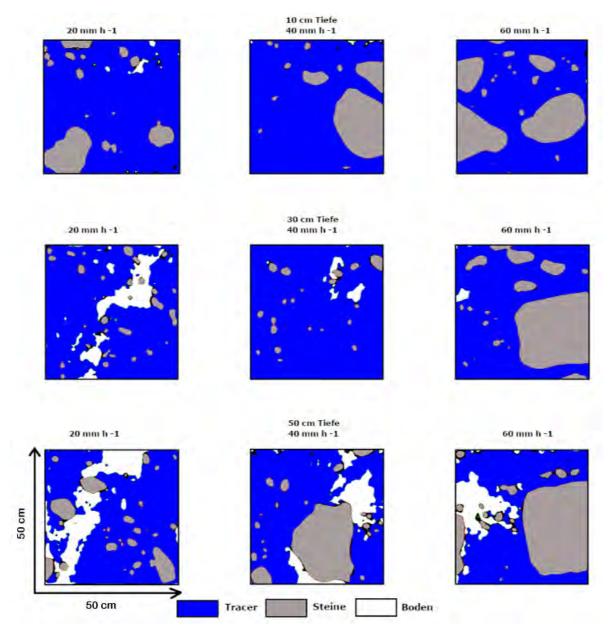


Abbildung 43 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedene Tiefen des Profils, 1970er Moräne, Plot 1 (rechts)

Das gleiche Bild ist bei Standort 2 der 1970er Moräne zu beobachten (Abbildung 44). Hier handelt es sich auch um homogenen Matrixfluss, der an manchen Stellen gleichermaßen als heterogener Fluss betrachtet werden kann. Dabei ist hier kein deutlicher Trend zur Verringerung des Tracergehaltes mit der Tiefe zu beobachten. Wiederum gibt es bei dem 50 cm Schnitt Unterschiede zwischen den Intensitäten, die bei den anderen Schnitten nicht vorhanden sind. Bei diesem Standort sind deutlich mehr große Steinblöcke vorhanden als bei den beiden anderen, was die Ergebnisse auch beeinflussen kann.

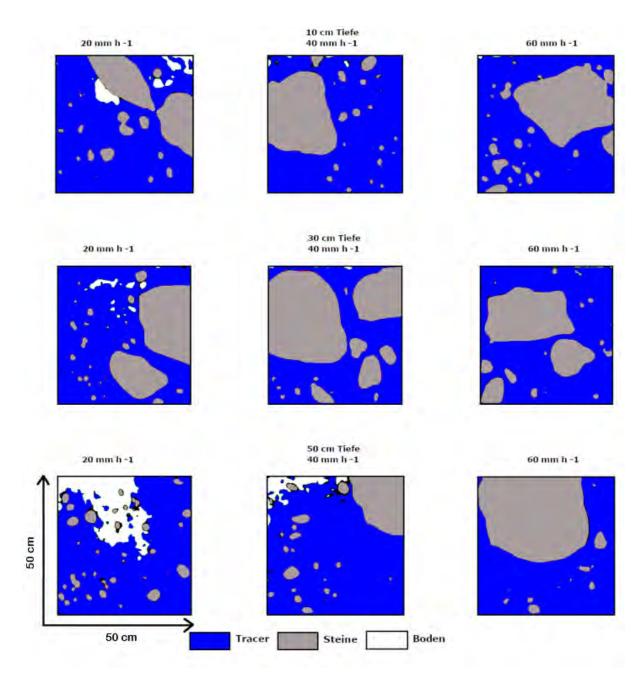


Abbildung 44 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedene Tiefen des Profils, 1970er Moräne, Plot 2 (Mitte)

Standort 3 zeigt einen Unterschied im Vergleich zu den Standorten 1 und 2 (Abbildung 45). Für den Schnitt 10 cm ist eindeutig der heterogene Matrixfluss vorhanden, aber bei den zwei tieferen Schnitten handelt es sich eher um heterogenen Matrixfluss oder den Makroporenfluss mit gemischter Interaktion. Ein deutlicher Trend ist zur Verringerung des Tracers im Profil mit der Tiefe vorhanden, bei 50 cm Tiefe gibt es nur halb so viele gefärbte Strukturen wie bei 10 cm Tiefe. Dabei ist ebenso wie bei den zwei anderen Standorten kein Unterschied zwischen den Intensitäten vorhanden. Die Ergebnisse entsprechen zusammengefasst den vertikalen Fließmustern (Abbildung 36).

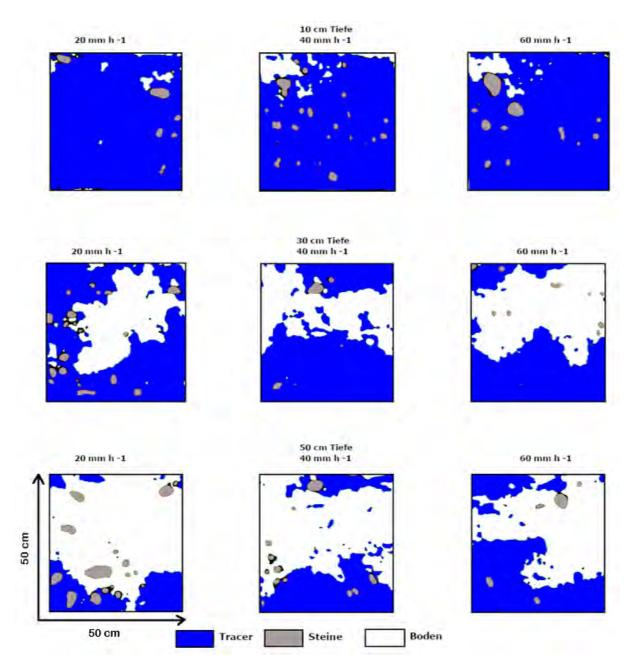


Abbildung 45 Horizontale Infiltrationsmuster für drei verschiedene Tiefen des Profils, 1970er Moräne, Plot 3 (links)

6.5. Einfluss der steuernden Faktoren

Wie schon im Kapitel 2 erwähnt, gibt es einige steuernde Faktoren, die Einfluss auf die Tracerverteilung und die Tiefe der Infiltration haben können. Die mittlere Tiefe der Infiltration pro Intensität stellt Abbildung 46 dar. Es gibt keinen deutlichen Trend zu einer Zu- oder Abnahme des Tracergehaltes in Abhängigkeit von der Intensität, der für alle Moränen gültig wäre. Für die 10 ka Moräne ist für den Standort 1 ein deutlicher Unterschied zwischen den Intensitäten zu beobachten, wobei bei den Standorten 2 und 3 die Tiefe der Infiltration bei den geringsten und größten Intensitäten fast gleich ist. Bei der 3 ka Moräne ist die Tiefe für alle Standorte und alle Intensitäten auch fast gleich. Bei der 1860er Moräne ist die Tiefe bei 20 mm h⁻¹ für die Standorte 1 und 2 fast gleich wie bei 60 mm h⁻¹. Für die jüngste Moräne zeigt die niedrigste Intensität die größte Infiltrationstiefe bei den

Standorten 2 und 3, wobei für den Standort 1 ist die Tiefe der Infiltration bei 20 mm h⁻¹ am geringsten.

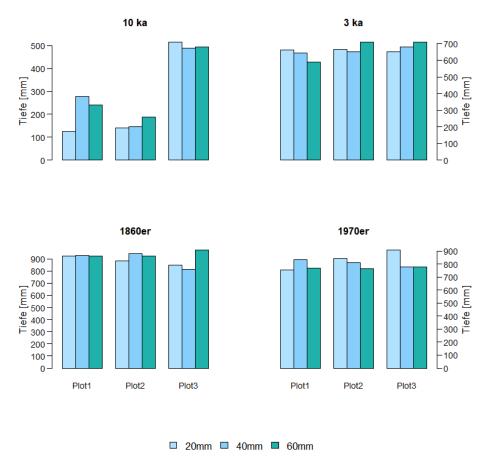


Abbildung 46 Mittlere Tiefe der Infiltration für jede Moräne in der Abhängigkeit von der Intensität

Infiltrationstiefe und Tracerverteilung beeinflussen solche Faktoren wie die Bodenfeuchte. Die Ergebnisse der Messung der Bodenfeuchte sind in der Tabelle 2 dargestellt.

Tabelle 2 Anteil an Tracer im Profil und Bodenfeuchte (arithmetisch gemittelt vom Bodensensoren)

Plot	Moräne	Anteil an Tracer	Bodenfeuchte		
		[-]	[Vol%]		
1	10 ka	0,132	0,341		
2	10 ka	0,071	0,334		
3	10 ka	0,130	0,404		
4	3 ka	0,276	0,110		
5	3 ka	0,393	0,172		
6	3 ka	0,330	0,103		
7	1860er	0,524	0,058		
8	1860er	0,544	0,054		
9	1860er	0,501	0,078		
10	1970er	0,572	0,078		
11	1970er	0,533	0,112		
12	1970er	0,537	0,058		

In dieser Tabelle ist das arithmetische Mittel der Bodenfeuchte-Sensoren dargestellt, die in den Hauptstandorten installiert wurden. Der Zusammenhang zwischen Tracergehalt und Bodenfeuchte stellt Abbildung 47 dar. Es ist deutlich zu sehen, dass je trockener der Boden ist, desto mehr Tracer im Profil beobachtet wurde. Der Zusammenhang zwischen Tracermenge und Bodenfeuchte wurde zudem mit Welch Two Sample t-test überprüft (p = 0.003).

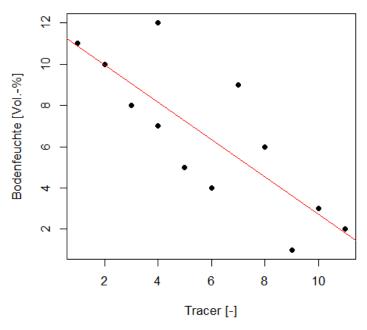


Abbildung 47 Tracermenge im Profil in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte [Vol.-%]

Nicht nur die Bodenfeuchte, sondern auch die Parameter, die durch Vegetation ausgeprägt sind, spielen eine bedeutende Rolle bei der Tracerverteilung im Profil. Beispielsweise hat die Dicke der Streuschicht einen signifikanten Einfluss auf die Tracermenge im Profil (Abbildung 48).

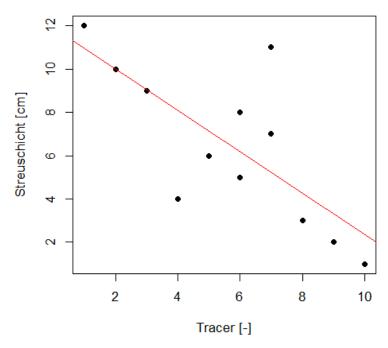


Abbildung 48 Tracermenge im Profil in der Abhängigkeit von der Dicke der Streuschicht [cm]

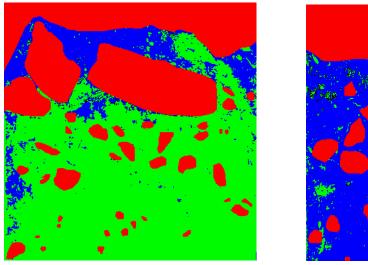
Je geringer die Mächtigkeit der Streuschicht, desto mehr Tracer konnte in das Bodenprofil infiltrieren. Dies wurde zusätzlich mit dem Welch Two Sample t-test bestätigt (p = 0.006). Einige weitere Bodenparameter, die von Ludwig Treuter bestimmt wurden, und deren Zusammenhänge mit der Tracermenge im Profil sind in Anhang B dargestellt.

7. Diskussion

Die Ergebnisse, die in Kapitel 6 dargestellt wurden, hängen von mehreren Faktoren ab und müssen kritisch betrachtet werden. Zudem könnten die Daten aufgrund unterschiedlicher Anfangsbedingungen bei der Datenaufnahme fehlerhaft sein. Dies soll in diesem Kapitel diskutiert werden. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass die Bodenproben für die Bestimmung der Bodeneigenschaften nicht von der Autorin erhoben wurden, weshalb die angewandten Erhebung- und Analysenmethoden nicht diskutiert werden.

7.1. Beregnungsversuche und Datenerhebung

Die angewandte Methode der Datenerhebung hat sich mehrmals als praktikabel erwiesen (Weiler und Naef 2003; Bachmair et al. 2009), wie es auch in dieser Arbeit bestätigt wurde. Während jeder Bewässerung wurden drei Beregnungsintensitäten simuliert: 20, 40 und 60 mm h⁻¹. Um die Intensitäten zu ermöglichen, wurde eine elektrisch betriebene Pumpe manuell auf eine bestimmte Durchflussrate eingestellt. Dies wurde mehrmals mit Stoppuhr und Messbehälter kontrolliert, jedoch bestand das Risiko, dass die Durchflussrate nicht bei jeder Durchführung übereinstimmte. Darüber hinaus konnten die Intensitäten nicht immer exakt 20, 40 oder 60 mm h⁻¹ betragen, wofür die Durchflussrate als mögliche Fehlerquelle bezeichnet werden könnte.



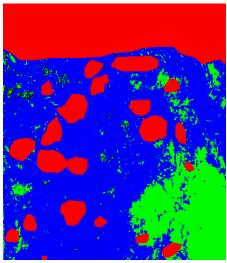


Abbildung 49 Zwei vertikale Schnitte (3 ka, Plot 2): 10 und 50 cm Schnitte, 60 mm h-1 Intensität. Sehr starker Unterschied zwischen den gefärbten Flächen, was durch verschiedene Boden- und Vegetationseigenschaften erklärt werden könnte.

Während der Profilausgrabung wurde festgestellt, dass die Böden sehr heterogen sind und sich die Bodeneigenschaften innerhalb eines Plots sehr unterscheiden können. Dies könnte einer der möglichen Gründe für sich sehr stark voneinander unterscheidende Ergebnisse innerhalb eines Standorts sein (Abbildung 49). Hier muss jedoch berücksichtigt werden, dass außer der Bodeneigenschaften auch die Vegetation eine große Rolle spielen kann: Einige Arten, die ein starkes und dickes Wurzelnetz aufbauen, wachsen nicht unbedingt gleichmäßig über die Fläche des Plots. Aufgrund dessen war es äußerst wichtig, die Standorte für die BB-Beregnungsversuche so auswählen, dass die Vegetation mit dieser

der Hauptstandorte möglichst übereinstimmte. Insgesamt lässt das verwendete experimentelle Design signifikante Ergebnisse zu, die für die weitere Datenanalyse geeignet sind. Durch die Bildaufnahme von mehreren Schnitten und anschließender arithmetischer Mittelungen der Einzelergebnisse, wurde der Effekt der Boden- und Vegetationsheterogenität deutlich verringert, sodass die Ergebnisse als plausibel betrachtet werden können.

7.2. Angewandte Methodik der Bildauswertung

nach dem Bildauswertungsprogramm wurde Verfahren von Weiler (2001) in Python v. 2.7 erstellt und bietet eine Möglichkeit Lichtverhältnisse und Geometrie der Bilder anzupassen. Jedoch kann dieses Programm auch als Grund für Ungenauigkeiten betrachtet werden, da Steine und Grasflächen manuell identifiziert werden müssen. Dies ist für die weitere Analyse wichtig, da Steine eine Barriere für das infiltrierte Wasser darstellen können (Abbildung 50). Darum ist es nötig, alle Steine zu erfassen und korrekt zu klassifizieren. Das Programm bietet keine Möglichkeit die Klassifizierung der Steine zu wiederholen, um doppelte Erfassungen zu vermeiden und ohne das Programm dabei von Neuem starten zu müssen (beispielsweise wenn die Ergebnisse nicht mit dem übereinstimmen). Originalbild Dadurch kann der Steingehalt unterschätzt werden. Das hängt von den Lichtverhältnissen des Originals ab: zu dunkle Bilder zeigen oft unbefriedigende Ergebnisse, wobei diejenigen,

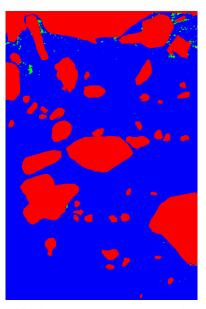


Abbildung 50 1970er Moräne, Plot 1. Breite Farbverteilung durch ganzes Profil, die nur durch Steine unterbrochen ist

die überbelichtet sind für die Analyse besser geeignet sind. Alle analysierten Bilder wurden anschließend zudem im GIMP v. 2.10 nachbearbeitet, da infolge der Auswertung sehr oft eine Bildkante entstand, die falsche Farbinformation hätte liefern können. Jedoch lässt das Programm die gefärbten und ungefärbten Flächen gut klassifizieren und gibt die Basis für die weitere Analyse der Fließmuster.

7.3. Fließmuster und Fließprozesse

7.3.1. Vertikale Infiltrationsmuster im Zusammenhang mit den steuernden Faktoren

Die in Kapitel 6 dargestellten Ergebnisse resultieren aus drei Parametern: Aus der VD, die als Häufigkeitsverteilung der SPW definiert ist, und der SD. Dabei sind alle drei Parameter sehr stark voneinander abhängig. Um eine quantitativ und qualitativ vollständige Aussage zu treffen, müssen sie zusammen betrachtet werden (Weiler 2001).

Für die älteste Moräne, welche die geringste Infiltrationstiefe aufweist, spielt die Vegetation eine bedeutende Rolle. Diese Moräne ist durch eine dicke Streuschicht charakterisiert, die bis zu 80 % Porenvolume enthält. Das gefärbte Wasser blieb in dieser

Streuschicht hängen, da diese sehr stark das Versickerungsvermögen des Bodens steuert (Bachmair und Weiler 2011). Für diese Moräne können die ersten 100 mm der Tiefe des Profils als Streuschicht betrachtet werden. Diese speichert das Wasser, sodass nur ein kleiner Anteil des Wassers hindurch gekommen ist. Dabei spielen die Pflanzenwurzeln eine bedeutende Rolle, die als Wasserleiter gelten, wie es in verschiedenen Literaturquellen bestätigt wird (Ghestem et al. 2011; Clark und Zipper 2016; Wu et al. 2017). Wichtig ist es zu berücksichtigen, dass der Boden auf der 10 ka Moräne sehr fein strukturiert ist und die Wurzeln in diesem Fall zur Infiltration beitragen, was bei grobstrukturierten Böden nicht so stark ausgeprägt ist (Lichner et al. 2011). An Standort 3 spielen nicht nur die Pflanzenwurzeln eine bedeutende Rolle für die Infiltration und die Farbverteilung, sondern auch die Steine. Bei der Profilausgrabung war deutlich zu sehen, dass das Wasser durch die Wurzelkanäle im Profil gedrungen, weiter um die Steine herum geflossen und somit bis in tiefere Bodenschichten gekommen ist (Abbildung 51).



Abbildung 51 Standort 3 bei der 10 ka Moräne: durch Steine und Wurzeln ausgeprägte Infiltrationsmuster

Die VD und SPW resultieren in solche Fließprozess, wie Makroporenfluss geringer Interaktion, der durch einzelne kleine Strukturen ausgeprägt ist (Weiler und Flühler 2004). Solche Fließprozesse deuten auf eine gesättigte oder gering durchlässige Bodenmatrix hin (Weiler 2001), was auch mit einer feinen Bodenstruktur, die im Feld beobachtet wurde, übereinstimmen kann. Die Makroporen entstehen dabei aus den Wurzelkanälen und befinden sich ausschließlich im Oberboden. Die für Standort 3 beobachteten Fließwege, die deutlich tiefer in das Profil reichen, sind auch durch Wurzelkanäle initiiert, aber können auch durch andere Mechanismen, die in den Unterböden stattfinden, ausgeprägt sein (Uchida et al. 2001). Wichtig ist es zu berücksichtigen, dass alle vorhandenen Makroporen in dem Bereich des Plots gewesen sind, wo die Bewässerung mit 20 mm h⁻¹ stattgefunden hat. Das kann daran liegen, dass bei der geringen Intensität das Porennetz nicht komplett

gesättigt war, was zu einer Initiierung von einzelnen Makroporen führt, während bei großen Ereignissen eine komplette Sättigung des Porenraums stattfindet. Eine dicke Streuschicht und eine feine tonige Bodenstruktur lassen die Initiierung des Matrixflusses jedoch nicht zu. Für Ergebnissen von VD und SPW spricht auch die relativ große SD (ca. 0.7 – 1.5 -/cm). Dies deutet auch auf viele kleine Strukturen im Profil hin. Mit der Tiefe nimmt die SD bei den größeren Intensitäten deutlich ab. Umgekehrt nimmt sie bei 20 mm h⁻¹ zu, was wiederum zu der Annahme führt, dass die Initiierung von Makroporen in dem Bereich stattgefunden hat, in dem die Intensität niedrig war. Insgesamt kann aus den Ergebnissen der Untersuchung dieser Moräne die Annahme abgeleitet werden, dass der Niederschlag keine bedeutende Rolle spielt und die Initiierung von PF nicht durch die Änderung der hydraulischen Leitfähigkeit verursacht werden kann (was oft durch Niederschlag ausgeprägt werden kann), sondern sich durch andere Faktoren wie beispielsweise die Vorfeuchte ausprägt (Weiler, Naef 2000). Außerdem wurde kein Oberflächenabfluss beobachtet, selbst als die Intensität hoch war, was darauf hindeutet, dass selbst eine sehr geringe Anzahl an Makroporen eine sehr große Wassermenge transportiert (Alaoui 2011). Weitere Ergebnisse, die die Vegetation als wichtigen Steuerungsfaktor bestätigen, sind die der 3 ka Moräne. Dabei ist es aber wichtig zu berücksichtigen, dass sich Standort 1 von den anderen etwas unterscheidet. Hier wurde eine sehr steinige und klüftige Struktur des Profils beobachtet. Es gab hier mehr Steine als Bodenmaterial (Abbildung 52).



Abbildung 52 Standort 1, 3 ka Moräne. Steinige und klüftige Bodenstruktur im Profil

Dies kann an der "kleinen Eiszeitperiode" liegen, während der ein Gletschervorstoß beobachtet wurde. Der Steingletscher ist fast bis zum "Alpincenter" vorgestoßen und kehrte zurück, nachdem diese Periode vorüber war. Damit wurde eine große Menge an Steinen und Bodenmaterial mit dem Gletscher verschoben. Die klüftige und steinige Struktur, die bei der 3 ka Moräne unten beobachtet wurde, kann vermutlich als Folge des Gletschervorstoßes gelten (King 1987).

Standorte 2 und 3 stellen einen deutlichen Zusammenhang zwischen Vegetation und



Abbildung 53 Standort 3, 3 ka Moräne. Die Grasflächen treten als Barriere für das Wasser auf.

Infiltrationsmuster dar (Abbildung 53). Bei der 3 ka treten die Pflanzenwurzeln Moräne als Steuerfaktoren auf und verändern die Niederschlagsverteilung auf der Bewässerungsfläche. Aus diesem Grund war an manchen Stellen der Traceranteil im Profil bei der niedrigsten Intensität höher, als bei der größten Intensität, da der Eintritt des Wassers im Profil durch Grasflächen gesteuert war. Diese Funktion der Pflanzenwurzeln ist auch in der beschrieben (Lange et al. 2009; Bachmair und Weiler 2011). Die Feinwurzeln bilden hier ein undurchlässiges Netz, praktisch das Wassertransport verzögert oder beschleunigt, wobei die Grobwurzeln praktisch nicht vorkommen. Die Wurzeln sind hier aber nicht nur die Barriere für das Wasser, sondern sie tragen auch Makroporenbildung bei. Das Wasser ist durch die Hohlräume, die durch Wurzelkanäle gebildet

wurden, ins Profil gekommen. Solche Mechanismen werden auch in der Literatur beschrieben (Schwärzel et al. 2012; Wu et al. 2017). Für diese Moräne waren nicht nur kleine Einzelstrukturen vorhanden, sondern auch die großen gefärbten Flächen, die auf Makroporenfluss gemischter Interaktion hindeuten. Dies führt wiederum zu der Annahme, dass der Boden hier eine heterogene Struktur hat und hier verschiedene Typen von PF stattfinden können. Nicht nur beispielsweise der Makroporenfluss durch die Wurzelkanäle, sondern auch das "Fingering'ist hier möglich. Dabei sind auch die Vorfeuchte und die Hydrophobizität des Bodens wichtig, weil diese als wichtige Bestandteile solcher PF bezeichnet werden können (Hardie et al. 2011). Zu der heterogenen Bodenstruktur trägt auch der große Unterschied zwischen den Fließmustern innerhalb eines Plots bei. Hier wurde in verschiedenen vertikalen Schnitten bei einem Standort und einer Intensität sowohl fast kein Fließmuster beobachtet, als auch ein solches, das auf Matrixfluss hindeuten kann, wie es in Abbildung 26 und Abbildung 34 erkennbar ist. Laut Bestimmung der dominierenden Fließprozesse (Abbildung 34) prävalieren im Oberbodenbereich ein Makroporenfluss gemischter Interaktion und ein heterogener Matrixfluss, was wiederum zu den Makroporen, die durch die Flora entstehen und zu heterogenem Boden führt. Dabei kommt der MF bei den größeren Intensitäten öfter vor, was damit erklärt werden kann, dass der MF in gesättigten oder nahezu gesättigten Bereichen initiiert werden kann (Weiler 2006). Im Unterbodenbereich kommt Makroporenfluss langsamer Interaktion vor. Hier sind deutlich weniger Wurzeln vorhanden, die als Wasserleiter gekennzeichnet sind (Clark und Zipper 2016). Die SD ist für diese Moräne auch relativ groß (ca. 0.5 - 1.0 -/cm), was auf viele kleine Strukturen im Profil hindeuten kann. An dieser Stelle muss aber beachtet werden, dass die SD als Anzahl an "Wechsel" zwischen blauen und nicht-blauen Bereichen berechnet wurde. Nicht-blaue Bereiche wurden jedoch nicht in Steine und Boden eingeteilt,

sondern zusammen betrachtet. Das kann möglicherweise in dem Fall, dass das Profil sehr steinig war, zu einem Berechnungsfehler führen und eine größere Anzahl an Wechseln zwischen den gefärbten und nicht gefärbten Strukturen zeigen.

Die 1860er Moräne zeigt eine deutlich höhere Anzahl an großen Strukturen, die größer als 200 mm sind, als die beiden älteren Moränen. Hier wurden deutlich weniger Wurzeln beobachtet, während die Vegetation vermutlich eine geringere Rolle wie bei den zwei älteren Moränen spielt. Jedoch wurde angenommen, dass die Vegetation zu der Hydrophobizität des Bodens beiträgt. Beispielsweise wurde an Standort 2 eine dünne, nicht gefärbte Schicht direkt unter der Bodenoberfläche beobachtet (Abbildung 54). Dies kann daran liegen, dass die Feinwurzeln ein dickes Netz ausbilden, das für Wasser undurchlässig ist. Außerdem können die Wurzeln ätherische Öle enthalten, die wasserabweisend sind (Mao et al. 2016). Abbildung 27 trägt zu dieser Beobachtung bei: An allen drei Standorten kommt die Zunahme der gefärbten Bereiche erst ab ca. 10 mm vor, was auch daran liegen kann, dass die dünne Streuschicht wasserabweisend ist.

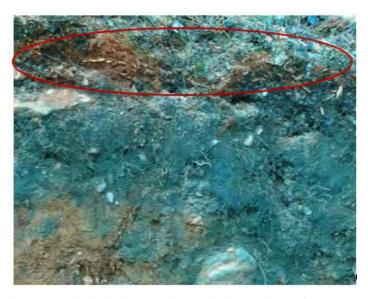


Abbildung 54 Undurchlässige Schicht direkt unter der Bodenoberfläche, 1860er Moräne, Standort 2

Für diese Moräne gibt es keinen deutlichen Trend, der sagen lässt, dass im Oberboden ein anderer Prozess stattfindet als im Unterboden. Laut der Analyse der VD und SPW kommen die Strukturen unterschiedlicher Größe in verschiedener Tiefe vor. Die Bestimmung der dominierenden Fließprozesse ergab die Mischung zwischen dem hetero- und dem homogenen Matrixfluss sowie dem Makroporenfluss gemischter Interaktion (Abbildung 35). Dabei können die Bodeneigenschaften eine größere Rolle spielen als die Vegetation: Für diese Moräne wurden keine Wurzelkanäle beobachtet, durch die das Wasser im Profil drang, und keine stark durch die Vegetation ausgeprägten gefärbten oder ungefärbten Bereiche. Stattdessen kann als einer der initiierenden Mechanismen die Bodensättigung betrachtet werden, die den PF auslöst, nachdem die Bodenmatrix überflutet worden ist (Weiler et al. 2006). Eine höhere Infiltrationstiefe kann drauf hindeuten, dass die Vorfeuchte in diesem Fall geringer sein könnte als bei den zwei anderen Moränen, da die Vorfeuchte einer der Faktoren ist, die die Infiltrationstiefe beeinflussen (Hardie et al. 2011). Diese Annahme bestätigen auch die Ergebnisse, die Abbildung 47 darstellt. Je niedriger die Bodenfeuchte war, desto mehr Tracer wurden im Profil beobachtet. Auf dieser Moräne gab

eine abrupte Verringerung der gefärbten Flächen zeigen (Abbildung 27 D, G), können sowohl durch hohes Skelettgehalt, als auch durch Hydrophobizität des Bodens ausgeprägt sein, oder durch Veränderung der Leitfähigkeit, die ab 20 cm deutlich höher ist, als im Oberboden (Abbildung 16). Diese Hypothese entspricht auch der Bestimmung der dominierenden Prozesse (Abbildung 35), die an einigen Stellen eine plötzliche Veränderung des dominierenden Prozesses zeigt. Die Annahme, dass Leitfähigkeit und Hydrophobizität dabei eine signifikante Rolle spielen können, ist auch in einigen Literaturquellen beschrieben (Blume et al. 2009; Gimbel et al. 2016). Die Verringerung der Leitfähigkeit kann durch die Änderung der Bodenstruktur entstehen: ab ca. 70 cm Tiefe wurde bei der Profilausgrabung mehr Tongehalt im Boden beobachtet.



Abbildung 55 Die 1860er Moräne: Einfluss von Topografie und nicht gleichmäßiger Infiltrationsmuster

Die SD ist hier größer als die Rohbilder es vermuten lassen, was auch daran liegen kann, dass bei der Berechnung ein Fehler aufgetreten ist, da der Skelettgehalt bei dieser Moräne kontinuierlich hoch ist. Wie bei den älteren Moränen lässt aber die Intensitätshöhe keinen signifikanten Einfluss auf die Infiltrationstiefe bestimmen. Bei 20 mm h⁻¹ jedoch kommen hier deutlich mehr große Strukturen vor, die dem Matrixfluss entsprechen, wobei es bei den größeren Intensitäten mehr mittlere Strukturen gibt. Das führt wiederum zu der Annahme, dass unter gesättigten Randbedingungen die Initiierung der präferentiellen Fließwegen auftritt (Kienzler und Naef 2008; Bachmair und Weiler 2012). Auch die Topografie kann für diese Moräne eine signifikante Rolle spielen. Einige Literaturquellen bestätigen, dass Rauheit, Hangneigung und -geometrie einen Einfluss auf den SSF und präferentielle Fließwege haben können (Bachmair et al. 2009; Bachmair und Weiler 2011; Bogner et al. 2013). Abbildung 55 stellt ein Beispiel dar. Hier ist deutlich zu sehen, dass die Unebenheiten und die raue Oberfläche zu ungleichmäßiger Wasserverteilung und Infiltration führen.

Die 1970er Moräne charakterisierte sich kontinuierlich durch eine hohe Farbausbreitung, die keinen Unterschied zwischen den Intensitäten bestimmen ließ, was Abbildung 56 darstellt.

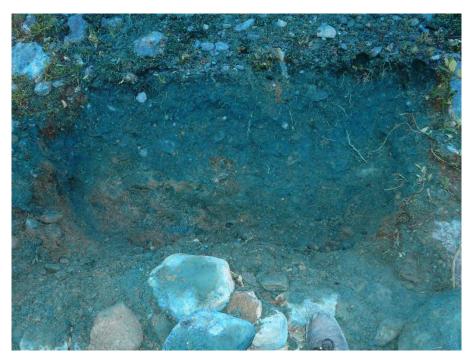


Abbildung 56 1970er Moräne, Standort 1. Geöffnete Profil, von links nach rechts: 20, 40, 60 mm h⁻¹

An allen Standorten ab ca. 400–500 mm tritt eine abrupte Abnahme der VD auf (Abbildung 28), was durch die Veränderung der Bodeneigenschaften erklärt werden kann. Ab dieser Tiefe wurde im Feld die Zunahme des Tongehaltes im Profil beobachtet. Der Boden war somit feiner strukturiert im Vergleich zu dem Oberboden, der nur als Kies mit Partikeln unterschiedlicher Größe dargestellt wurde. Der Unterboden dieser Moräne charakterisiert sich auch durch eine erhöhte Leitfähigkeit (Abbildung 16), was als Grund dafür betrachtet werden kann, dass es zu der Abnahme der VD kommt. Ab dieser Tiefe ist außerdem die Änderung des dominierenden Fließprozesses für fast alle Standorte zu beobachten (Abbildung 36), was durch Bodeneigenschaften ausgeprägt sein kann. Somit kann beispielsweise die Vorfeuchte oder die Hydrophobizität des Bodens diese Prozesse beeinflussen (Hardie et al. 2011; Gimbel et al. 2016). Auf dieser Moräne wurde praktisch keine Vegetation beobachtet, was wiederum durch Bodeneigenschaften (beispielsweise, durch Lagerungsdichte (Abbildung 15)) ausgeprägt sein kann. Die geringe Porengröße auf dieser Moräne kann die Wasserhaltekapazität steuern. Dies kann wiederum der Grund dafür sein, dass das Wasser gravitationsbedingt und mit hoher Fließgeschwindigkeit durch den Bodenkörper in die tieferen Bereiche fließt. Somit kann hohe Tiefe der Infiltration erklärt werden. Außerdem könnte die Topografie eine Rolle spielen und die Infiltrationstiefe steuern. (Bogner et al. 2013). An allen drei Standorten dominieren die großen Strukturen, die größer als 200 mm sind, was wiederum zu dem Matrixfluss führt. Die seltenen, nicht gefärbten Bereiche können durch Hydrophobizität oder Bodenbereiche mit geringer Durchlässigkeit erklärt werden. Die SD beträgt für diese Moräne durchschnittlich ca. 0.5 -/cm, was auch dem kleinen Anteil an Strukturwechsel entspricht. Die Rohbilder und die Analyse der VD und SPW stimmen mit der Theorie überein, dass der Wassertransport in jungen Böden durch Matrixfluss ausgeprägt ist und in solchen Böden noch keine präferentiellen Fließwege vorhanden sind (Yoshida, T., Troch, P.A. 2016).

Die Ergebnisse des vertikalen Fließmusters lassen deutlich erkennen, dass sich die Infiltrationsprozesse von Moräne zu Moräne wesentlich unterscheiden. Zu dieser Annahme trägt auch die Analyse des horizontalen Fließmusters bei.

7.3.2. Horizontale Infiltrationsmuster im Zusammenhang mit den steuernden Faktoren



Abbildung 57 Beispiel einem horizontalen Schnitt, 1860er Moräne, Plot2, 30 cm Tiefe, 40 mm h-1

Die horizontalen Fließmuster lassen die Wechselwirkungen zwischen Makroporen und umgebender Bodenmatrix bestimmen (Weiler 2001). Für diese Arbeit war es nicht möglich das Originalverfahren zu benutzen, da keine Makroporen im Profil definierbar waren. Aus diesem Grund wurde mit Hilfe von morphologischen Operationen ausschließlich eine visuelle Analyse der Bilder gemacht. Diese dienten der Verbesserung der betrachteten gefärbten Flächen. während morphologischen Änderung wurden jedoch einige Bereiche nicht erkannt und blieben als "schwarze Flecken" sichtbar. Diese können auch die Information über die

Farbverteilung enthalten. Somit besitzt die Methode einige Ungenauigkeiten und kann nicht als vollständig sicher betrachtet werden. Außerdem soll berücksichtigt werden, dass die visuelle Analyse sehr subjektiv ist. Einen typischen horizontalen Schnitt stellt Abbildung 57 dar.

Für die älteste Moräne wurden keine horizontalen Schnitte aufgenommen. Grund dafür ist die Vegetation und die dicke Streuschicht. Das entspricht den Ergebnissen der vertikalen Fließmuster: die blauen Flächen wurden fast immer nur innerhalb der Streuschicht beobachtet und einzelne Flecken, die doch im Profil auftraten, können nicht systematisch betrachtet werden.

Die Ergebnisse der horizontalen Schnitte entsprechen denen der vertikalen Fließmuster und lassen die gleichen Schlüsse über die dominierenden Prozesse ziehen. Somit ist bei der 3 ka Moräne der Makroporenfluss gemischter Interaktion deutlich, der bei größeren Intensitäten mit Matrixfluss ersetzt sein kann. Dabei können die Prozesse, die in oberen Bodenschichten stattfinden, durch die Vegetation ausgeprägt sein, und diejenigen, die in tieferen Bodenschichten vorkommen, durch andere Faktoren gesteuert werden. (Uchida et al. 2001). Außerdem können die Böden durch die Vegetationseigenschaften hydrophob sein (Mao et al. 2016). Für Standort 1 könnten es die Steine sein, die die Verbreitung der Farbe verhinderten. Für Standorte 2 und 3 spielen die Bodeneigenschaften möglicherweise eine große Rolle. An manchen Schnitten ist zu sehen, dass die Intensität auch eine Wirkung

auf die Farbverteilung hat. Das entspricht der Annahme, dass die großen Ereignisse eine größere Sättigungsfläche produzieren können (Tromp-van Meerveld und McDonnell 2006). Für die 1860er Moräne gibt es wiederum deutlich mehr Flächen, die auf den Matrixfluss hindeuten, obwohl einige Bereiche relativ wenig oder gar keinen Tracer im Profil zeigen (beispielsweise, Abbildung 40, 50 cm Schnitt). Dies kann auch an der geringen Durchlässigkeit des Bodens oder Hydrophobizität liegen, die wiederum sowohl durch Vegetation, als auch durch klimatische Bedingungen ausgeprägt sein kann (Mao et al. 2016; Gimbel et al. 2016). Im Vergleich zu den zwei anderen Moränen lässt sich aus den horizontalen Schnitten der 1970er Moräne eindeutig ableiten, dass der dominierende Fließprozess für diese Moräne der Matrixfluss ist. Hier kommen die nicht gefärbten kleinen Strukturen nur selten vor, außer an Standort 3, wo der Anteil der ungefärbten Flächen mit der Tiefe steigt. Da hier praktisch keine Vegetation beobachtet wird, kann dies durch Bodeneigenschaften und Topografie gesteuert sein.

Die horizontalen Bilder zeigen eine hohe Variabilität und können nicht mit den vertikalen Fließmustern übereinstimmen. Grund dafür ist sowohl die Subjektivität bei der Betrachtung der Bilder, als auch eine relativ kleine Versuchsfläche, die nur einige der stattfindenden Prozesse umfassen kann. Trotzdem lassen diese Bilder die Fließprozesse gut erkennen und, zusammen mit den vertikalen Fließmustern betrachtet, helfen die hydrologischen Prozesse, die in periglazialen Böden stattfinden, zu verstehen.

7.4. Weiterer Forschungsbedarf

Die durchgeführte Analyse hat deutlich gezeigt, dass sich die hydrologischen Eigenschaften innerhalb einer Chronosequenz wesentlich voneinander unterscheiden können. Dabei ändern sich alle Faktoren, die einen signifikanten Einfluss auf verschiedene hydrologische Prozesse haben, mit der Zeit. Dies bestätigt wiederum die Annahme, dass alle natürlichen Einflussfaktoren sehr stark mit der Zeit korrelieren (Temme und Lange 2014; Vilmundardóttir et al. 2014). Während der Feldarbeit und Datenanalyse war es deutlich zu sehen, dass sich die Ergebnisse je nach Bodenalter sehr stark unterscheiden. Die Infiltrationsprozesse auf der 10 ka Moräne sind stark durch die Vegetation beeinflusst. Diese Moräne ist charakterisiert durch den feinstrukturierten Boden, der komplett mit der komplexen Vegetation bewachsen ist. Die Pflanzen haben ein gut entwickeltes Wurzelnetz gebaut, das die Infiltration sehr beeinflusst. Die beobachtete Infiltrationstiefe war sehr gering und gefärbte Bereiche befanden sich nur innerhalb der Streuschicht. Wiederum zeigte die jüngste Moräne praktisch keine Vegetation und einen sehr groben Boden, der nur aus Kies bestand. Auf diesem werden nur 'Pionierenpflanzen' beobachtet, die nicht zur Infiltration beitragen könnten. Hier waren alle hydrologischen Prozesse eher durch die Bodeneigenschaften ausgeprägt. Anhand all dieser Beobachtungen können die in der Literatur beschriebenen Prozesse bestätigt werden. Die Zeit hat tatsächlich einen signifikanten Einfluss auf alle natürlichen Faktoren, die die hydrologischen Prozesse steuern. Die Fließwege unterscheiden sich wesentlich je nach Zeit und Boden. Somit wurden keine präferentiellen Fließwege auf den jungen Böden beobachtet, sondern nur der vertikale Wassertransport durch Bodenmatrix. Diese Ergebnisse entsprechen denen, die schon in anderen Untersuchungsgebieten beobachtet wurden (Yoshida, T., Troch, P.A.

2016). Die mit der Zeit sich ändernden Bodeneigenschaften steuern solche Parameter wie Vegetation und die ober- und unterirdische Wasserbewegung. Wiederum kann die unterirdische Wasserbewegung die Erosion oder die Entwicklung der Vegetation beeinflussen. Die hydrologischen Systeme sind also hochkomplex und nicht linear und die Entschlüsselung der Wechselwirkungen zwischen Wasser, Boden und Atmosphäre, vor allem auf der Hangskala, geben die Möglichkeit, diese Systeme besser zu verstehen. Die Infiltrationsprozesse in der Abhängigkeit von der Zeit und die mit der Zeit korrelierenden Faktoren waren bisher noch kaum untersucht, obwohl die unterirdische Wasserbewegung als der wichtigste Bestandteil der Abflussbildung bekannt ist (Bachmair und Weiler 2011; Blume und van Meerveld 2015). Somit können diese Prozesse sehr wichtig für den globalen Wassertransport sein und es besteht weiterer Forschungsbedarf, um alle beschriebenen Prozesse besser zu verstehen und die Änderungen in Infiltration und präferentiellem Fluss in Abhängigkeit zur Zeit explizit zu untersuchen.

8. Fazit

Die Hydrologie als Wissenschaft konzentriert sich drauf das Wissen über die hydrologischen Systeme und Prozesse zu erweitern, indem sie Rückschlüsse auf den aktuellen Zustand des Systems zieht. Dafür ist es wichtig die Entwicklung der hydrologischen Systeme zu erforschen, um zu verstehen, was im System in dem Moment passiert und wozu solch ein Zustand weiter führen kann (Troch et al. 2015). Das HILLSCAPE-Projekt, das diese Entwicklung von komplexem hydrologischem System im Betracht nimmt, ist deswegen sehr wichtig.

Ziel dieser Arbeit war die Untersuchung der Wassertransportprozesse im Hinblick auf präferentiellen Fließwege in Abhängigkeit von der Zeit und mit der Zeit korrelierenden Faktoren. Die Ergebnisse entsprechen dem "catchment coevolution concept" (Troch et al. 2015): alle Veränderungen in den hydrologischen Systemen sind ein Ergebnis der Wechselwirkungen zwischen Wasser, Boden, Klima und Biota, die einander beeinflussen. Während der Arbeit wurde es bestätigt, dass natürliche Faktoren tatsächlich einen signifikanten Einfluss auf den unterirdischen Wassertransport haben. Zu diesen Faktoren gehören Bodeneigenschaften, Vegetation, Niederschlag und Topografie. Um das Ziel zu erreichen, wurden die Beregnungsexperimente unter der Verwendung eines Farbtracers durchgeführt. Die Versuche mit dem BB-Farbtracer haben die Definition der präferentiellen Fließwegen ermöglicht und die angewandte Methodik wurde als praktikable nachgewiesen.

Die Datenerhebung und die weitere Datenanalyse lassen folgende Schlussfolgerungen ziehen:

- (i) Die Zeit hat einen signifikanten Einfluss auf die Fließprozesse im Boden. Die untersuchte Chronosequenz bestand aus vier Moränen verschiedenen Alters. Je nach Alter waren die beobachteten Fließwege sehr unterschiedlich. Auch die Bodeneigenschaften und die Vegetation unterscheiden sich stark voneinander, was drauf hindeutet, dass die natürlichen Faktoren, die verschiedene Fließprozesse steuern können, sehr stark mit der Zeit korrelieren.
- (ii) Die Vegetation und die Bodeneigenschaften haben einen größeren Einfluss auf die präferentiellen Fließwege als Niederschlag. Beispielsweise wurden auf der 10 ka Moräne weniger Tracer im Profil bei einer Intensität von 60 mm h⁻¹ beobachtet als bei der mit 20 mm h⁻¹. Dies lässt vermuten, dass die präferentiellen Fließwege durch Vegetation besser gesteuert sind als durch Niederschlag. Zu den Bodeneigenschaften, die eine wichtige Rolle spielen, gehören Hydrophobizität, Durchlässigkeit und Vorfeuchte.
- (iii) Die in einigen Literaturquellen beschriebene Theorie, dass bei den jungen Böden keine präferentiellen Fließwege vorhanden sind, und das Wasser unterirdisch durch die Bodenmatrix fließt, hat sich auch in dieser Arbeit bestätigt. Bei der 1970er Moräne wurden keine präferentiellen Fließwege beobachtet, wobei bei der 10 ka Moräne kein Matrixfluss vorhanden war.

Während der Feldarbeit wurde ein großer Unterschied zwischen den Ergebnissen der Moränen verschiedenen Alters beobachtet, jedoch unterschieden sich die Ergebnisse innerhalb einer Moräne weniger stark voneinander. Die Komplexität der Vegetation innerhalb einer Moräne spielte dabei keine Rolle: Gleiche Ergebnisse wurden sowohl bei praktisch nicht bewachsenen als auch bei komplett bedeckten Standorten beobachtet. Der Unterschied zwischen den Standorten innerhalb einer Moräne kann wesentlich besser durch die Bodeneigenschaften erklärt werden. Beispielsweise verursachte die Änderung der Leitfähigkeit vermutlich den Wechsel zwischen den dominierenden Fließprozessen im Profil.

Die präferentiellen Fließwege wurden auf den zwei alten Moränen beobachtet. Die 1860er Moräne zeigt wechselhafte Ergebnisse: Die Vegetation und die Topografie spielen eine signifikante Rolle für die Infiltrationsprozesse, aber die Pflanzen bilden keine Makroporen, Wurzelkanäle entstehen und eher verursachen Änderungen Bodeneigenschaften (beispielsweise bilden sie wasserabweisende Bereiche). Wiederum konnte als dominierender Fließprozess bei der jüngsten Moräne der Matrixfluss bestimmt werden. Für die 1970er wurden keine durch Flora und Fauna entstehenden Makroporen beobachtet. Präferentieller Fluss spielt somit keine Rolle für die jungen Böden, unterirdischer Wassertransport wird durch andere Mechanismen ausgeprägt und gesteuert. Die in Kapitel 3 formulierten Hypothesen wurden somit bestätigt und das Ziel dieser Arbeit wurde erreicht.

Literaturverzeichnis

Alaoui, A.; Caduff, U.; Gerke, H. H.; Weingartner, R. (2011): A Preferential Flow Effects on Infiltration and Runoff in Grassland and Forest Soils. In: *Vadose Zone Journal* 10 (1), S. 367. DOI: 10.2136/vzj2010.0076.

Alaoui, A.; Willimann, E.; Jasper, K.; Felder, G.; Herger, F.; Magnusson, J.; Weingartner, R. (2014): Modelling the effects of land use and climate changes on hydrology in the Ursern Valley, Switzerland. In: *Hydrol. Process.* 28 (10), S. 3602–3614. DOI: 10.1002/hyp.9895.

Allaire, S. E.; Roulier, S.; Cessna, A. J. (2009): Quantifying preferential flow in soils: A review of different techniques. In: *Journal of Hydrology* 378 (1-2), S. 179–204. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.08.013.

Amelung, W. et al. (2018): Scheffer/Schachtschabel Lehrbuch der Bodenkunde: Springer-Verlag, 2018.

Anderson, A. E.; Weiler, M.; Alila, Y.; Hudson, R. O. (2008): Dye staining and excavation of a lateral preferential flow network. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 5 (2), S. 1043–1065. DOI: 10.5194/hessd-5-1043-2008.

Bachmair, S.; Weiler, M. (Hg.) (2011): New Dimensions of Hillslope Hydrology. Unter Mitarbeit von D.F. Levia et al. (eds.): Springer Science+Business Media B.V. 2011 (216).

Bachmair, S.; Weiler, M. (2012): Hillslope characteristics as controls of subsurface flow variability. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16 (10), S. 3699–3715. DOI: 10.5194/hess-16-3699-2012.

Bachmair, S.; Weiler, M. (2014): Interactions and connectivity between runoff generation processes of different spatial scales. In: *Hydrol. Process.* 28 (4), S. 1916–1930. DOI: 10.1002/hyp.9705.

Bachmair, S.; Weiler, M.; Nützmann, G. (2009): Controls of land use and soil structure on water movement: Lessons for pollutant transfer through the unsaturated zone. In: *Journal of Hydrology* 369 (3-4), S. 241–252. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.02.031.

Bachmair, S.; Weiler, M.; Troch, P. A. (2012): Intercomparing hillslope hydrological dynamics: Spatio-temporal variability and vegetation cover effects. In: *Water Resour. Res.* 48 (5), S. 1043. DOI: 10.1029/2011WR011196.

Bernasconi et al. (2011): Chemical and Biological Gradients along the Damma Glacier Soil Chronosequence, Switzerland. In: *Vadose Zone Journal* 10 (3), S. 867. DOI: 10.2136/vzj2010.0129.

Beven, K.; Germann, P. (1982): Macropores and water flow in soils. In: *Water Resour. Res.* 18 (5), S. 1311–1325.

Blume, T.; van Meerveld, H. I. (2015): From hillslope to stream: methods to investigate subsurface connectivity. In: *WIREs Water* 2 (3), S. 177–198. DOI: 10.1002/wat2.1071.

- Blume, T.; Zehe, E.; Bronstert, A. (2009): Use of soil moisture dynamics and patterns at different spatio-temporal scales for the investigation of subsurface flow processes. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13 (7), S. 1215–1233. DOI: 10.5194/hess-13-1215-2009.
- Blume, Theresa; Zehe, Erwin; Bronstert, Axel (2008): Investigation of runoff generation in a pristine, poorly gauged catchment in the Chilean Andes II: Qualitative and quantitative use of tracers at three spatial scales. In: *Hydrol. Process.* 22 (18), S. 3676–3688. DOI: 10.1002/hyp.6970.
- Bogdal, K.; Schmid, P.; Blüthgen, N.; Anselmetti, F. S. (2011): Gletscher als Speicher und Quellen von langlebigen Schadstoffen. In: *Korrespondenz Wasserwirtschaft* 4 (2), S. 80–84.
- Bogner, C.; Mirzaei, M.; Ruy, S.; Huwe, B. (2013): Microtopography, water storage and flow patterns in a fine-textured soil under agricultural use. In: *Hydrol. Process.* 27 (12), S. 1797–1806. DOI: 10.1002/hyp.9337.
- Bojko, O.; Kabala, C. (2016): Transformation of physicochemical soil properties along a mountain slope due to land management and climate changes A case study from the Karkonosze Mountains, SW Poland. In: *CATENA* 140, S. 43–54. DOI: 10.1016/j.catena.2016.01.015.
- Buttle, J. M.; McDonald, D. J. (2002): Coupled vertical and lateral preferential flow on a forested slope. In: *Water Resour. Res.* 38 (5), 18-1-18-16. DOI: 10.1029/2001WR000773.
- Buttle, J. M.; Toye, H. J.; Greenwood, W. J.; Bialkowski, R. (2014): Stemflow and soil water recharge during rainfall in a red pine chronosequence on the Oak Ridges Moraine, southern Ontario, Canada. In: *Journal of Hydrology* 517, S. 777–790. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.06.014.
- Cey, E. E. (2007): Macropore flow and transport dynamics in partially saturated low permeability soils. A thesis presented to the University of Waterloo in fulfillment of the thesis requirement for the degree of Doctor of Philosophy in Earth Sciences. Waterloo, Ontario, Canada: University of Waterloo.
- Cey, E. E.; Rudolph, D. L. (2009): Field study of macropore flow processes using tension infiltration of a dye tracer in partially saturated soils. In: *Hydrol. Process.* 23 (12), S. 1768–1779. DOI: 10.1002/hyp.7302.
- Clark, E. V.; Zipper, C. E. (2016): Vegetation influences near-surface hydrological characteristics on a surface coal mine in eastern USA. In: *CATENA* 139, S. 241–249. DOI: 10.1016/j.catena.2016.01.004.
- CRAN R (2018a). Imager: image processing library based on "CImg". Online verfügbar unter https://cran.r-project.org/web/packages/imager/index.html, zuletzt aktualisiert am 27.11.18.
- CRAN R (2018b): Magick: Advanced Graphics and image-processing in R. Online verfügbar unter https://cran.r-project.org/web/packages/magick/index.html, zuletzt aktualisiert am 27.11.18.

Crocker, R. L.; Major, J. (1955): Soil Development in Relation to Vegetation and Surface Age at Glacier Bay, Alaska. In: *Journal of Ecology* (43(2)), S. 427–448.

DFG (2018): HILLSCAPE (Chronosequenzen an Hängen und deren Prozessentwicklungen). Online verfügbar unter http://gepris.dfg.de/gepris/projekt/318089487.

Dümig, A.; Smittenberg, R.; Kögel-Knabner, I. (2011): Concurrent evolution of organic and mineral components during initial soil development after retreat of the Damma glacier, Switzerland. In: *Geoderma* 163 (1-2), S. 83–94. DOI: 10.1016/j.geoderma.2011.04.006.

Egli, M.; Fitze, P.; Mirabella, A. (2001a): Weathering and evolution of soils formed on granitic, glacial deposits: results from chronosequences of Swiss alpine environments. In: *CATENA* 45 (1), S. 19–47. DOI: 10.1016/S0341-8162(01)00138-2.

Egli, M.; Mirabella, A.; Fitze, P. (2001b): Clay mineral formation in soils of two different chronosequences in the Swiss Alps. In: *Geoderma* 104 (1-2), S. 145–175. DOI: 10.1016/S0016-7061(01)00079-9.

Egli, M.; Wernli, M.; Kneisel, C.; Haeberli, W. (2006): Melting Glaciers and Soil Development in the Proglacial Area Morteratsch (Swiss Alps): I. Soil Type Chronosequence. In: *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 38 (4), S. 499–509. DOI: 10.1657/1523-0430(2006)38[499:MGASDI]2.0.CO;2.

European Commission (2005): Soil Atlas of Europe. Hg. v. Office for Official Publications of the European Communities. Luxemburg. Online verfügbar unter https://esdac.jrc.ec.europa.eu/content/soil-atlas-europe.

Fitze, P. F. (1982): Zur Relativdatierung Von Moränen Aus Der Sicht Der Bodenentwicklung In Den Kristallinen Zentralalpen. In: *CATENA* 9 (1-2), S. 265–306. DOI: 10.1016/S0341-8162(82)80018-0.

Flühler, H.; Durner, W.; Flury, M. (1996): Lateral solute mixing processes — A key for understanding field-scale transport of water and solutes. In: *Geoderma* 70 (2-4), S. 165–183. DOI: 10.1016/0016-7061(95)00079-8.

Fohrer, N. (Hg.) (2016): Hydrologie. Unter Mitarbeit von Bormann, H., Miegel, K., Casper, M., Bronstert, A., Schumann, A., Weiler, M. Bern: Haupt Verlag (4513).

Freer, J.; McDonnell, J. J.; Beven, K. J.; Peters, N. E.; Burns, D. A.; Hooper, R. P. et al. (2002): The role of bedrock topography on subsurface storm flow. In: *Water Resour. Res.* 38 (12), 5-1-5-16. DOI: 10.1029/2001WR000872.

Freudiger, D.; Mennekes, D.; Seibert, J.; Weiler, M. (2018): Historical glacier outlines from digitized topographic maps of the Swiss Alps. In: *Earth Syst. Sci. Data* 10 (2), S. 805–814. DOI: 10.5194/essd-10-805-2018.

Gerke, H. H.; Germann, P.; Nieber, J. (2010): Preferential and Unstable Flow: From the Pore to the Catchment Scale. In: *Vadose Zone Journal* 9 (2), S. 207. DOI: 10.2136/vzj2010.0059.

Ghestem, M.; Sidle, R. C.; Stokes, A. (2011): The Influence of Plant Root Systems on Subsurface Flow: Implications for Slope Stability. In: *BioScience* 61 (11), S. 869–879. DOI: 10.1525/bio.2011.61.11.6.

Ghimire, C. P.; Bonell, M.; Bruijnzeel, L. A.; Coles, N. A.; Lubczynski, M. W. (2013): Reforesting severely degraded grassland in the Lesser Himalaya of Nepal: Effects on soil hydraulic conductivity and overland flow production. In: *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 118 (4), S. 2528–2545. DOI: 10.1002/2013JF002888.

Gimbel, K. F.; Puhlmann, H.; Weiler, M. (2016): Does drought alter hydrological functions in forest soils? In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20 (3), S. 1301–1317. DOI: 10.5194/hess-20-1301-2016.

Gletscherberichte (1881-2017) (2018): GLAMOS Gletschermessnetz. Die Gletscher der Schweizer Alpen. Jahrbücher der Expertenkommission für Kryosphärenmessnetze der Akademie der Naturwissenschaften Schweiz (SCNAT). Hg. v. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW). ETH Zürich. Online verfügbar unter http://swiss-glaciers.glaciology.ethz.ch/data/stein.html.

Google Maps (07.11.18). Online verfügbar unter https://www.google.de/maps/place/Steingletscher/@46.7007991,8.4184052,15z/data=!3m 1!4b1!4m5!3m4!1s0x4785637aeb77ab31:0x590e7ec0aaccba9d!8m2!3d46.7008!4d8.427 16, zuletzt aktualisiert am 07.11.18.

Hardie, M. A.; Cotching, W. E.; Doyle, R. B.; Holz, G.; Lisson, S.; Mattern, K. (2011): Effect of antecedent soil moisture on preferential flow in a texture-contrast soil. In: *Journal of Hydrology* 398 (3-4), S. 191–201. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2010.12.008.

He, L.; Tang, Y. (2008): Soil development along primary succession sequences on moraines of Hailuogou Glacier, Gongga Mountain, Sichuan, China. In: *CATENA* 72 (2), S. 259–269. DOI: 10.1016/j.catena.2007.05.010.

Heckmann, Tobias; McColl, Samuel; Morche, David (2016): Retreating ice: research in pro-glacial areas matters. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 41 (2), S. 271–276. DOI: 10.1002/esp.3858.

Ivanov, V. Y.; Bras, R. L.; Vivoni, E. R. (2008): Vegetation-hydrology dynamics in complex terrain of semiarid areas: 1. A mechanistic approach to modeling dynamic feedbacks. In: *Water Resour. Res.* 44 (3), S. 39. DOI: 10.1029/2006WR005588.

Jarvis, Nicholas; Koestel, John; Larsbo, Mats (2016): Understanding Preferential Flow in the Vadose Zone: Recent Advances and Future Prospects. In: *Vadose Zone Journal* 15 (12), S. 0. DOI: 10.2136/vzj2016.09.0075.

Jefferson, A.; Grant, G. E.; Lewis, S. L.; Lancaster, S. T. (2010): Coevolution of hydrology and topography on a basalt landscape in the Oregon Cascade Range, USA. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 166 (4), n/a-n/a. DOI: 10.1002/esp.1976.

Kerschner, H. (2009): Gletscher und Klima im Alpinen Spätglazial und frühen Holozän vol. 6.

Kienzler, P. M.; Naef, F. (2008): Temporal variability of subsurface stormflow formation. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 4 (4), S. 2143–2167. DOI: 10.5194/hessd-4-2143-2007.

King, L. (1987): Gletscherschwankungen und Moränen. Studien zur Postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes. Geissen: Selbstverlag Giessener Geographische Schriften.

Lange, B.; Lüescher, P.; Germann, P. F. (2009): Significance of tree roots for preferential infiltration in stagnic soils. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13 (10), S. 1809–1821. DOI: 10.5194/hess-13-1809-2009.

Langston, G.; Bentley, L. R.; Hayashi, M.; McClymont, A.; Pidlisecky, A. (2011): Internal structure and hydrological functions of an alpine proglacial moraine. In: *Hydrol. Process*. 42 (Supplementband), 2967-2982. DOI: 10.1002/hyp.8144.

Leung, A. K.; Garg, A.; Coo, J. L.; Ng, C. W. W.; Hau, B. C. H. (2015): Effects of the roots of Cynodon dactylon and Schefflera heptaphylla on water infiltration rate and soil hydraulic conductivity. In: *Hydrol. Process.* 29 (15), S. 3342–3354. DOI: 10.1002/hyp.10452.

Levia, D. F.; Germer, S. (2015): A review of stemflow generation dynamics and stemflow-environment interactions in forests and shrublands. In: *Rev. Geophys.* 53 (3), S. 673–714. DOI: 10.1002/2015RG000479.

Liang, W. L.; Kosugi, K.; Mizuyama, T. (2011): Soil water dynamics around a tree on a hillslope with or without rainwater supplied by stemflow. In: *Water Resour. Res.* 47 (2), S. 161. DOI: 10.1029/2010WR009856.

Lichner et al. (2011): Grass Cover Influences Hydrophysical Parameters and Heterogeneity of Water Flow in a Sandy Soil. In: *Pedosphere* 21 (6), S. 719–729. DOI: 10.1016/S1002-0160(11)60175-6.

Mao, J.; Nierop, K. G. J.; Rietkerk, M.; Sinninghe D., J. S.; Dekker, S. C. (2016): The influence of vegetation on soil water repellency-markers and soil hydrophobicity. In: *The Science of the total environment* 566-567, S. 608–620. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2016.05.077.

Mayerhofer, C.; Meißl, G.; Klebinder, K.; Kohl, B.; Markart, G. (2017): Comparison of the results of a small-plot and a large-plot rainfall simulator – Effects of land use and land cover on surface runoff in Alpine catchments. In: *CATENA* 156, S. 184–196. DOI: 10.1016/j.catena.2017.04.009.

Meteoblue (2018): Klima Steingletscher. Online verfügbar unter https://www.meteoblue.com/de/wetter/vorhersage/modelclimate/steingletscher_schweiz_ 2658492.

MeteoSwiss (2017): Extreme value analyses: User manual and documentation. Technical Report MeteoSwiss No. 255, 2nd Edition. Online verfügbar unter www.meteoswiss.ch.

Noguchi, Shoji; Tsuboyama, Yoshio; Sidle, Roy C.; Hosoda, Ikuhiro (2001): Subsurface runoff characteristics from a forest hillslope soil profile including macropores, Hitachi Ohta, Japan. In: *Hydrol. Process.* 15 (11), S. 2131–2149. DOI: 10.1002/hyp.278.

Penna, D.; Tromp-van Meerveld, H. J.; Gobbi, A.; Borga, M.; Dalla Fontana, G. (2011): The influence of soil moisture on threshold runoff generation processes in an alpine headwater catchment. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15 (3), S. 689–702. DOI: 10.5194/hess-15-689-2011.

Sander, T.; Gerke, H. H. (2007): Preferential Flow Patterns in Paddy Fields Using a Dye Tracer. In: *Vadose Zone Journal* 6 (1), S. 105. DOI: 10.2136/vzj2006.0035.

Schimmelpfennig, I.; Schaefer, J. M.; Akçar, N.; Koffman, T.; Ivy-Ochs, S.; Schwartz, R. et al. (2014): A chronology of Holocene and Little Ice Age glacier culminations of the Steingletscher, Central Alps, Switzerland, based on high-sensitivity beryllium-10 moraine dating. In: *Earth and Planetary Science Letters* 393, S. 220–230. DOI: 10.1016/j.epsl.2014.02.046.

Schwärzel, K.; Ebermann, S.; Schalling, N. (2012): Evidence of double-funneling effect of beech trees by visualization of flow pathways using dye tracer. In: *Journal of Hydrology* 470-471, S. 184–192. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.08.048.

Sidle, R. C.; Noguchi, S.; Tsuboyama, Y.; Laursen, K. (2001): A conceptual model of preferential flow systems in forested hillslopes: evidence of self-organization. In: *Hydrol. Process.* 15 (10), S. 1675–1692. DOI: 10.1002/hyp.233.

Sidle, R. C.; Tsuboyama, Y.; Noguchi, S.; Hosoda, I.; Fujieda, M.; Shimizu, T. (2000): Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. In: *Hydrol. Process.* 14 (3), S. 369–385. DOI: 10.1002/(SICI)1099-1085(20000228)14:3<369::AID-HYP943>3.3.CO;2-G.

SWISSTOPO (2018): Geologische Karten. Hg. v. Bundesamt für Landestopografie. Online verfügbar unter https://map.geo.admin.ch, zuletzt geprüft am 04.03.2006.

Temme, Arnaud J. A. M.; Lange, Kas (2014): Pro-glacial soil variability and geomorphic activity - the case of three Swiss valleys. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 22 (2), n/a-n/a. DOI: 10.1002/esp.3553.

Troch, Peter A.; Lahmers, Tim; Meira, Antonio; Mukherjee, Rajarshi; Pedersen, Jonas W.; Roy, Tirthankar; Valdés-Pineda, Rodrigo (2015): Catchment coevolution: A useful framework for improving predictions of hydrological change? In: *Water Resour. Res.* 51 (7), S. 4903–4922. DOI: 10.1002/2015WR017032.

Tromp-van Meerveld, H. J.; McDonnell, J. J. (2006): Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. In: *Water Resour. Res.* 42 (2), S. 73. DOI: 10.1029/2004WR003800.

Tromp-van Meerveld, H. J.; Peters, N. E.; McDonnell, J. J. (2007): Effect of bedrock permeability on subsurface stormflow and the water balance of a trenched hillslope at the

Panola Mountain Research Watershed, Georgia, USA. In: *Hydrol. Process.* 21 (6), S. 750–769. DOI: 10.1002/hyp.6265.

Uchida, T.; Kosugi, K.; Mizuyama, T. (2001): Effects of pipeflow on hydrological process and its relation to landslide: a review of pipeflow studies in forested headwater catchments. In: *Hydrol. Process.* 15 (11), S. 2151–2174. DOI: 10.1002/hyp.281.

UNEP (2018): Bridging the emissions gap - The role of non-state and subnational actors. Hg. v. United Nations Environment Programme.

Vilmundardóttir, O. K.; Gísladóttir, G.; Lal, R. (2014): Early stage development of selected soil properties along the proglacial moraines of Skaftafellsjökull glacier, SE-Iceland. In: *CATENA* 121, S. 142–150. DOI: 10.1016/j.catena.2014.04.020.

Vilmundardóttir, O. K.; Gísladóttir, G.; Lal, R. (2015): Between ice and ocean; soil development along an age chronosequence formed by the retreating Breiðamerkurjökull glacier, SE-Iceland. In: *Geoderma* 259-260, S. 310–320. DOI: 10.1016/j.geoderma.2015.06.016.

Voss, M. (Hg.) (2010): Der Klimawandel. Sozialwissenschaftliche Perspektiven: VS Verlag für Sozialwissenschaften.

Weiler, M.; Flühler, H. (2004): Inferring flow types from dye patterns in macroporous soils. In: *Geoderma* 120 (1-2), S. 137–153. DOI: 10.1016/j.geoderma.2003.08.014.

Weiler, M.; McDonnell, J. J.; Tromp-van Meerveld, H. J.; Uchida, Taro (2006): Subsurface stormflow. In: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, S. 1–14.

Weiler, M.; Naef, F. (2003): An experimental tracer study of the role of macropores in infiltration in grassland soils. In: *Hydrol. Process.* 17 (2), S. 477–493. DOI: 10.1002/hyp.1136.

Weiler, M. H. (2001): Mechanisms controlling macropore flow during infiltration. dye tracer experiments and simulations. ETH Zurich.

Weiler, M., Naef, F. (2000): Verification of flow processes in soils with combined sprinkling and dye tracer experiments. In: *Proceedings of the International Workshop on Runoff Generation and Implications for River Basin Modelling*, S. 345–355.

Weiler, M., Uchida, T., McDonnel, J. (2003): Connectivity due to preferential flow controls water flow and solute transport at the hillslope scale. In: *Proceedings of MODSIM*.

Winter, T. C. (2001): The concept of hydrologic landscapes. In: *Journal of the american* water resources assotiation 37 (2), S. 335–349.

Wu, G.; Liu, Y.; Yang, Z.; Cui, Z.; Deng, L.; Chang, X.; Shi, Z. (2017): Root channels to indicate the increase in soil matrix water infiltration capacity of arid reclaimed mine soils. In: *Journal of Hydrology* 546, S. 133–139. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2016.12.047.

Yoshida, T., Troch, P.A. (2016): Coevolution of volcanic catchments in Japan. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20 (3), S. 1133–1150.

Zhang, J.; Xu, Z. (2016): Dye tracer infiltration technique to investigate macropore flow paths in Maka Mountain, Yunnan Province, China. In: *J. Cent. South Univ.* 23 (8), S. 2101–2109. DOI: 10.1007/s11771-016-3266-y.

Zhang, Y.; Zhao, W.; He, J.; Fu, L. (2018): Soil Susceptibility to Macropore Flow Across a Desert-Oasis Ecotone of the Hexi Corridor, Northwest China. In: *Water Resour. Res.* 54 (2), S. 1281–1294. DOI: 10.1002/2017WR021462.

Zimmermann, A.; Germer, S.; Neill, C.; Krusche, A. V.; Elsenbeer, H. (2008): Spatiotemporal patterns of throughfall and solute deposition in an open tropical rain forest. In: *Journal of Hydrology* 360 (1-4), S. 87–102. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.07.028.

Ehrenw	örtliche	Erklärung
--------	----------	-----------

Hiermit erkläre ich, dass die Arbeit selbständig angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde.	und	nur	unter	Verwendung	der
Ort, Datum	_	Unterschrift			

Anhang A

Die Bilder zeigen die Hauptversuch-Standorte und die Seitenplots, die für BB-Versuche geeignet sind.



Abbildung 58 10 ka Moräne, Standort 1 (rechts). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet



Abbildung 59 10 ka Moräne, Standort 2 (Mitte). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet



Abbildung 60 10 ka Moräne, Standort 3 (links). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet



Abbildung 61 3 ka, Standort 1 (unten). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet



Abbildung 62 3 ka, Standort 2 (Mitte). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet



Abbildung 63 3 ka, Standort 3 (oben). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet



Abbildung 64 1860er, Standort 1 (rechts). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet



Abbildung 65 1860er, Standort 2 (Mitte). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet



Abbildung 66 1860er, Standort 3 (links). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet

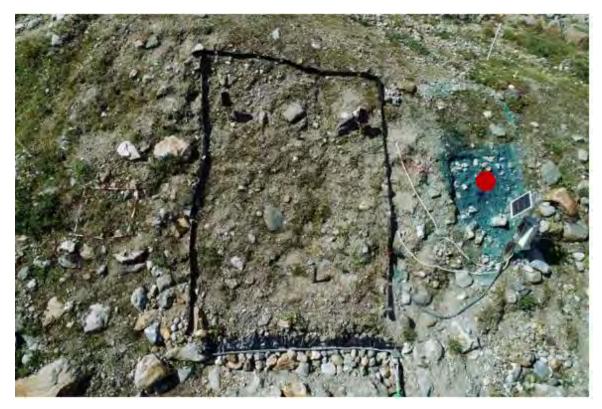


Abbildung 67 1970er Moräne, Standort 1 (rechts). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet



Abbildung 68 1970er Moräne, Standort 2 (Mitte). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet



Abbildung 69 1970er Moräne, Standort 3 (links). BB-Standort ist mit rotem Marker bezeichnet

Anhang B

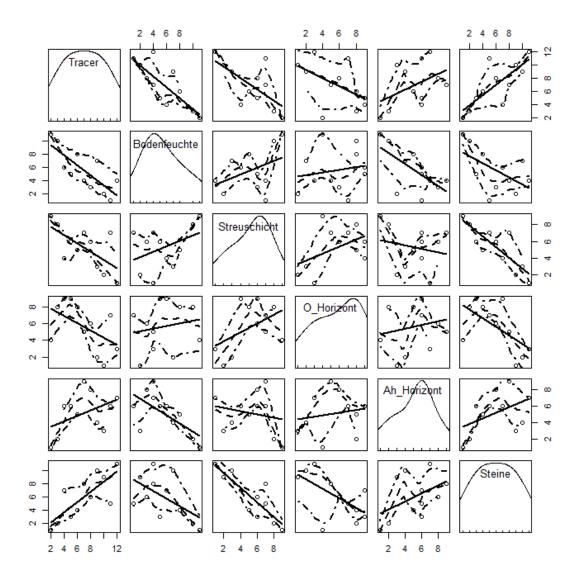


Abbildung 70 Skatterplot mit der Standartabweichung, der Zusammenhang zwischen dem Tracer und den Vegetations- und Bodeneigenschaften darstellt.

Anhang C: digitale Anhang

Digital sind dargestellt:

- 1. Alle ausgewerteten Bilder, je nach Moräne und Standort sortiert;
- 2. Programmiercode für R.