

Reliktische Blockgletscher als Grundwasserspeicher in alpinen Einzugsgebieten der Niederen Tauern

Gerfried Winkler¹

Marcus Pauritsch¹

Thomas Wagner¹

Andreas Kellerer-Pirklbauer²

Erstellt am Institut für Erdwissenschaften
Karl-Franzens-Universität Graz



Investitionen in Ihre Zukunft

Kofinanziert von der Europäischen Union
Europäischer Fonds für Regionale Entwicklung (EFRE)



¹Institut für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, 8010 Graz, Kontakt: gerfried.winkler@uni-graz.at

²Institut für Geographie und Raumforschung, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 36, 8010 Graz,

Zusammenfassung

Periglaziale Lockersedimente in alpinen Einzugsgebieten wie reliktsche Blockgletscher stellen potentielle Grundwasserspeicher dar, deren Speicherfähigkeit und Entwässerungsdynamik im gegenständlichen Projekt an Beispielen in den steirischen Niederen Tauern untersucht wurden. Die Untersuchungen umfassen Detailstudien an den Quellen der unterschiedlich ausgerichteten reliktschen Blockgletscher Schöneben und Dürrtal in den Seckauer Tauern. In weiterer Folge wurden die Auswirkungen dieser Grundwasserspeicher und deren Einzugsgebiete auf die darunter liegenden Flusssysteme im regionalen Maßstab untersucht.

Die Detailstudien an den beiden Blockgletschern, vor allem am Schöneben-Blockgletscher, beinhalten die Analyse des Quellschüttungsverhaltens, die Auswertung der natürlichen Tracer Wassertemperatur, elektrische Leitfähigkeit und stabile Isotope ($\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$) und die Durchführung und Analyse zweier Tracerversuche mit Fluoreszenzfarbstoffen. Die Untersuchungen ergaben ein Abflussverhalten ähnlich dem von Karstquellen mit einer schnellen und einer langsamen Abflusskomponente. In Kombination mit Ergebnissen aus geophysikalischen Untersuchungsmethoden konnte die Geometrie und der konzeptionelle Aufbau des Schöneben-Blockgletschers abgeleitet werden. Es zeigt sich ein dreischichtiger Aufbau mit einer grobblockigen Deckschicht (einige Meter mächtig), einem grobkörnigen (sandig bis blockig) Hauptsedimentkörper mit mehreren Zehnermetern Mächtigkeit und einer schluffigen bis feinsandigen Basisschicht mit einer maximalen Mächtigkeit von 14+/-5 m. Aufgrund der gering durchlässigen Basisschicht ergibt sich eine hohe Speicher- bzw. Pufferwirkung des Schöneben-Blockgletschers, was eine wasserwirtschaftliche Bedeutung dieser Schuttformen als Wasserspender in Trockenzeiten bewirkt. Die Geometrie und der Aufbau flossen in weiterer Folge in eine numerische hydraulische Modellierung des Blockgletschers ein, die die Komplexität dieses Aquifers bestätigt. Untersuchungen in Bezug auf eine geneigte Aquiferbasis zeigten, dass vor allem die Form, die Neigung und die Krümmung maßgeblichen Einfluss auf die Abflussdynamik haben.

Die Erstellung eines überarbeiteten Blockgletscherinventars und der dazugehörigen Einzugsgebiete basierend auf einem hochauflösenden Höhenmodell für den gesamten steirischen Anteil der Niederen Tauern erlaubt darüber hinaus eine regionale Erfassung der wasserwirtschaftlichen Relevanz dieser Schuttakkumulationen. Ihre potentielle Speicher- bzw. Pufferwirkung wirken sich für die unterstromigen Oberflächengerinne zu Zeiten von Trockenperioden und Starkniederschlagsereignissen positiv aus. Dies konnte anhand einfacher Niederschlags-Abfluss Modellierungen untermauert werden. 561

blockgletscherverdächtige Formen wurden insgesamt für die steirischen Niederen Tauern ausgewiesen. Somit können reliktsche Blockgletscher aufgrund ihrer hydraulischen Eigenschaften und ihrer zahlreichen Verbreitung in den steirischen Niederen Tauern als relevante Grundwasserleiter und folglich als wasserwirtschaftlich bedeutende Speicher-/Puffer ausgewiesen werden.

Inhaltsverzeichnis:

1	Einleitung.....	7
1.1	Forschungsziele.....	9
1.2	Projektablauf.....	9
2	Untersuchungsgebiet.....	10
2.1	Regionales Untersuchungsgebiet.....	10
2.2	Lokale Untersuchungsgebiete.....	12
3	Monitoring (Instrumentierung, Geländetätigkeiten).....	14
3.1	Meteorologische Daten.....	16
3.2	Hydrologische Daten.....	18
3.3	Blockschutttemperatur.....	19
3.4	Natürliche und künstliche Tracer.....	19
3.5	Laboranalytik – Tracer- und Isotopendaten.....	20
4	Untersuchungsmethoden.....	21
4.1	Regionalstudien.....	21
4.1.1	Inventar der Blockgletscher und deren hydrologische Einzugsgebiete.....	21
4.1.2	Wasserbilanzberechnungen.....	23
4.2	Lokalstudien.....	24
4.2.1	Oberflächengeophysikalische Untersuchungen.....	24
4.2.2	Hydrographanalyse.....	27
4.2.3	Analytische Abflussmodellierung eines geeigneten Aquifers.....	28
4.2.4	Natürliche und künstliche Tracer.....	32
4.2.5	Isotopenhydrologische Untersuchungen.....	33
4.2.6	Numerische hydraulische Modellierung.....	34
4.3	Niederschlags-Abfluss Modellierung.....	35
5	Ergebnisse Regionalstudie.....	38
5.1	Blockgletscherinventar.....	38
5.2	Inventar der hydrologischen Einzugsgebiete der Blockgletscher.....	44
5.3	Quellenkarte.....	47
5.4	Wasserbilanz der hydrologischen Einzugsgebiete der Blockgletscher.....	50
6	Ergebnisse Lokalstudie.....	53
6.1	Erscheinungsform.....	53
6.1.1	Oberflächengeophysikalische Untersuchungen.....	53

6.1.1.1	Refraktionsseismik	53
6.1.1.2	Bodenradarmessungen	56
6.1.2	Thermisches Verhalten der Boden-/Blockschicht beider Blockgletscher	56
6.2	Wasserressourcen	59
6.2.1	Speicherverhalten und Abflusskomponentencharakterisierung	59
6.2.1.1	Hydrographanalyse Schönebenquelle	59
6.2.1.2	Analytische und numerische Prinzipmodelle	61
6.2.1.3	Natürliche Tracer Schönebenquelle	68
6.2.1.4	Isotopenanalysen	72
6.2.1.5	Künstliche Tracer Schönebenquelle	75
6.2.1.6	Vergleich Schönebenquelle mit Dürrtalquelle	77
6.2.2	Numerische hydraulische Modellierung	79
7	Ergebnisse Niederschlags-Abfluss Modellierung	85
7.1	Lokale Modellierung	88
7.2	Regionale Modellierung	95
8	Diskussion und Synthese	111
9	Schlussfolgerung und Ausblick	118
	Danksagung	121
	Referenzen	122

Anhang AI: RS-P2 (Lichtenegger et al., 2014)

Anhang A-III: RS-P8 (Lichtenegger et al., 2014)

Anhang A-II: RS-P6 (Lichtenegger et al., 2014)

Anhang A-IV: Quellenkarte des steirischen Anteils der Niederen Tauern.

1 Einleitung

Die Forschungsergebnisse, die in diesem Band der Wasserwirtschaftlichen Berichte dargelegt werden, wurden im Zuge des Forschungsprojektes „Grundwasserspeicherung und Entwässerungsdynamik reliktscher Blockgletscher“ im Zeitraum 2011-2014 erarbeitet. Das Projekt wurde aus Mitteln des Europäischen Fonds für regionale Entwicklung und aus Mitteln des Landes Steiermark sowie Investition in ihre Zukunft (EFRE) finanziert.

Teile der hierbei gewonnenen Resultate wurden bereits in nationalen und internationalen Zeitschriften publiziert (Winkler et al., 2012, Kellerer-Pirklbauer et al., 2015; Pauritsch et al., 2015; Winkler et al., 2016; Wagner et al., akzeptiert;), jedoch soll dieser Beitrag einen umfassenden Überblick über das ganze Projektvorhaben geben und diese Ergebnisse miteinschließen bzw. über diese hinausgehen.

Die Wasserversorgung der Steiermark erfolgt zu ca. 35% mit Quellwasser, 58% aus oberflächennahem ungespanntem Grundwasser und ca. 7% aus artesisch gespanntem Grundwasser (Harum et al. 2001, Amt der Steiermärkischen Landesregierung, 2002). In alpinen Regionen ist der Quellwasseranteil noch deutlich höher als 35%. Dies zeigt die große Bedeutung des Quellwassers für die Trinkwasserversorgung großer Teile der Steiermark, vor allem unter Berücksichtigung, dass Graz zur Gänze mit ungespanntem Porengrundwasser aus Tallagen versorgt wird, ist der Anteil regional deutlich höher als 35%.

Große Gebiete der Steiermark wie die Niederen Tauern werden aus kristallinen Gesteinen aufgebaut und wurden durch Gletscher, Permafrost und Frostwechsel bedingte Prozesse morphologisch geprägt. Der steirische Anteil der Niederen Tauern erstreckt sich über ca. 2.440km² und umfasst die Gebirgseinheiten Schladminger, Wölzer, Rottenmanner und Seckauer Tauern. Geologisch werden die Niederen Tauern vorwiegend aus polymetamorphen Grundgebirgseinheiten des Oberostalpins und dessen mesozoischen Deckschichten aufgebaut, die weitreichend von quartären glazialen und periglazialen Lockersedimenten überdeckt sind. Blockgletscher repräsentieren eine weitverbreitete Landschaftsform der periglazialen Lockersedimente. Sie sind Eis-übersättigte Schuttmassen die sich langsam hangabwärts bewegen und eine loben- oder zungenförmige Form aufweisen. Morphologisch sind sie durch ausgeprägte Kamm- und Furchenstrukturen gekennzeichnet, die aufgrund der Lavaström-artigen Bewegung entstehen. Blockgletscher werden aufgrund ihrer Bewegung und Eisgehalts in aktive, inaktive und reliktsche Blockgletscher unterteilt. Während aktive Blockgletscher gegenwärtig in Bewegung sind, zeigen inaktive Blockgletscher aufgrund von partiellen Eisverlust (verursacht beispielsweise durch die Klimaerwärmung) oder durch hinabwandern in flachere Topographien keine

Bewegung. Inaktive Blockgletscher enthalten aber immer noch bedeutende Mengen an Eis wodurch sie gemeinsam mit aktiven Formen zu intakten Blockgletschern zusammengefasst werden. Reliktische Blockgletscher unterscheiden sich deutlich von intakten Blockgletschern dadurch, dass ihr gesamtes Eis abgeschmolzen ist. Das Abschmelzen des Eises führt zu einem Volumsverlust des Blockgletschers der sich durch Kollabierungsstrukturen manifestiert. Des Weiteren weisen reliktsche Blockgletscher eine flachere Stirn und einen partiellen Bewuchs auf.

Frühere wasserwirtschaftliche Studien in den steirischen Niederen Tauern (Untersweg und Schwendt 1995, 1996) ergaben, dass über 450 vorwiegend reliktsche Blockgletscher (RBG) und blockgletscherverdächtige Formen vorliegen, an die oft Quellen mit hoher Schüttungsmenge gebunden sind, was auf eine gewisse Grundwasserspeicherkapazität hinweist. Die Schüttungsmengen einiger Quellen weisen Jahresmittelwerte von bis zu einigen Zehnerlitern pro Sekunde auf, was für Quellen mit Einzugsgebieten in kristallinen Gesteinen als außergewöhnlich hoch einzustufen ist. Zudem weisen sie aufgrund ihrer sehr hochgelegenen Einzugsgebiete eine geringe Vulnerabilität in Bezug auf Schadstoffeinträge auf. Blockgletscherquellen stellen eine bedeutende Abflusskomponente tiefer gelegener Flussabschnitte dar und werden für die Energiegewinnung über Kleinkraftwerke genutzt. Des Weiteren dienen sie auch als lokale Trinkwasserversorgungen. Sie stellen somit eine essentielle Grundwasserressource in diesen Gebieten dar, die durch die Speicherung und das Rückhaltevermögen von Niederschlagswasser auch für die Erhaltung der sensiblen Ökosysteme in diesen Gebirgsregionen von großer Bedeutung sind. Jedoch ist ein gutes Verständnis bzw. eine genaue hydrogeologische Charakterisierung dieser Lockersedimente bis dato nicht vorhanden.

Eine nachhaltige Nutzung dieser Wasserressourcen, Vorhersagen, Auswirkungen und Einflüsse aufgrund klimatischer Änderungen erfordern ein besseres Verständnis über das Speicherverhalten und die Entwässerungsdynamik der Quelleinzugsgebiete und im Speziellen der reliktschen Blockgletscher selbst.

Das übergeordnete Ziel dieses Projektes war es daher, die Fließ- und Transportprozesse und das Speicherverhalten dieser Grundwasserleiter zu erfassen und zu quantifizieren. In weiterer Folge wurde erarbeitet, welchen Einfluss diese Grundwasserspeicher auf die tiefer liegenden Flussabschnitte haben. Diese Grundkenntnisse sind eine wichtige Voraussetzung für eine nachhaltige regionale Nutzung der Wasserressourcen in diesen Gebieten.

1.1 Forschungsziele

Die Forschungsziele des Projektes lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Verbreitung und Erscheinungsformen der Blockgletscher in den steirischen Niederen Tauern und ihrer Teilgebiete Schladminger, Wölzer, Rottenmanner und Seckauer Tauern (Aktualisierung des bestehenden Blockgletscherinventars auf Basis des 1 m Höhenmodells basierend auf Airborne-Laser-Scan Daten (ALS))
- Geometrie und interner Aufbau reliktscher Blockgletscher in alpinen Einzugsgebieten
- Grundverständnis der Fließ- und Transporteigenschaften und der Speichereigenschaft reliktscher Blockgletscher als alpine Grundwasserspeicher
- Bedeutung reliktscher Blockgletscher für die regionale Entwässerung und ihre Auswirkungen auf die Entwässerungsdynamik unterstromiger Flussabschnitte

1.2 Projektablauf

Die Untersuchungen wurden im Zeitraum September 2011 bis Dezember 2014 durchgeführt. Der Projektablauf ist grob in eine Regionalstudie (WP 1) und Detailstudien an lokalen Blockgletschern (WP 2) gegliedert, wobei in diesem Bericht unter WP2.1 nur auf die geophysikalischen Untersuchungen näher eingegangen wird (Abbildung 1). Die Ergebnisse der zwei Unterpunkte des WP 2 bildeten die Grundlage der numerisch hydraulischen Modellierung des Schöneben-Blockgletschers (WP 3).

Niederschlags- Abflussmodellierungen (WP 4) wurden sowohl im regionalen als auch lokalen Maßstab durchgeführt.

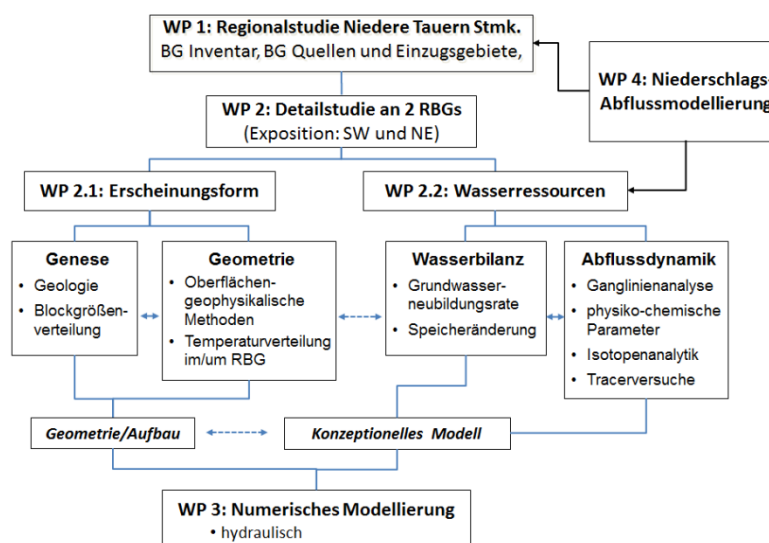


Abbildung 1: Ablaufschema der Arbeitsschritte und Zusammenhang der Untersuchungsmethoden. WP=Workpackage, BG =Blockgletscher, RBG=reliktscher Blockgletscher.

2 Untersuchungsgebiet

2.1 Regionales Untersuchungsgebiet

Das regionale Arbeitsgebiet dieser Studie umfasst den steirischen Anteil der Niederen Tauern zwischen 47°11'-47°33'N und 13°35'-15°00'E mit den zentralen und östlichen Schladminger Tauern (ScT), Wölzer Tauern (WoT), Rottenmanner Tauern (RoT) und Seckauer Tauern (SeT) (Abbildung 2a). Das Arbeitsgebiet erstreckt sich dabei über ca. 2.440km² und lässt sich durch das Ennstal im N, das Palten-Liesingtal im E, das Murtal im S und das obere Murtal und die Landesgrenze zu Salzburg im W abgrenzen. Nahezu die Hälfte der Gesamtfläche liegt über einer Seehöhe von 1500m ü.A. und noch 11% überragen die 2000m Höhengrenze. Der höchste Gipfel ist der Hochgolling mit 2862m ü.A. in den ScT. Das Untersuchungsgebiet ist primär aus den zwei kristallinen Grundgebirgseinheiten des Oberostalpins - dem Silvretta-Seckau und dem Koralpe-Wölz Deckensystem – und der darüber liegenden mesozoischen Deckschichten aufgebaut, welche hauptsächlich aus unterschiedlichen Typen von Gneisen und Glimmerschiefern bestehen (Abbildung 2b; Schmid et al., 2004; Gasser et al., 2009). Die hangendste Gesteinseinheit bilden im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebiets die Gesteine der Grauwackenzone. Die Vergletscherung des letzten glazialen Maximums (Last Glacial Maximum, LGM) hat aufgrund seiner Ausdehnung (Ehlers et al., 2011) das Untersuchungsgebiet unterschiedlich stark beeinflusst (Abbildung 2c).

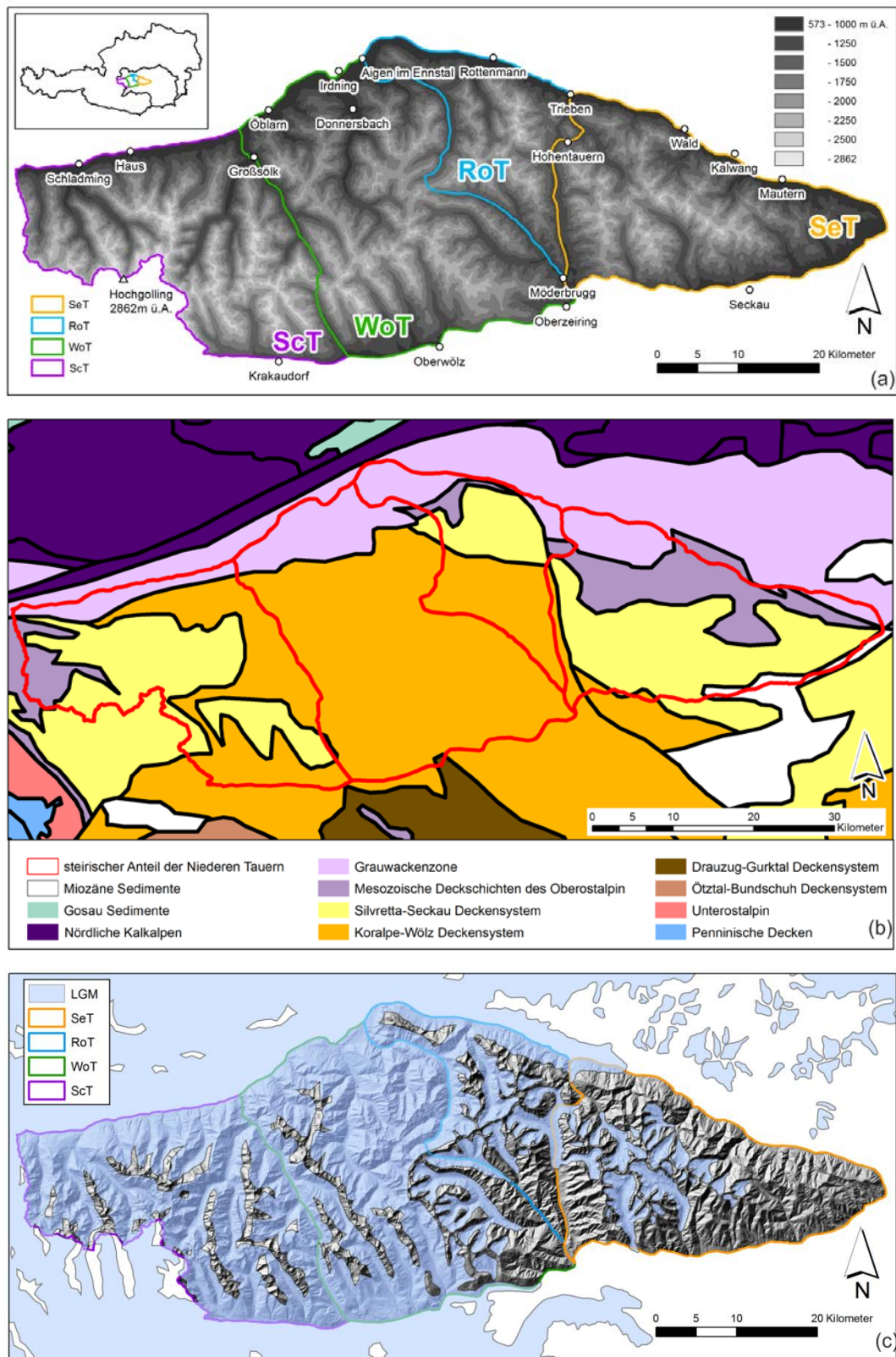


Abbildung 2: Lage der steirischen Niederen Tauern innerhalb von Österreich und Unterteilung in die Sub-Einheiten ScT, WoT, RoT und ScT. (a) Relief und Ortsbezeichnungen; (b) Geologische Einheiten basierend auf der Geologischen Karte von Schmid et al. 2004; (c) Ausdehnung des LGM basierend auf Ehlers et al. (2011).

2.2 Lokale Untersuchungsgebiete

Die lokalen Untersuchungsgebiete umfassen die Einzugsgebiete der reliktschen Schöneben- und Dürrtal-Blockgletscher (Abbildung 3). Das Gestein und Schuttmaterial beider Einzugsgebiete besteht aus granitoidischen Gneisen des Silvretta-Seckau Deckensystems und der mesozoischen Deckschichten des Oberostalpins (siehe Abbildung 2b).

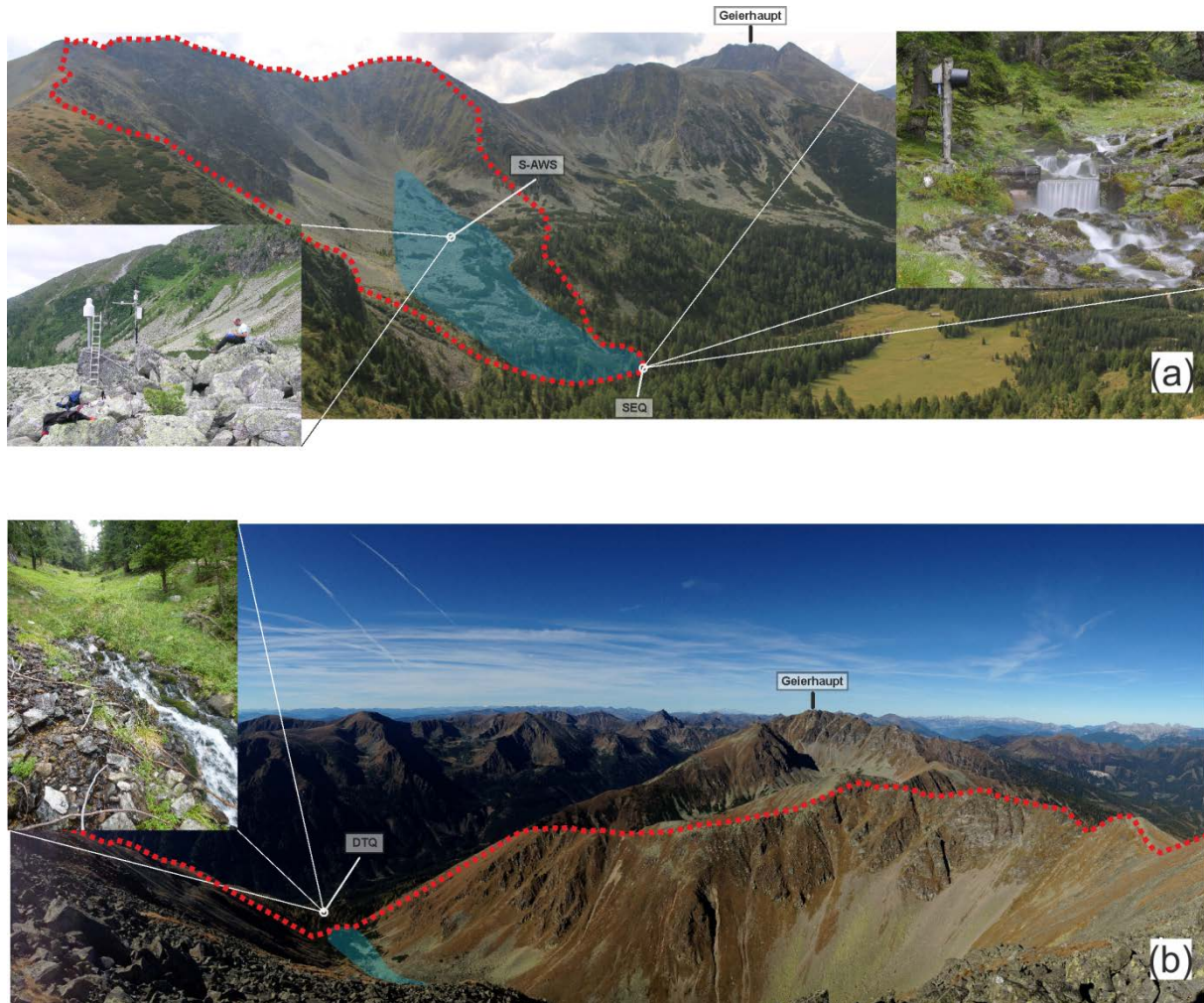


Abbildung 3: Überblick über die Einzugsgebiete (rot strichlierte Linien) (a) des Schöneben-Blockgletschers und (b) des Dürrtal-Blockgletschers mit dem Geierhaupt (2417m ü.A.) als höchstem Gipfel der Seckauer Tauern. Die Blockgletscher sind in blauer Farbe ausgewiesen. Die kleinen Fotos zeigen die Hauptquellen Schöneben Quelle (SEQ) und Dürrtal Quelle (DTQ) der Einzugsgebiete sowie die Wetterstation S-AWS am Schöneben-Blockgletscher.

Das Einzugsgebiet des Schöneben-Blockgletschers hat eine Fläche von 0,67km² und reicht bis auf eine Höhe von 2295m ü.A.. Es kann grob in schroffen Fels, Schuttfächer und den Blockgletscher selbst unterteilt werden (siehe Abbildung 4). Die felsigen Flächen, die den höchstgelegenen Teil des Einzugsgebietes einnehmen, haben einen Anteil von 56 % am Gesamteinzugsgebiet. Die Schuttfächer haben einen Anteil von 27% und der Blockgletscher

bedeckt 17% (inklusive dem Anteil eines embryonalen Blockgletschers der teilweise in das nordwestliche benachbarte Einzugsgebiet des Postleitenbaches ragt). Allerdings muss berücksichtigt werden, dass der Blockgletscher an der orographisch rechten Seite von Schuttfächern überlagert wird, bzw. sich aus ihnen heraus entwickelt hat und es sich somit um einen fließenden Übergang handelt. Der zungenförmige Schöneben-Blockgletscher hat eine maximale Länge von ca. 750m, eine maximale Breite von ca. 240m und umfasst eine Fläche von 0,11km². Die Blockgletscherwurzel befindet sich in einer Höhe von 1912m ü.A. und die Blockgletscherstirn reicht bis auf 1715m ü.A. hinab. Am Fuße der Blockgletscherstirn entspringt die Schönebenquelle (SEQ), durch die das ganze Einzugsgebiet entwässert wird. Der Schöneben-Blockgletscher ist teilweise von Vegetation bedeckt, die sich aus Gräsern, Legföhren (*Pinus mugo* subsp. *mugo*) und vereinzelt Bäumen (*Larix*, *Pinus cembra*) zusammensetzt (Abbildung 3a).

Das Einzugsgebiet des Dürrtal-Blockgletschers hat eine Fläche von 1,13km² und reicht bis in eine Höhe von 2416m ü.A.. Zusätzlich zu den Bereichen die als Blockgletscher, Schuttfächer oder schroffer Fels ausgewiesen sind (wie im Einzugsgebiet des Schöneben-Blockgletschers), sind hier auch großflächige Gebiete mit zum Teil von Grasbewuchs bedecktem Hangschutt vorhanden (Abbildung 4). Der Hangschutt bedeckt 35% des Einzugsgebietes, Schuttfächer bedecken 24%, 34% sind felsige Flächen und 7% der Dürrtal-Blockgletscher. Der ebenfalls zungenförmige Dürrtal-Blockgletscher hat eine maximale Länge von ca. 860m, eine maximale Breite von ca. 130m und bedeckt 0,079km². Talaufwärts des Blockgletschers befinden sich zwar noch weitere zum Teil vermutlich mächtige Schuttakkumulationen, welche aber aufgrund der fehlenden Bewegungsstrukturen nicht als Blockgletscher ausgewiesen wurden. Auch der Dürrtal-Blockgletscher ist teilweise von Vegetation bedeckt, die sich aus Gräsern und vor allem im tiefer liegenden Bereich aus Legföhren (*Pinus mugo* subsp. *mugo*) und vereinzelt Bäumen wie Lärche und Zirbe (*Larix*, *Pinus cembra*) zusammensetzt (Abbildung 3b). Die Quelle, durch die das Einzugsgebiet entwässert wird (DTQ), entspringt erst 350 m weiter talabwärts (südwestlich) von der Blockgletscherstirn (1590m ü.A.). Dabei handelt es sich um eine Quellgruppe mit fünf Quellaustritten, deren relativer Beitrag zur Gesamtschüttung von den vorherrschenden hydro-meteorologischen Bedingungen abhängig ist. Die Daten der Quelle (Wassertemperatur, Leitfähigkeit, Isotopenproben) werden an einem Quellaustritt gemessen, der selbst nach langen Trockenperioden noch wasserführend ist. Einzelne Abflussmessungen mittels Salzverdünnungsmethode wurden bei Geländebegehungen weitere etwa 100 m talabwärts durchgeführt. Somit liegen für die DTQ nur punktuelle Abflusswerte vor, da keine geeignete Stelle für eine automatisierte Pegelstation gefunden werden konnte.

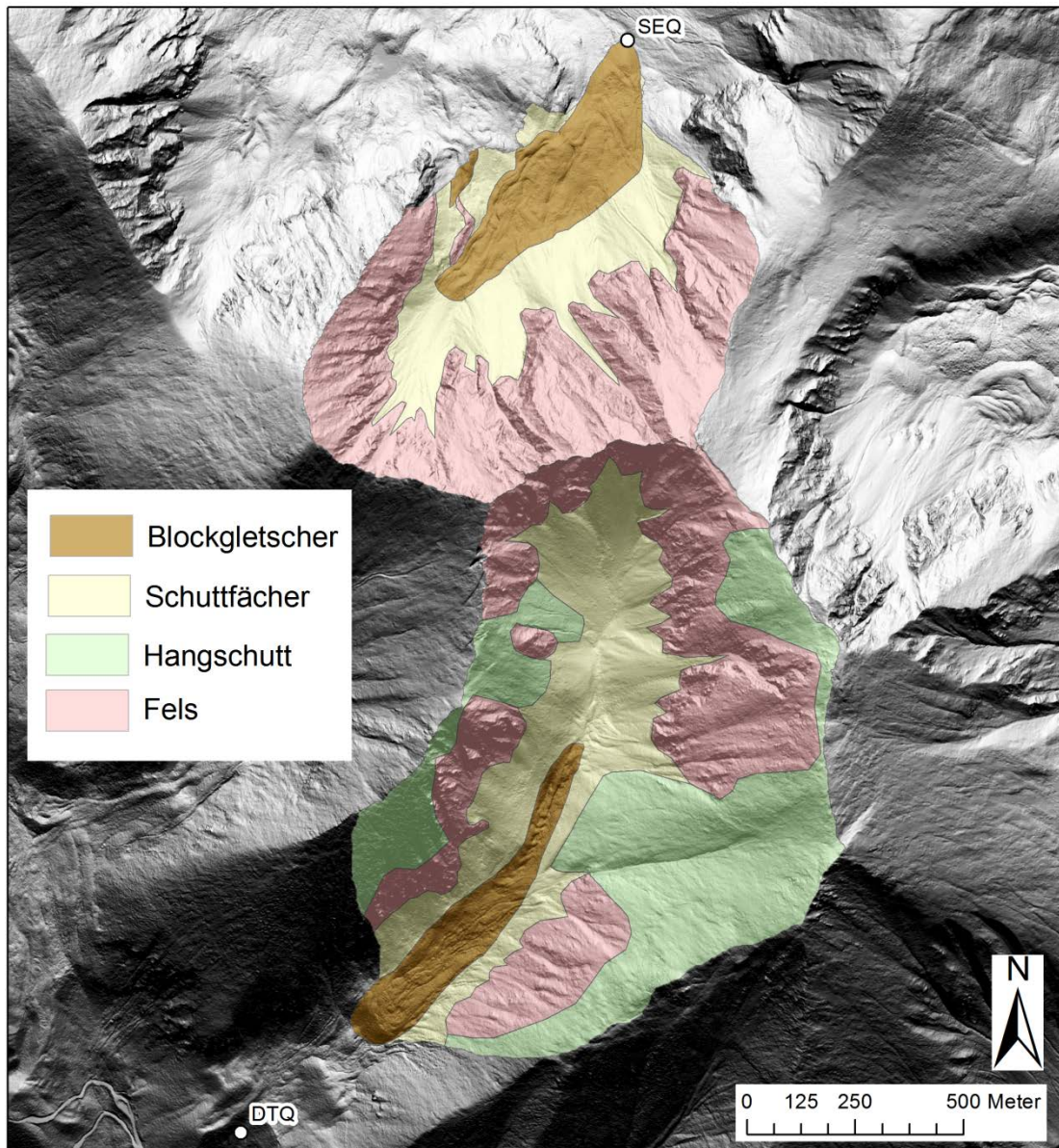


Abbildung 4: Unterteilung der lokalen Untersuchungsgebiete in Blockgletscher, Hangschutt, Schuttfächer und Fels. Der im Dürrtal-Blockgletschereinzugsgebiet großflächig vorhandene Hangschutt (teilweise mit großflächigem Grasbewuchs) ist im Schöneben-Blockgletschereinzugsgebiet nur untergeordnet vorhanden und in diesem Maßstab nicht dargestellt. SEQ = Schöneben Quelle; DTQ = Dürrtal Quelle.

3 Monitoring (Instrumentierung, Geländetätigkeiten)

Im Folgenden werden die Instrumentierungen und Geländearbeiten in den beiden Untersuchungsgebieten Schöneben und Dürrtal beschrieben. Eine Auflistung davon zeigt Tabelle 1. Die Lage der regionalen und lokalen Untersuchungsgebiete sowie die Positionen der installierten Messeinrichtungen in den lokalen Untersuchungsgebieten sind in Abbildung

5 dargestellt. Einige Messinstrumentierungen bleiben in den lokalen Untersuchungsgebieten installiert und stehen für künftige Forschungsarbeiten in diesem Gebiet weiterhin zur Verfügung.

Tabelle 1: Auflistung und Beschreibung der durchgeführten Geländearbeiten und des Monitorings. Lufttemperatur (AT), Luftfeuchte (AH), Niederschlag (P), Windrichtung (WD), Windgeschwindigkeit (WV), Globalstrahlung (GR) und Strahlungsbilanz (RB), Wassertemperatur (WT), elektrische Leitfähigkeit des Wassers (EC), Schüttungsmenge der Quelle (Q), Blockschuttoberflächentemperatur (GST), Blockschutttemperatur in 1 m Tiefe (GT).

Beschreibung	Zeitraum	Parameter/Details	Standorte
Detailstudiengebiet Schöneben			
Monitoring - meteorologische Station	Nov. 2011 – laufend	AT, AH, P, WD, WV, GR, RB	S-AWS
Monitoring - zusätzliche AT/AH-Station	Nov. 2011 – laufend	AT, AH	S-ATH bei S-MTD5
Monitoring - Blockschutttemperatur an 6 Standorten	Nov. 2011 – laufend	GST, GT	S-MTD1 bis S-MTD6
Monitoring - Schneedeckendynamik	Juni 2012 – laufend	automatisches Kamerasystem	S-RDC
Georadarmessungen (GPR) am Blockgletscher	März – Mai 2012	100MHz Antenne	GPR-P1 bis GPR-P10
Refraktionsseismische Messungen am Blockgletscher	Juli 2013	Hammerschlag- und Sprengseismik, 3 Profile	RS-P2, RS-P6, RS-P8
Monitoring der Blockgletscherquelle	Sept. 2011 – laufend	WT, EC, Q	SEQ
Wasserprobenahme (Quell- und Niederschlagswasser) für Isotopenuntersuchungen	Sept. 2011 – Sept. 2014	$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$	SEQ, SEN bei S-AWS
Markierungsversuch	Juni 2012 – Dez. 2013	Uranin, Eosin und Sulforhodamin B	T-IP1 – T-IP3, SEQ, PLB, PLQ, ergänzend SEQ2, PLQ2 in Abb. 7

Detailstudiengebiet Dürrtal			
Monitoring - zwei AT/AH-Stationen	Nov. 2011 – über Projektlaufzeit hinaus	AT, AH	D-ATH1, D-ATH2 (bei D-MTD3 bzw. D-MTD5)
Monitoring - Blockschutttemperatur an 4 Standorten	Nov. 2011 - über Projektlaufzeit hinaus	GST, GT	D-MTD2 bis D-MTD5
Wasserprobenahme (Quellwasser) für Isotopenuntersuchungen	Dez. 2011 – Sept. 2014	$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$	DTQ
Monitoring der Blockgletscherquelle	Juli 2012 - über Projektlaufzeit hinaus	WT, EC	DTQ
Laboranalytik			
Stabile Isotope	Dez. 2011 – Sept. 2014	$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$	
Traceranalytik	März 2013 – Sept. 2014	Konzentration: Uranin, Eosin und Sulforhodamin B	

3.1 Meteorologische Daten

Im November 2011 wurde am Schöneben-Blockgletscher in zentraler Lage (1820m ü.A.) eine automatische Wetterstation (S-AWS, Abbildung 5c) errichtet, welche Lufttemperatur [°C], Luftfeuchte [%], Niederschlag [mm], Windgeschwindigkeit [m/s], Windrichtung [°], Globalstrahlung [W/m²] und Strahlungsbilanz [W/m²] misst und diese halbstündlich aufzeichnet. Zusätzlich wurden auch Lufttemperatur-/Luftfeuchtesensoren (mit Strahlungsschutz) an einer Position im oberen Bereich des Schöneben-Blockgletschers (S-ATH, 1909m ü.A., Abbildung 5c) sowie an zwei Positionen auf dem Dürrtal-Blockgletscher installiert (D-ATH1 und D-ATH2, 1876 und 1982m ü.A. Abbildung 5d). Durch diese neuen, zeitlich hoch aufgelösten und in den Arbeitsgebieten direkt erhobenen Daten wird eine wesentlich genauere Bestimmung der Wasserbilanzparameter Niederschlag und Verdunstung ermöglicht. Die Verdunstung kann somit auf physikalisch basierte Verfahren berechnet werden (z.B. Penman-Monteith). Speziell kann aufgrund der zeitlich hoch aufgelösten Niederschlagsdaten die Reaktion der Quellschüttung auf Niederschlagsereignisse quantitativ besser erfasst und untersucht werden.

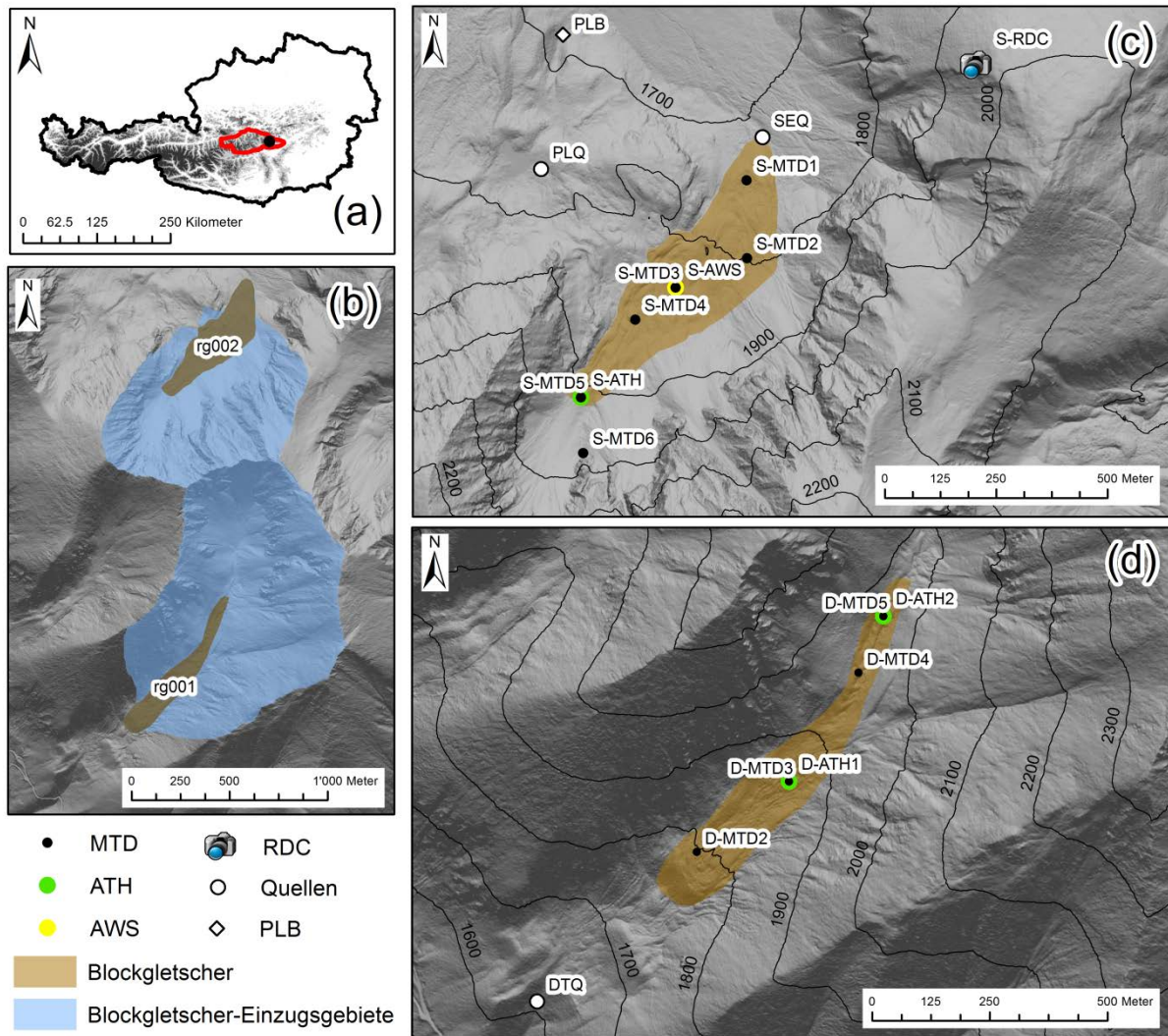


Abbildung 5: (a) Lage der regionalen und lokalen Arbeitsgebiete in Österreich. (b) Blockgletscher Schöneben (rg002) und Dürrtal (rg001) und deren Einzugsgebiete. (c) und (d) Untersuchungsgebiete mit den Messinstrumentierungen und Messstellen. Die Auflistung der gemessenen Parameter ist Tabelle 1 zu entnehmen.

Um die Schneedeckendynamik und vor allem das Abschmelzen der Schneedecke zu erfassen, wurde im Mai 2012 eine auf den Schöneben-Blockgletscher gerichtete automatische optische Kamera (S-RDC, Abbildung 5c) installiert, welche täglich Aufnahmen der Schneedeckenverteilung am Blockgletscher sowie des gesamten hydrologischen Einzugsgebietes liefert. Messungen der Schneetiefe am Schönebenblockgletscher selbst mittels Sonden wurde aufgrund der fraglichen Reproduzierbarkeit durch die grobe Blockschuttbedeckung nicht weitergeführt.

3.2 Hydrologische Daten

Die Quelle (SEQ) an der Stirn des Schöneben-Blockgletschers wurde vom Hydrographischen Dienst Steiermark als Messstelle ausgebaut und ins hydrographische Messstellennetz als „Schönebenquelle“ (HZB-Nummer 396762) übernommen (Abbildung 6). Seit 2002 werden an der Messstelle zeitlich hoch aufgelöst kontinuierlich (stündlich) die Parameter Wasserstand [mm] und Wassertemperatur [°C] gemessen, seit 2008 werden zusätzlich die elektrische Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$] und Wassertemperatur [°C] direkt am Quellaustritt erfasst (Winkler et al., 2012; Winkler et al., 2016). Basierend auf punktuellen Abflussmessungen (Salzverdünnungsmethode) und dem zur Zeit der Messung entsprechenden Wasserstand wurde eine Schlüsselkurve erstellt, die die Umrechnung aus den kontinuierlich erfassten Wasserständen in eine Schüttungsganglinie [l/s] ermöglicht. Von Projektbeginn bis September 2014 wurden regelmäßig bei Geländebegehungen Wasserproben des Quellwassers genommen, um die Isotopensignatur der stabilen Isotope $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ zu erfassen. Seit Oktober 2012 wurden zusätzlich Proben der Dürrtalquelle sowie der Niederschlagswässer im Juli 2013 und über den Sommer 2014 an der Klimastation S-AWS gesammelt und isotopenhydrologisch durch JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH, Resources - Department für Wasserressourcen und Umweltanalytik untersucht.



Abbildung 6: Pegelmessstation SEQ der Schönebenquelle (HZB-Nummer 396762).

3.3 Blockschutttemperatur

Ende November bis Anfang Dezember 2011 wurden im Zuge zweier Geländekampagnen an insgesamt zehn Standorten auf den beiden Blockgletschern Blockschutttemperatursensoren installiert (Abbildung 5, Tabelle 1). Pro Standort (bis auf den Standort S-MTD6) kamen dabei jeweils zwei Einkanalminiaturdatenlogger (MTD) zum Einsatz, wobei einer an der Geländeoberfläche (strahlungsgeschützt, jedoch gut durchlüftet unter einer dünnen Steinplatte; GST) und einer in einem Meter Tiefe (in Hohlräumen zwischen den groben Blöcken; GT) installiert wurde. Der Temperaturlogger am Standort S-MTD6 wurde erst Ende Juli 2012 installiert und misst die Blockschuttoberflächentemperatur. Die stündlichen Messwerte liefern Informationen über das thermische Verhalten der obersten Schicht der Blockgletscher (Luftzirkulationen im groben Blockschutt: Kellerer-Pirkelbauer et al., 2015) und bilden des Weiteren auch eine Grundlage bei der Interpretation der Wassertemperatur als natürlicher Tracer.

3.4 Natürliche und künstliche Tracer

Die physiko-chemischen Parameter Wassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit, welche an der Quelle mit Datenlogger kontinuierlich erfasst werden, werden als natürliche Tracer verwendet, um das Speicherverhalten des Aquifers zu untersuchen. Die Auswertemethoden der natürlichen Tracer werden in Kapitel 4.2 erläutert. Ergänzend zu den Analysen der natürlichen Tracer wurde basierend auf den Erkenntnissen des Tracerversuchs 2009 (Winkler et al., 2012; Winkler et al. 2016) (Einspeisungspunkte T-IP2 (Uranin) und T-IP3 (Naphtionat)) im 2. Projektjahr ein weiterer Tracerversuch mit den fluoreszierenden Farbstoffen Uranin, Eosin und Sulforhodamin B durchgeführt. Die Einspeisung erfolgte am 13. Juni 2012. Im Zuge dessen wurden an der Blockgletscherwurzel (T-IP2; ca. 650 m von der Quelle entfernt) 2 kg Uranin und im vorderen Bereich des Blockgletschers (T-IP1; ca. 300 m von der Quelle entfernt) jeweils 1kg Eosin und Sulforhodamin B eingespeist (Abbildung 7). Die 2kg Uranin wurden in 100l Wasser aufgelöst und nach der Einspeisung wurde mit 200l gesammeltem Regenwasser nachgespült. Eosin und Sulforhodamin B wurden in jeweils 50l aufgelöst und es wurde mit 100l nachgespült. Die Tracersignale wurden mit einem Feldfluorometer (Albillia GGUN-FL30) automatisch in einem Intervall von 2 Minuten an der SEQ gemessen. Zusätzlich wurden in den ersten 2 Monaten mittels automatisiertem Probenehmer (Maxx TP 4 C) Wasserproben genommen. Das Zeitintervall der Probennahme betrug zu Beginn des Versuchs eine Stunde und wurde mit der Zeit schrittweise auf bis zu 15 Stunden verlängert. Parallel dazu erfolgte eine Probenahme an den Quellen und Bächen SEQ, SEQ2, PLQ, PLQ2 und PLB mittels Aktivkohlesäckchen, die

kumulativ die Tracer für Zeiträume zwischen 4 Tagen und 16 Wochen erfassten (Abbildung 7). Das Beobachtungs- und Probenahmeprogramm wurde bis Ende Oktober 2013 durchgeführt.

3.5 Laboranalytik – Tracer- und Isotopendaten

Die Laboranalytik umfasst zum einen die stabilen Isotope $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ und zum anderen die Laboranalytik der Wasserproben im Zusammenhang mit dem Tracerversuch mit künstlichen Farbstoffen als Kalibration zu den Feldfluorometerdaten (Tabelle 1). Abbildung 7 gibt einen Überblick über die Messstellen im Bereich des Schöneben-Blockgletschers, an denen Wasserproben im Zusammenhang mit den Tracer- und Isotopenuntersuchungen genommen wurden.

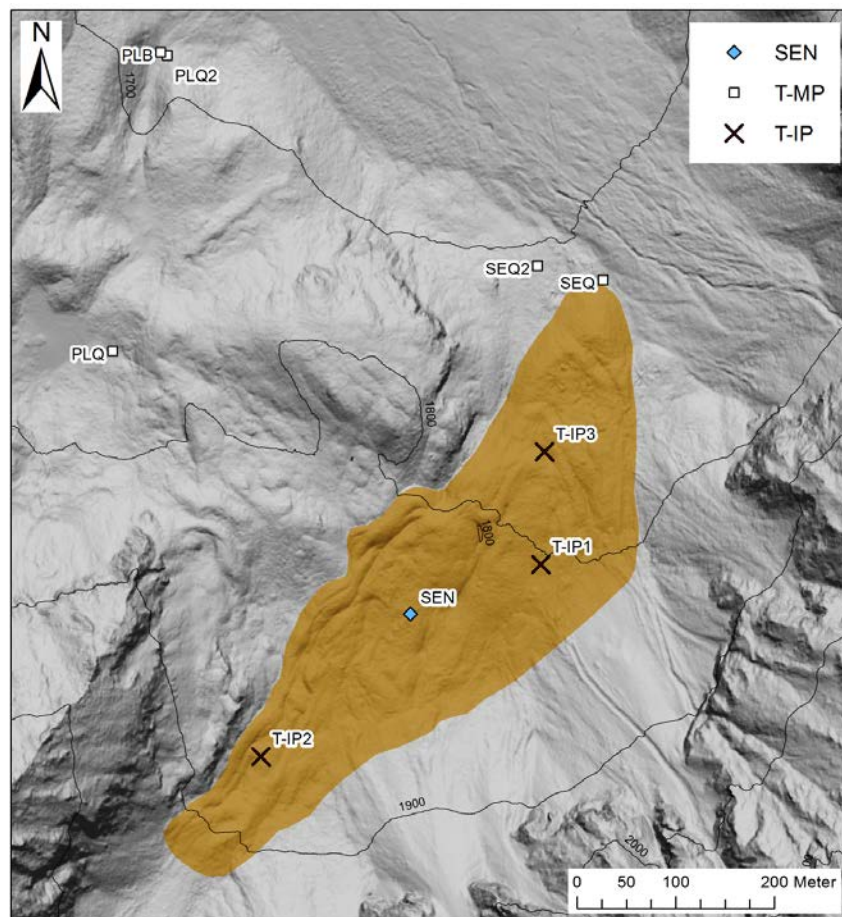


Abbildung 7: Karte des Schöneben-Blockgletschers mit den Einspeisungspunkten der Farbtracer (T-IP1, T-IP2 und T-IP3) und den Standorten der Aktivkohlesäckchen (T-MP=tracer monitoring points): SEQ, SEQ2, PLQ, PLQ2, PLB) sowie die Lage der Niederschlags-Probenahme SEN für die Isotopenanalyse (bei der Wetterstation S-AWS).

4 Untersuchungsmethoden

Regionale und lokale Fragestellungen wurden mit unterschiedlichen, teils sich gegenseitig ergänzenden Methoden untersucht, die im Folgenden kurz beschrieben werden sollen.

4.1 Regionalstudien

Für die Regionalstudie wurde ein Blockgletscherinventar und ein Blockgletschereinzugsgebietsinventar erarbeitet sowie eine Wasserbilanzberechnung aufgestellt. Des Weiteren wurde ein globales Niederschlags-Abfluss Modell (N-A Modell) für die Modellierung von 13 Einzugsgebieten der Niederen Tauern (mit unterschiedlicher Blockgletscherbeeinflussung) eingesetzt, um das Abflussverhalten im regionalen Maßstab zu untersuchen.

4.1.1 Inventar der Blockgletscher und deren hydrologische Einzugsgebiete

Auf regionalem Maßstab wurden die räumliche Verteilung meist reliktscher Blockgletscher (sieben intakte Formen) und deren hydrologische Einzugsgebiete untersucht.

Das bestehende Blockgletscherinventar der Niederen Tauern, welches basierend auf einem 10m Höhenmodell erstellt wurde (Lieb et al., 2010), wurde mittels hochauflösenden ALS-Daten (1m Rasterdaten) aktualisiert, die seitens des Landes Steiermark zur Verfügung gestellt wurden. Bedingt durch die höhere Auflösung des zu Grunde liegenden Geländemodelles (1m versus 10m) sowie der Möglichkeit des ALS-Sensors die Vegetation zu durchdringen und somit die für die Ausweisung störende Vegetation (Bäume, Sträucher) auszublenden, konnte eine wesentliche Verbesserung des Blockgletscherinventars erzielt werden. Die Abgrenzung der Blockgletscher aufgrund morphologischer Gegebenheiten, wie z.B. Stirnbereich, oberflächliche Wülste, kollabierte Oberfläche, Fließstrukturen etc., wurde manuell durchgeführt.

Die Blockgletschereinzugsgebiete wurden auf Basis der 1m ALS-Daten und der Ausdehnung der einzelnen Blockgletscher im ArcGIS (Version ArcGIS 10.0) ermittelt, indem auf Basis des Höhenmodells die Flussrichtungen bestimmt wurden und ausgehend von den Blockgletscherflächen selbst jeder zufließende Punkt dem Einzugsgebiet zugerechnet wurde. In den Tabellen 2 und 3 sind die Attribute des Blockgletscherinventars und des Blockgletschereinzugsgebietsinventars angeführt, welche im Zuge dieses Projekts erhoben und folglich für weitere Auswertungen herangezogen wurden. Noch nicht vollständig befüllte Attribute des Blockgletschereinzugsgebietsinventars sind die flächenmäßig wichtigsten geologischen Einheiten geolCatA - geolCatC (Tabelle 3), welche eine Unterteilung unter felsmechanischen Gesichtspunkten zum Ziel haben sollte (da eine rein lithologische Abgrenzung anhand bestehendem Kartenmaterial nicht zielführend scheint).

Tabelle 2: Attributtabelle des neuen Blockgletscherinventars.

Parameter	Kurzbeschreibung	Kategorien / Einheiten
intNr	Interne Seriennummer der Blockgletscher; inkl. embryonaler Formen	1 – 561
pers	Name der Person die die Kartierung vorgenommen hat	akp=Andreas Kellerer-Pirklbauer
LfType	Landform-Typ. Zwei unterschiedliche Kategorien von Landformen werden unterschieden: Blockgletscher und embryonale Blockgletscher	rg = rock glacier; Blockgletscher ptr = protalus rampart/embryonal rock glacier (embryonale Blockgletscher)
LfCode	Code des Landform Polygons bezogen auf den Typ (rg oder ptr) und einer eindeutigen Nummer	z.B. rg001; rg014 bzw. ptr021
rg_co_lieb	Eindeutiger Code der im Inventar von Lieb et al. (2010) verwendet wurde; falls neue Landform: „new“	z.B. mu262 bzw. new
Name	Name des Blockgletschers basierend auf einer topographischen Besonderheit; wie z.B. Berggipfel, Bergrücken oder See. Zum Teil mit der Zusatzinformation der geographischen Richtung von diesem Feature (basierend auf dem Inventar Nr. 2 von Lieb et al. (2010) und den Namen wie diese in der ÖK vorkommen)	z.B. Name "w Querstein" bedeutet Blockgletscher westlich vom Berg Namens Querstein
moRang	Gebirgsuntergruppe des steischen Anteils der Niederen Tauern	SeT = Seckauer Tauern, RoT = Rottenmanner Tauern, WoT = Wölzer Tauern, ScT = Schladminger Tauern
xCoord	x-Koordinate des Mittelpunkts des Polygons	BMN-M34
yCoord	y- Koordinate des Mittelpunkts des Polygons	BMN-M34
aspLf	Mittlere Hangausrichtung und (ehemalige) Fließrichtung: 8 unterschiedliche Aspekt-Klassen (nicht notwendigerweise die mittlere Ausrichtung basierend auf dem Höhenmodell; manueller Eintrag)	N, NE, E, SE, S, SW, W, NW
slopeLf	Mittlere Hangneigung des Blockgletschers (durch die Oberflächenmorphologie des Blockgletschers beeinflusst)	in Grad
minEleLf	Tiefster Punkt des Blockgletschers/ der Landform	m ü.A.
meanEleLf	Mittlere Höhe des Blockgletschers / der Landform	m ü.A.
maxEleLf	Höchster Punkt des Blockgletschers / der Landform	m ü.A.
eleRangeLf	Höhenunterschied (Relief) zwischen max EleLf und minEleLf	m
maxLenLf	Maximale Fließlänge entlang der ehemaligen Kriechrichtung (basierend auf der Polygonabgrenzung)	m
maxWidLf	Maximale Breite des Blockgletschers etwa rechtwinkelig zur ehemaligen Kriechrichtung	m
meanWidLf	areaLf / maxFLenLf	m
ratioLWLF	maxWidLf/maxLenLf	Verhältnis [-]
areaLf	Fläche des Blockgletschers / des Landform-Polygons	m ²
RgAct	Im Falle eines Blockgletschers (rg, nicht ptr): Aktivität des Blockgletschers	INT = Intakter Blockgletscher mit mehr oder weniger steiler Stirn und frei oder nur wenig Vegetation REL = Reliktischer Blockgletscher bedeckt durch Vegetation (vorallem im Sirnereich bei ptr = [n/a]
RgType	Im Falle eines Blockgletschers (rg, nicht ptr): Blockgletscher mit einer oder mehreren Generationen; monomorph oder polymorph <i>sensu</i> Frauenfelder and Käab (2000); vorallem genutzt, wenn im Blockgletscherinventar von Lieb et al. (2010) "a", "b" usw. verwendet	m=monomorph p=polymorph bei ptr = [-]
RgShape	Im Falle eines Blockgletschers (rg, nicht ptr): Form des Blockgletschers / der Landform	TS = tongue-shaped; zungenförmig (Länge > Breite); 2TS = rg mit 2 Zungen; 3TS = rg mit 3 Zungen LS = lobate; lobenförmig (Breite > Länge); 2LS = rg mit 2 Loben; 3LS = rg mit 3 Loben bei ptr = [n/a]
RgFormat	Im Falle eines Blockgletschers (rg, nicht ptr): Information über die Entstehung des Blockgletschers (soweit dies anhand von Höhenmodell und Orthofotos abgeschätzt werden kann)	TAL = Talus-derived (ice-cemented) GLA = Glacier-derived (ice-cored) bei ptr = [n/a]
LfSpring	Information ob Quellen an der Stirn der Blockgletscher entspringen (basierend auf der aktuellen Quellkartierung der NiT)	1 = Ja 0 = Nein
commentLf	Zusätzliche Bemerkungen / Kommentare über die (embryonalen) Blockgletscher; z.B. Informationen über bestehende Literatur	z.B. Untersweg & Schwendt, 1996

Tabelle 3: Attribut-Tabelle des neuen Blockgletschereinzugsgebietsinventars.

Parameter	Kurzbeschreibung	Kategorien / Einheiten
catCode	Ein eindeutiger Code für Einzugsgebiete angelehnt an den Blockgletscher-Codes selbst (z.B. rg001 für Blockgletscher → catRg001 für Einzugsgebiet)	z.B. catRg001; catPtr021
LfCode	Code des Blockgletschers / der Landform zu dem das Einzugsgebiet zu rechnen ist	z.B. rg003
subOfMastr	Wenn dieses Einzugsgebiet ein Teileinzugsgebiet ist, dann hier das Haupteinzugsgebiet; sonst „n/a“	z.B. rgCat001
subOfOthr	Wenn das Einzugsgebiet zu mehr als einem Haupteinzugsgebiet zählt, hier das andere „Haupteinzugsgebiet“; sonst „n/a“	z.B. rgCat002
areaCat	Fläche des Blockgletschereinzugsgebietes	m ²
areaCatInd	Individuelle Einzugsgebietsfläche: für Teileinzugsgebiete = 0; für Haupteinzugsgebiet = areaCat; für Teileinzugsgebiete die über das des Haupteinzugsgebietes hinaus gehen = die zusätzliche Fläche die nicht dem Haupteinzugsgebiet zugerechnet werden kann	m ²
ratioArea	areaLf / areaCat	Verhältnis [-]
maxEleCat	Höchster Punkt des Blockgletschereinzugsgebietes	m ü.A.
meanEleCat	Mittlere Höhe des Blockgletschereinzugsgebietes	m ü.A.
minEleCat	Tiefster Punkt des Blockgletschereinzugsgebietes	m ü.A.
eleRangCat	Höhendifferenz zwischen höchstem Punkt des Einzugsgebietes (maxEleCat) und dem tiefsten Punkt des Einzugsgebietes bzw. der Landform (minEleLf)	m
aspCat	Mittlere Hangausrichtung des Einzugsgebietes: 8 unterschiedliche Aspekt-Klassen	N, NE, E, SE, S, SW, W, NW
slopeCat	Mittlere Hangneigung des Blockgletschers (inklusive dem Blockgletscher selbst)	in Grad
lengthCat	Längste Fließstrecke innerhalb des Einzugsgebietes (unter Verwendung der Flow Length basierend auf den ALS Daten)	m
geolCatA	Flächenmäßig wichtigste geologische Einheit des Einzugsgebietes	[-]
geolCatB	Flächenmäßig zweitwichtigste geologische Einheit des Einzugsgebietes (sonst „n/a“)	[-]
geolCatC	Flächenmäßig dritt wichtigste geologische Einheit des Einzugsgebietes (sonst „n/a“)	[-]
commentCat	Zusätzliche Bemerkungen / Kommentare über die Einzugsgebiete; z.B. Informationen über bestehende Literatur die speziell das Einzugsgebiet betreffen und nicht den Blockgletscher selbst	z.B. Gameritz & Stadler, 1990

Bestehende Quellaufnahmen (Kartierungen), die im Referat Wasserversorgung der A14 Wasserwirtschaft des Landes Steiermark als analoge Karten (Quellkarten) vorlagen, wurden im Rahmen dieses Projekts digitalisiert und ins GIS eingebunden, wo sie in Beziehung zu den Blockgletschern gesetzt wurden.

4.1.2 Wasserbilanzberechnungen

Basierend auf langjährigen Mittelwerten (1971-2000) des Niederschlags P [mm] und der realen Evapotranspiration ETa [mm] wurde mittels einer einfachen Wasserbilanz der Abfluss Q [mm] berechnet ($Q = P - ETa$). Aufgrund der langen Zeitreihe wird angenommen, dass es keine Änderung in der Gebietsspeicherung (ΔS [mm]) gibt. Die Niederschlags- und Temperaturdaten wurden dem Klimaatlas Steiermark entnommen (Prettenhaler et al., 2010). Diese Daten wurden als Rasterdatensatz in einer Auflösung von 50x50m für das gesamte Untersuchungsgebiet von der ZAMG (pers. Komm. A. Podesser, Juli 2012) zur Verfügung

gestellt. ETa wurde basierend auf der empirischen Formel für reelle Evapotranspiration von Turc (Gray, 1970) ermittelt (siehe Kapitel 4.2.2).

4.2 Lokalstudien

4.2.1 Oberflächengeophysikalische Untersuchungen

Die hier genannten geophysikalischen Messungen führte die JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH (jetzt Geo5 GmbH) durch. Die methodischen Ausführungen wurden aus dem Bericht Lichtenegger et al. (2014) entnommen. Die geophysikalischen Untersuchungen beschränken sich ausschließlich auf den Schöneben-Blockgletscher und umfassen refraktionsseismologische Untersuchungen entlang von drei Profilen sowie Georadar-Untersuchungen entlang von 10 Profilen. Die Lage der gemessenen geophysikalischen Profile ist der Abbildung 8 zu entnehmen.

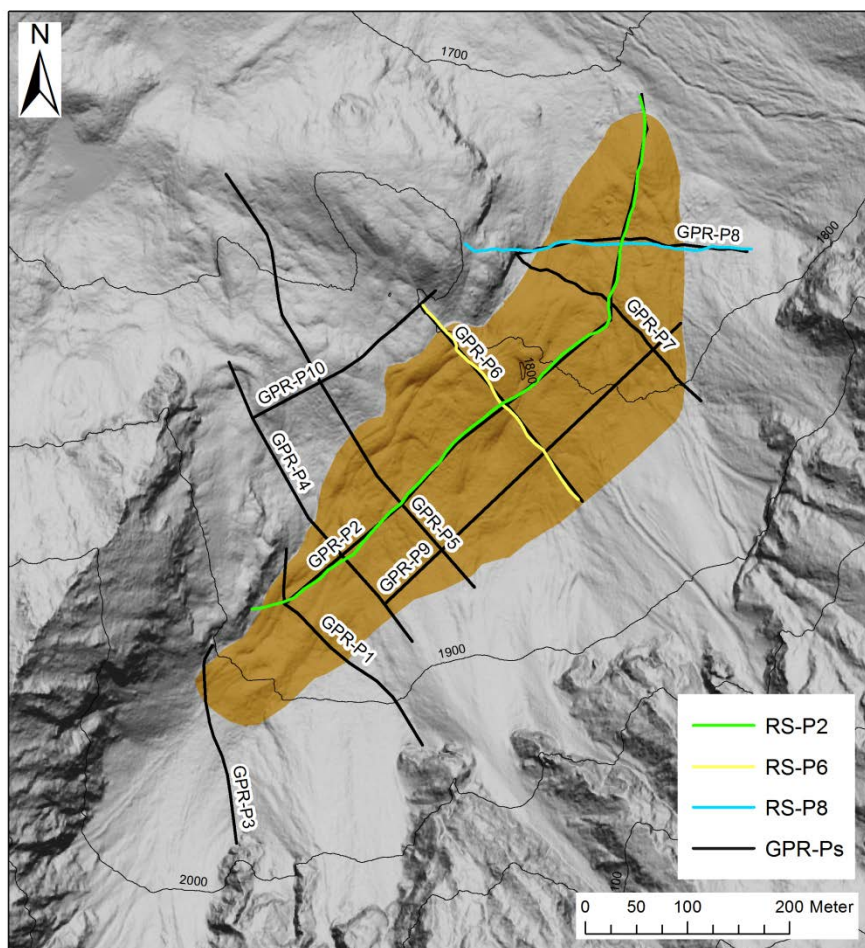


Abbildung 8: Lage der gemessenen geophysikalischen Profile (Refraktionsseismik: Profile RS-P2, RS-P6 und RS-P8; Georadar: Profile GPR-P1 bis GPR-P10).

Die **Refraktionsseismik-Methode** beruht auf der Auswertung refrakterter (seismischer) Wellen. Diese Wellen breiten sich entlang von Grenzen unterschiedlicher Gesteinsschichten aus und strahlen einen Teil ihrer Energie an die Geländeoberfläche ab. Dort werden sie von seismischen Empfängern (Geophonen) registriert. Die Empfänger werden entlang einer Linie in konstanten Abständen (bezogen auf die Geländeoberfläche) angeordnet. Die Eindringtiefe wird von der aktiven Auslagelänge bestimmt, die erzielbare Auflösung ist vom Geophonabstand abhängig. Angeregt wurden die seismischen Wellen mittels Hammerschlag (SH) und durch kleine Sprengladungen (BA), die bei diesem Projekt in Hohlräumen in etwa 1m Tiefe angebracht wurden, ergänzt. Zur Berechnung der einzelnen Tiefen der Gesteinsschichten und um eine geneigte Schicht erkennen zu können, ist mindestens ein Schusspunkt am Profilanfang und am Profilende notwendig. Weitere Schusspunkte entlang des Profils gewährleisten eine Verdichtung der Information. Zusätzliche Informationen über die schnellste Schicht werden durch sogenannte Fernschüsse (außerhalb der aktiven Geophonauslage) erzielt. Tabelle 4 zeigt eine Übersicht der Profilgeometrien mit der Anzahl der Geophone und Anregungspunkte. Basierend auf den Ersteinsatzzeiten wurde eine klassische refraktionsseismische Bearbeitung (nach Palmer, 1980) durchgeführt. Diese Bearbeitung der Daten erfolgte mit dem von JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH entwickelten Programm SDM, basierend auf der GRM („Generalized Reciprocal Method“) von Palmer (1980). Insgesamt wurden drei seismische Profile mit einer Gesamtlänge von 1259m gemessen.

Tabelle 4: Kenngrößen der refraktionsseismischen Profile. SH=Hammerschläge, BA=Sprengladungen, der genaue Verlauf ist Abbildung 8 zu entnehmen. Modifiziert nach Winkler et al. (2016).

Profil	Ausrichtung	Länge [m]	Geophon- abstand [m]	Anzahl der Geophone	Schuss- punkte
RS-P2	N-S/NE-SW	714	6	120	30SH/ 10BA
RS-P6	NW-SE	250	5	51	14SH/ 5BA
RS-P8	W-E	295	5	60	13 SH/ 5BA

Das Prinzip des **Georadars (Bodenradar, Ground Penetrating Radar, GPR)** ist einem klassischen Radar ähnlich, welches zur Ortung von Flugzeugen etc. seit Jahrzehnten verwendet wird. Hochfrequente elektromagnetische Wellen werden in den Untergrund gesendet. Diese sind gerichtet, breiten sich kegelförmig aus und werden an den Grenzen unterschiedlicher Materialien teilweise reflektiert und teilweise transmittiert. Die Größe des reflektierten Anteils ist vom Materialunterschied (relative Dielektrizität ϵ_r) abhängig. Je größer

dieser Unterschied ist, umso größer ist der reflektierte Wellenanteil. Die Summe aller reflektierten Wellen wird von der Empfangsantenne wieder aufgenommen und an die Kontrolleinheit weitergeleitet. Von dieser werden die Daten nach entsprechender Verarbeitung (Verstärkung, Filterung, Digitalisierung, ...) an die Speichereinheit übertragen. Das Auflösungsvermögen und die erzielbaren Eindringtiefen sind im Wesentlichen von der Wellenlänge im Untergrund (Funktion von Wellengeschwindigkeit und Frequenz) und dem Untergrund selbst abhängig. Für eine 100 MHz Antenne, welche im gegenständlichen Projekt verwendet wurde, ergibt sich unter günstigen Bedingungen (geringe Dämpfung) für trockene Sedimente eine Eindringtiefe von etwa 25m und eine Schichtauflösung von etwa 0.6m. Im Festgestein und im Gletschereis kann die Eindringtiefe auch noch deutlich tiefer liegen (z.B. Hausmann et al., 2012). Die Radarmessungen erfolgten entlang von zehn Profilen, wobei die Antenne manuell über den Boden gezogen wurde (Abbildung 9).



Abbildung 9: Bodenradarmessungen auf der Schneedecke mit einer 100 MHz Antenne.

Um laterale Ungenauigkeiten auszugleichen werden in regelmäßigen Abständen – z.B. bei Markierungen am Boden - sogenannte Marker (elektronische, mit den eigentlichen Daten aufgenommene Markierungen) gesetzt. Die Bearbeitung der registrierten Daten erfolgte mit dem Programm Reflex-Win Version 7.2.2 von Sandmeier Software, Karlsruhe, Deutschland. Die Qualität der Rohdaten war, bedingt durch die geologischen Randbedingungen, grundsätzlich gut. Nach dem Processing einiger Teilprofile mit unterschiedlichen Parametern wurde für alle Teilprofile des jeweiligen Profils ein einheitlicher Processingablauf mit entsprechend optimierten Processingparametern gewählt. Für die Umrechnung der Zweiweglaufzeiten in Tiefenwerte wurde eine Geschwindigkeit von 0.10m/ns angenommen,

da eine Analyse von Diffraktionshyperbeln nicht möglich war. Die Ergebnisse des GPR sollen mit den Ergebnissen der Refraktionsseismik validiert werden, da die Detektion der Festgesteinsoberkante mit der Refraktionsseismik gut erkennbar ist. Die GPR-Profile sollen mit den Kenntnissen aus den Refraktionsprofilen abgeglichen und interpretiert werden, um eine Aquiferbasis und möglicherweise eine Internstruktur des Blockgletschers generieren zu können.

4.2.2 Hydrographanalyse

Erste Untersuchungen der Quellschüttung von Blockgletschern zeigten, dass sie der Entwässerungsdynamik von Karstquellen ähneln und Schüttungsquotienten (Q_{\max}/Q_{\min}) zwischen 20 und 100 aufweisen (Gödel, 1993; Untersweg und Schwendt, 1995, 1996). Derartige Schüttungsquotienten können als hochvariabel klassifiziert werden (Kresic and Stevanovic, 2010). Die Schüttungsquotienten von Quellen aus Klüftgrundwasser- oder Porengrundwasserleitern wie bspw. aus der Verwitterungszone in kristallinen Festgesteinen sind deutlich geringer (z.B. Richter und Lillich 1975; Untersweg und Schwendt 1995; Hölting und Coldewey 2013). Die Schüttungsquotienten sind aber auch von den hydrometeorologischen Einflüssen beeinflusst und können somit nur eingeschränkt für die Interpretation der Aquifereigenschaften herangezogen werden. Im Gegensatz dazu spiegeln Auslaufkurven von Quellen (Hydrographen) die Aquifereigenschaften besser wider, da sie von kurzzeitigen Änderungen der Grundwasserneubildung weitestgehend unbeeinflusst sind (z.B. Kresic und Bonacci, 2010). Daher wurden analytischen Lösungen für Hydrographanalysen herangezogen, die für komplexe Entwässerungssysteme wie Karstaquifere entwickelt wurden. Generell kann das Auslaufverhalten eines homogenen Aquifers einem exponentiellen Leerlaufen des Grundwasserspeichers angenähert werden (Maillet, 1905):

$$Q(t) = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (1)$$

wobei $Q(t)$ [m^3/s] die Schüttungsmenge zur Zeit t [d], Q_0 [m^3/s] die Anfangsschüttung zur Zeit $t=0$ und α [$1/\text{d}$] den Auslaufkoeffizienten darstellt. Das maximale Wasservolumen, das in einem Speicher oberhalb des Quellniveaus gespeichert ist, ist indirekt proportional zum Auslaufkoeffizienten (α), unter der Annahme, dass keine zusätzliche Grundwasserneubildung oder Verdunstung während der Auslaufperiode erfolgt (z.B. Kresic, 2007):

$$V_t = \frac{Q_t}{\alpha} \quad (2)$$

wobei V_t [m^3] das Wasservolumen ist, das während der Auslaufperiode ausfließt, und Q_t die Schüttungsmenge zur Zeit t ist. Dieser konzeptionelle Ansatz wird oft bei heterogenen Systemen durch die Überlagerung mehrerer Aquiferkomponenten mit unterschiedlichen hydraulischen Eigenschaften angewendet (z.B. Sauter, 1992; Baedke und Krothe, 2001). Im Falle von bspw. drei unterschiedlichen Aquiferkomponenten wäre das Gesamtwasservolumen (V_T), welches im Zeitraum der Auslaufperiode ausfließt:

$$V_T = V_{01} + V_{02} + V_{03} = \left[\frac{Q_{01}}{\alpha_{01}} + \frac{Q_{02}}{\alpha_{02}} + \frac{Q_{03}}{\alpha_{03}} \right] \times 86400 \text{ s } [m^3] \quad (3)$$

Das nach der Auslaufperiode verbleibende Wasservolumen (V_{re}) kann nach der Formel

$$V_{re} = \frac{Q_{re}}{\alpha^*} \quad (4)$$

berechnet werden. Wobei α^* der Auslaufkoeffizient des Basisabflusses und Q_{re} die Schüttung am Ende der Auslaufperiode zur Zeit t^* ist. t^* ist meist der Zeitschritt vor dem nächsten Neubildungsereignis wie bspw. Schneeschmelze oder ein Niederschlagsereignis.

Aus weiterführenden Untersuchungen der Grundwasserströmungsgleichung ist bekannt, dass das Leerlaufen eines homogenen Aquifers auch aus einer unendlichen Folge von linearen Speichern gebildet werden kann (z.B. Nutbrown und Downing, 1976; Sahuquillo und Gómez-Hernández, 2003). Rorabough (1964) zeigte, dass das Leerlaufen eines homogenen Grundwasserkörpers nach einem spontanen Wasserspiegelanstieg (kurzer Neubildungspuls) einem Potenzgesetz entspricht. Birk und Hergarten (2010) erweiterten diesen Ansatz auf einen endlich langen Neubildungspuls mit der Zeitdauer t_0 und dem daraus resultierendem Schüttungsverhalten mit der Zeit:

$$Q(t) = \frac{8}{\pi^2} Q_0 \left(\sum_{i=1}^{\infty} \frac{1}{(2i-1)^2} \exp(-(2i-1)^2 \alpha t) - \sum_{i=1}^{\infty} \frac{1}{(2i-1)^2} \exp(-(2i-1)^2 \alpha (t + t_0)) \right) \quad (5)$$

Beide analytischen Ansätze (Gleichungen 1 und 5; Maillet, 1905 sowie Birk und Hergarten, 2010) wurden für die Untersuchungen herangezogen.

4.2.3 Analytische Abflussmodellierung eines geneigten Aquifers

Aufgrund des Höhenreliefs zwischen Blockgletscherwurzel und -stirn und der Annahme einer hangparallelen Basisfläche des Aquifers ist es sinnvoll, den Blockgletscher als geneigten Aquifer anzusehen. Um ein besseres Grundverständnis von geneigten Aquifersystemen zu erhalten, wurden daher bestehende analytische Lösungsansätze zu geneigten Aquiferen mit

einem numerischen Referenzmodell verglichen und in weiterer Folge die Erkenntnisse mit den Daten des Schöneben-Blockgletschers (siehe auch Pauritsch et al., 2015) kombiniert. Unter Anwendung der Dupuit-Forchheimer Annäherung kann der Grundwasserfluss eines ungespannten Aquifers mit einer geneigten Basisfläche durch

$$q = -kh \left(\frac{\partial h}{\partial x} \cos i + \sin i \right) \quad (6)$$

beschrieben werden (Boussinesq, 1877). q [m²/s] ist die Abflussrate in Richtung x für einen Aquifer mit der Breite von einem Meter, k [m/s] ist die hydraulische Leitfähigkeit in Richtung x , h [m] ist der Wasserstand senkrecht zur Basisfläche, x [m] ist die Längsachse des Aquifers und i [rad] ist der Neigungswinkel der Basisfläche (Abbildung 10). Unter Annahme eines isotropen und homogenen Aquifers und unter Vernachlässigung von Grundwasserneubildung und Evapotranspiration ergibt sich aus Gleichung 6 in Kombination mit der Kontinuitätsgleichung eine Formel für das Auslaufverhalten:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{k}{f} \left[\cos i \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \sin i \frac{\partial h}{\partial x} \right] \quad (7)$$

mit t [s] als Zeit und f [-] als effektiver Porenraum. Zu Gleichung 7 existiert keine generell anwendbare exakte analytische Lösung, aber unter weiteren vereinfachenden Annahmen wurden analytische Annäherungen entwickelt, z.B.: Beven (1982), Zecharias und Brutsaert (1988), Sanford et al. (1993), Brutsaert (1994), Steenhuis et al. (1999), Parlange et al. (2001), Troch et al. (2002, 2003) und Hogarth et al. (2014). Eine umfassende Übersicht und Zusammenfassung dieser Thematik ist in Rupp und Selker (2006) sowie Troch et al. (2013) zu entnehmen. Eine oftmals verwendete Möglichkeit zur Lösung von Gleichung 7 ist die Linearisierung in h (z.B. Brutsaert, 1994), was unter der Annahme von $h=pD$ zu Gleichung 8 führt.

$$-q = kpD \cos i \frac{\partial h}{\partial x} + kh \sin i \quad (8)$$

D ist die Mächtigkeit des anfänglich gesättigten Aquifers. p ist hierbei eine Konstante mit $0 < p \leq 1$, die hinzugefügt wird um die mit der Linearisierung auftretenden Ungenauigkeiten zu kompensieren. Für einen anfangs komplett gefüllten Aquifer mit den Randbedingungen $h=0$ für $x=0$ und $q=0$ für $x=L$ (in Gleichung 8) für Zeiten von $t>0$ kommt Brutsaert (1994) zu der analytischen Lösung:

$$q = \frac{2DKf}{L^3} \sum_{n=1,2,\dots}^{\infty} \frac{z_n^2 [(2e^{-aL} \cos z_n) - 1] \exp \left[-K \left(\frac{z_n^2}{L^2} + \frac{U^2}{4K^2} \right) t \right]}{\left(\frac{z_n^2}{L^2} + \frac{U^2}{4K^2} + \frac{U}{2KL} \right)} \quad (9)$$

mit $K = \frac{kpD \cos i}{f}$, $U = \frac{k \sin i}{f}$, $a = -\frac{U}{2K}$ und $\tan(z_n) = \frac{z}{(aL)}$. Die Variable z_n kann für allgemeine Fälle numerisch berechnet werden und hat zwei analytisch berechenbare Grenzfälle, die für steile oder dünne Aquifere $z_n = n\pi$ und für Aquifere mit geringen Neigungswinkeln oder großen Mächtigkeiten $z_n = (2n - 1) \pi/2$ darstellen.

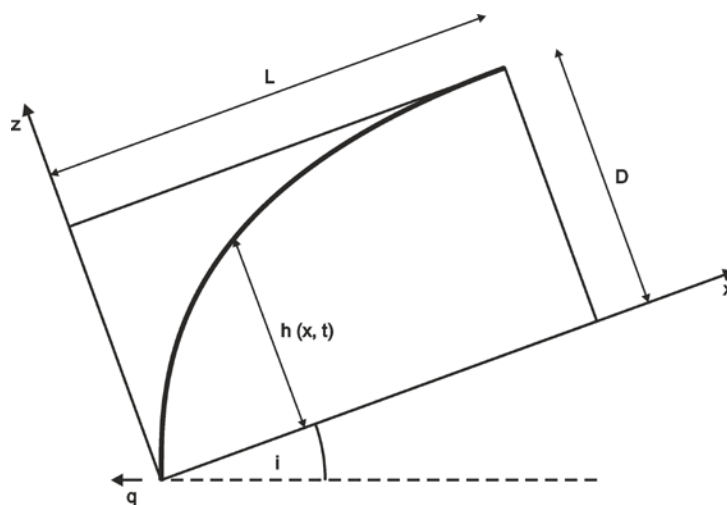


Abbildung 10: Schematische Darstellung eines geneigten Aquifers (modifiziert nach Brutsaert, 1994).

Die Anwendung von Brutsaerts analytischer Lösung (Gleichung 9) wird in der Fachliteratur bislang nur für geringe Hangneigungswinkel beschrieben. Daher wird zunächst die Anwendbarkeit dieser Methode bei steileren Neigungswinkeln untersucht, wobei Aquifere mit Neigungswinkel von 5, 10, 15, 20 und 25° und unterschiedlichen hydraulischen Eigenschaften analysiert werden (Tabelle 5). Weitere analytische Lösungen wie jene von Hogarth et al. (2014) und Parlange et al. (2001) werden in Pauritsch et al. (2015) im Vergleich zur Brusaert Lösung näher diskutiert. Äquivalente numerische Modelle (MODFLOW) dienen als Referenz und die Abweichung der analytischen Lösung wird mit

$$\text{Abweichung (\%)} = 100 \frac{Q_{\text{num}} - Q_{\text{ana}}}{Q_{\text{ana}}} \quad (10)$$

beschrieben. Q_{num} [m³/s] ist die simulierte Schüttung des numerischen Modells und Q_{ana} [m³/s] ist die simulierte Schüttung des analytischen Modells. Die Abweichung wird unter

Verwendung des Programmes PEST (Doherty, 2010) minimiert, wobei der Kalibrationsparameter p angepasst wird.

Tabelle 5: hydraulische Aquifereigenschaften, für die eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt wurde (nach Smith and Wheatcraft, 1992).

Material	Hydraulische Leitfähigkeit [m/s]	Effektive Porosität [-]
Grober Sand	1×10^{-03}	0,20
Feiner Sand	1×10^{-05}	0,15
Silt	1×10^{-07}	0,10
Ton	1×10^{-09}	0,03

Anschließend wird eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt, bei der die Auswirkungen der vereinfachenden Annahmen der analytischen Lösung untersucht werden. Das zur Sensitivitätsanalyse herangezogene numerische Prinzipmodell ist ein eindimensionales (bzw. zweidimensionales für die Analyse der Aquiferform und der vertikalen Heterogenität) Modell (mit einer Zellengröße von 10m. Folgende Annahmen werden untersucht:

- Zur Analyse der Anfangsbedingungen werden stationäre Zustände (mit konstanter Grundwasserneubildung an der oberen Grenze und homogen über den Aquifer verteilt) mit einem komplett gesättigten Aquifer verglichen (Beven, 1982; Rocha et al., 2007).
- In Anlehnung an Troch et al. (2002) werden für die Untersuchung des Basisprofils konkave, gerade und konvexe Formen berücksichtigt. Die Krümmung der konkaven Basis wurde mit $y = 22,418\sqrt{x}$ und die der konvexen Basis mit $y = 0,0383x^2$ festgelegt.
- Die Aquiferform wird mit einem zweidimensionalen numerischen Modell mit einer Zellengröße von 10x10m untersucht. Hierbei werden geradlinig konvergierende und divergierende sowie parallel laufende Seitengrenzen analysiert (Troch et al., 2002).
- Zur Analyse einer vertikalen Heterogenität des Aquifers wird das numerische Modell in zehn Schichten mit unterschiedlicher hydraulischer Leitfähigkeit unterteilt. Untersucht wird zum einen eine exponentielle Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe mit

$$k(z) = ab^z \quad (11)$$

Wobei z die Höhe des Aquifers ist und a und b Konstanten darstellen. Zum anderen wird die Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mittels Potenzgesetz beschrieben:

$$k(z) = k_D \left(\frac{z}{D}\right)^n \quad (12)$$

k_D ist hierbei die hydraulische Leitfähigkeit bei der Höhe D und n ist eine Konstante größer gleich 0 (Rupp und Selker, 2005).

Für das analytische und numerische Modell des Schöneben-Blockgletschers wird eine effektive Porosität $f=0,2$ und eine Länge $L=700\text{m}$ angenommen. Um eine angenommene Breite $W=300\text{m}$ zu simulieren wird Gleichung 9 mit W multipliziert. Die Mächtigkeit des Aquifers D wird aufgrund der zu beobachtenden Mächtigkeit an der Blockgletscherstirn mit 30m angenommen und der Neigungswinkel der Aquiferbasis i wird entsprechend der durchschnittlichen Steigung der Oberfläche mit 15° abgeschätzt. Auf Basis der geophysikalischen Oberflächenmessungen wurde alternativ ein Neigungswinkel der Aquiferbasis von 5° und eine maximale gesättigte Aquifermächtigkeit von 10m sowie eine flächenhafte Ausdehnung des Aquifers bezogen auf den übertieften Bereich ($L=430\text{m}$ und $W=160\text{m}$; siehe Kapitel 6.2.4) angenommen, um zu überprüfen ob der übertiefte Bereich als gesättigte Zone (Aquifer) ausreichen würde.

Das analytische Modell wird unter Verwendung des Programmes PEST (Doherty, 2010) mit Schüttungsdaten der Schönebenquelle kalibriert. Dabei werden Daten des Basisabflusses während der Wintermonate verwendet, da es während dieses Zeitraums die geringste Beeinflussung durch neugebildetes Grundwasser gibt.

4.2.4 Natürliche und künstliche Tracer

Die physiko-chemischen Parameter (hier Wassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit) wurden als natürliche Tracer verwendet, um das Speicherverhalten des Aquifers zu untersuchen. Im konkreten Fall kann die elektrische Leitfähigkeit als konservativer und die Wassertemperatur als reaktiver Tracer angesehen werden. Hierbei wird die zeitliche Differenz zwischen der maximalen hydraulischen Anregung (höchste Grundwasserneubildungsrate) eines Niederschlagsereignisses und dem Durchgang des Niederschlagswassers, welche sich durch die maximale Abweichung der physiko-chemischen Parameter ausdrückt, untersucht (z. B. Sauter, 1992; Birk et al., 2004). Die elektrische Leitfähigkeit kann zudem genutzt werden, um das geringer mineralisierte Niederschlagswasser vom höher mineralisierten Grundwasser auf Basis eines Zwei-Komponenten-Mischmodells zu trennen (Wels et al., 1991). Die kurzzeitig geringere elektrische Leitfähigkeit ist ein Verdünnungseffekt durch die Mischung der zwei Wasserkomponenten Niederschlagswasser (Q_n) und Grundwasser, wobei mögliche Lösungsreaktionen zwischen Gestein und infiltrierendem Niederschlagswasser entlang der Fließwege vernachlässigt werden. Dies ist in Bezug auf die kristallinen Ausgangsgesteine des Blockgletschers (granitoide Gneise) und den kurzen Fließzeiten eine vertretbare Annahme, wodurch sich Q_n berechnen lässt:

$$Q_n \approx Q_s - \frac{EC_s - EC_p}{EC_{old} - EC_p} Q_s \quad (13)$$

Q_s [m³/s] ist der Gesamtabfluss, EC_s [μS/cm] die elektrische Leitfähigkeit des Quellwassers, EC_p [μS/cm] die elektr. Leitfähigkeit des Niederschlags und EC_{old} [μS/cm] die elektrische Leitfähigkeit des Grundwassers vor dem Niederschlagsereignis. Messungen der elektrischen Leitfähigkeit des Niederschlagswassers ergaben für den Zeitraum Juni bis Oktober 2013 einen Mittelwert der EC_p von 16μS/cm, was vergleichbar mit Literaturwerten wie bspw. aus alpinen Einzugsgebieten in Bayern mit 15μS/cm (Wetzel, 2003) ist.

Die Wassertemperatur als reaktiver Tracer macht eine direkte Auswertung schwierig, jedoch weisen Temperaturänderungen nach Schüttungsanstiegen auf Wechselwirkungen mit der ungesättigten (vadosen) Zone bzw. auf unterschiedliche Grundwasserkomponenten hin. Hierauf wird später noch eingegangen.

Als künstliche Tracer wurden Uranin, Sulforodamin-B und Eosin verwendet, wodurch eine zeitgleiche Tracereingabe an unterschiedlichen Eingabestellen erfolgen kann. Die Durchgangskurven der künstlichen Tracer wurden mittels eines Feldfluorometers bestimmt und basierend auf einer Kalibration des Gerätes im Labor in Konzentrationen umgerechnet. Im Zuge des Versuchs (nähere Beschreibung in Kapitel 3.4) wurde die Wiederfindungsrate berechnet und in weiterer Folge die zeitliche Verzögerung des Tracerdurchgangs im Vergleich zum Schüttungsanstieg nach einem Niederschlagsereignis quantifiziert.

4.2.5 Isotopenhydrologische Untersuchungen

Für die Sommerperioden 2013 und 2014 wurden Niederschlagsproben zur Analyse der Isotopensignatur an der Wetterstation S-AWS gewonnen, welche mit Hilfe der Daten der Wetterstation Planneralm erweitert wurden, um die gesamten saisonalen Schwankungen erfassen zu können. Die Planneralm-Station ist die nächstgelegene offizielle Messstation des Umweltbundesamts (ANIP, 2007), die sich etwa 35 km westlich in einer Höhe von 1605 m ü.A. befindet. Mit den beiden Datensätzen wurde die Meteoric Water Line (MWL) für das Untersuchungsgebiet erstellt und mit der globalen MWL verglichen. Der Vergleich der Isotopensignatur der Quellen und der MWL ermöglicht Aussagen über die Einzugsgebiete der Quellen, und die saisonale Streuung der Isotopendaten im Quellwasser lässt auf die Speichereigenschaften im Untergrund schließen. An einzelnen Niederschlagsereignissen (Grundwasserneubildungsereignissen) kann bei entsprechender Datenlage (Isotopensignatur des Niederschlags und des ausfließenden Grundwassers während eines Neubildungsereignisses) basierend auf Gleichung 13 auch eine Berechnung der

Abflusskomponenten erfolgen, da die Isotopensignatur des Niederschlags und des länger im Untergrund gespeicherten Grundwassers bekannt ist.

4.2.6 Numerische hydraulische Modellierung

Basierend auf dem konzeptionellen Modell in Bezug auf internen Aufbau und Abflussverhalten und den geophysikalischen Erkenntnissen in Bezug auf Geometrie des Blockgletschers wurde ein numerisches hydraulisches Grundwassermodell erstellt. Die Geometrie des Schöneben-Blockgletschers für das numerische Realmodell basiert im Wesentlichen auf den Ergebnissen der geophysikalischen Untersuchungen. Die an den Blockgletscher angrenzenden Schuttfächer im Osten wurden durch die geophysikalischen Untersuchungen nicht erfasst und dieser Bereich musste mit zusätzlichen Annahmen interpoliert werden. In der ersten Variante wurden unter Verwendung der ALS-Daten entlang ausgewählter Profile Hangneigungen der umliegenden Felswände in den Untergrund extrapoliert und mit der Festgesteinsoberkante des nächstgelegenen geophysikalisch untersuchten Profils verschnitten. In der zweiten Variante wird eine linear abnehmende Schuttmächtigkeit von den Profilenden zu den oberen Enden der Schuttfächer angenommen. Mittels Kriging wurden diese Bereiche zusammen mit den Festgesteinsoberkanten entlang der geophysikalisch untersuchten Profile im Programm Surfer (Version 8.06.39) interpoliert. Die daraus erhaltene Basisfläche des Blockgletschers wurde mit einer Diskretisierung von 10mx10m in MODFLOW (McDonald und Harbaugh, 1988) unter Verwendung von Processing MODFLOW (Version 8.0.20) implementiert. Die Oberfläche des Modells ist durch das Geländemodell mit einer Auflösung von 1m (ALS-Daten) gegeben. Vertikal weist das Modell zwei Schichten mit einer variablen Mächtigkeit auf, wobei die liegende Schicht eine Mächtigkeit von 10% bzw. 20% und die hangende Schicht 90% bzw. 80% der Gesamtmächtigkeit der entsprechenden Zellen aufweist. Der verwendete NWT-Solver (Niswonger et al., 2011) basiert auf der Newton-Methode zur Lösung nicht-linearer Gleichungssysteme. Die Grenzen um den Blockgletscher werden als Randbedingungen zweiter Art (No Flow Boundary) angenommen, und die Quelle wird durch einen konstanten Wasserstand simuliert. Die Grundwasserneubildungsrate wird mittels den Niederschlagsdaten der automatischen Wetterstation (S-AWS) und der potentiellen Verdunstung (Thorntwaite 1948) in Kombination mit einem einfachen Bodenspeichermodell (Dyck und Peschke, 1995) bestimmt. Die Grundwasserneubildung wird innerhalb des Modells als homogen verteilt angenommen. Die Grundwasserneubildung des restlichen Einzugsgebietes wird in Zonen unterteilt und den entsprechenden Randzellen beigemengt. Als Anfangsbedingung wird ein stationärer Zustand mit konstanter Grundwasserneubildung

angenommen. Daran anschließend wird eine instationäre Zeitreihe mit stündlichen Zeitschritten simuliert.

4.3 Niederschlags-Abfluss Modellierung

Um die Abflussdynamik in den steirischen Niederen Tauern besser zu verstehen und speziell den Einfluss der Blockgletscher auf unterstromige Flussabschnitte aufzuzeigen, wurden Einzugsgebiete untersucht, an denen Abflussmessstationen installiert sind. Die Modellierung der Abflussdynamik kann mittels physikalisch basierten, komplexen Modellen (z.B. Numerische hydraulische Modellierung in 4.2.7 oder WASIM-ETH; Schulla and Jasper, 2007) oder anhand einfacher, globaler Niederschlags-Abfluss Modelle (N-A Modelle) erfolgen (Wagner et al., 2013, akzeptiert). In alpinen Einzugsgebieten liegt meist eine begrenzten Datengrundlage vor, die eine Anwendung von distributiven Modellen erschwert oder aus diesen bis zu einem gewissen Grad erst wieder globale (lumped-parameter=räumlich nicht aufgelöste) Modelle macht (Beven, 1989). Daher wurde untersucht, inwieweit ein einfaches, globales N-A Modell mit monatlicher und täglicher zeitlicher Auflösung in der Lage ist, aus den meteorologischen Daten der Niederschlagssummen und der Lufttemperatur Abflüsse in den Untersuchungsgebieten zu simulieren, die den beobachteten entsprechen. Gelingt dies, können die aus der Kalibrierung und Validierung gewonnenen Modellparameter der unterschiedlichen Einzugsgebiete (mit unterschiedlicher Blockgletscherbeeinflussung) zur Einzugsgebietscharakterisierung herangezogen werden. Als Basis für das Monatsmodell wird das GR2M Modell von Mouelhi et al. (2006) mit nur 2 zu kalibrierenden Parametern herangezogen. Als Basis für das Tagesmodell findet das GR4J Modell von Perrin et al. (2003) mit 4 zu kalibrierenden Parametern Anwendung. In Perrin et al. (2003) wurden 429 Einzugsgebiete untersucht, die eine große Bandbreite an klimatischen Bedingungen von semi-arid über gemäßigt bis tropisch-feucht aufweisen; jedoch wurden keine alpinen Einzugsgebiete untersucht. Der Großteil der Einzugsgebiete ist in Frankreich gelegen, es wurden aber auch Gebiete aus Australien, Brasilien, der Elfenbeinküste und den USA herangezogen. Die Einzugsgebietsgrößen variieren von 0,1 bis 9.890km² und die mittleren jährlichen Niederschläge dieser Gebiete reichen von 300 bis 2.300mm. Da als Eingangsdaten für die hier verwendeten N-A Modelle die potentielle Evapotranspiration (PET) benötigt wird, wird ein einfacher temperaturbasierter Ansatz nach Oudin et al. (2005) verwendet, um der normalerweise dürftigen Datengrundlage in alpinen Einzugsgebieten Rechnung zu tragen. In alpinen Einzugsgebieten wie die der Niederen Tauern spielt darüber hinaus fester Niederschlag (Schnee) und dessen temporäre Speicherung in einer Schneedecke eine wichtige Rolle und deshalb wurde ein Schneemodul in das N-A Modell integriert (Wagner et

al., akzeptiert). Um diese „Zwischenspeicherung“ im N-A Modell zu berücksichtigen wurde das N-A Modell um ein Schneemodul (für das Tagesmodell basierend auf Majone et al. (2010) und für das Monatsmodell basierend auf Xu et al. (1996)) erweitert. Im Folgenden wird das Tagesmodell basierend auf Perrin et al. (2003) erweitert durch ein Schneemodul (Majone et al., 2010) und die Berechnung der PET nach Oudin et al. (2005) als GR4J+ bezeichnet. Das Monatsmodell basierend auf Mouelhi et al. (2006) erweitert durch ein Schneemodul (Xu et al., 1996) und die Berechnung der PET nach Oudin et al. (2005) wird als GR2M+ bezeichnet. Abbildung 11 zeigt eine schematische Darstellung eines Einzugsgebietes (a) sowie die Struktur des N-A Modells GR4J+ auf Tagesbasis (b) und GR2M+ auf Monatsbasis (c).

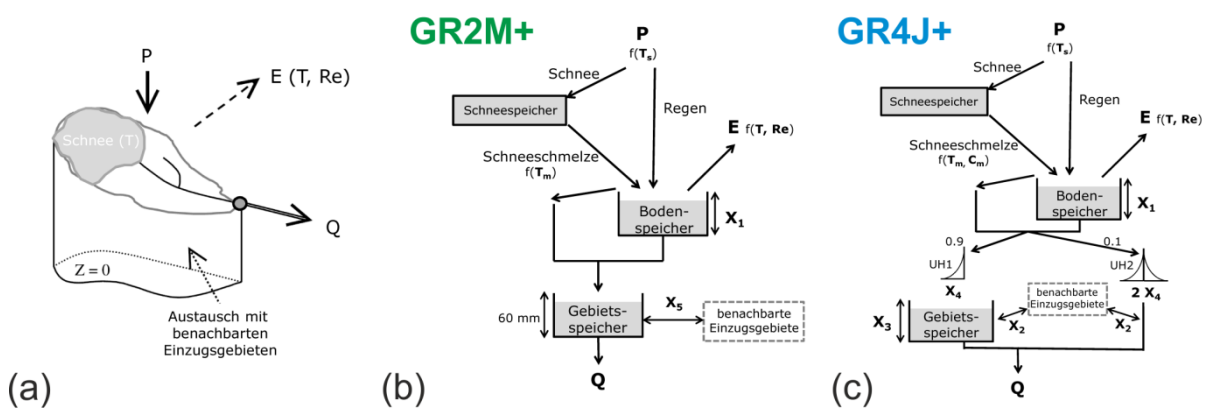


Abbildung 11: (a) Schematische Darstellung eines Einzugsgebietes. P=Niederschlag; E=Evapotranspiration; Q=Abfluss; F=Austauschterm; (b) Struktur des N-A Modells GR2M+ auf Monatsbasis und (c) GR4J+ auf Tagesbasis. T=Lufttemperatur; Ts=Lufttemperatur unter der Niederschlag als Schnee fällt; Tm=Lufttemperatur über der Schnee zu schmelzen beginnt. Cm=Schneesmelzkoeffizient der angibt wieviel Schnee pro °C Temperaturanstieg schmelzen kann; Re=extraterrestrische Strahlung; x1= maximale Kapazität des Bodenspeichers (production store); x2= Wasseraustauschkoeffizient; x3= maximale Kapazität des Gebietspeichers (routing store); x4= zeitlicher Verzögerungsterm; UH1 und UH2=Einheitshydrograph um für die zeitliche Verzögerung zwischen Niederschlagsereignis und Abfluss auf Basis des Verzögerungsterms x4 zu sorgen.

Der Vorteil dieses Ansatzes ist, dass nur Niederschlagssummen und Lufttemperatur als Eingangsdaten benötigt werden und der beobachtete Abfluss zum Kalibrieren bzw. Validieren des Modells herangezogen wird. Der „optimale“ Modellparametersatz für das jeweilige Einzugsgebiet wird ermittelt, indem die simulierten Abflüsse mit den beobachteten bestmöglich in Übereinstimmung gebracht werden. Die Optimierung der Modellparameter erfolgt anhand der Kombination dreier Effizienzkriterien: dem klassischen Nash-Sutcliffe Effizienzkriterium (Nash und Sutcliffe, 1970), dem modifizierten Nash-Sutcliffe Kriterium basierend auf logarithmisch transformierten Abflüssen und dem modifizierten Nash-Sutcliffe Kriterium basierend auf Quadratwurzel-transformierten Abflüssen. Der Mittelwert dieser drei Effizienzkriterien wird im Folgenden als \overline{NSE} bezeichnet (Wagner et al., 2013). Die zu

kalibrierenden (und validierenden) Parameter des N-A Modells können dann im Hinblick auf die physikalische Relevanz interpretiert und somit potenziell mit Charakteristika des Einzugsgebietes in Verbindung gebracht werden (Mouelhi et al., 2006; Wagner et al., 2013). Stellen Blockgletscher für die untersuchten Einzugsgebiete relevante Speicher bzw. Puffer dar, so sollten sich diese in den Modellparametern (speziell x_1 und x_3) des N-A Modells widerspiegeln (Arbeitshypothese).

Des Weiteren kann der optimale Parametersatz des Schöneben-Blockgletschereinzugsgebiets herangezogen werden, um die Blockgletscher-beeinflussten Teilbereiche anderer Einzugsgebiete in einem semi-distributiven Ansatz zu analysieren. Dieser „ungauged basin“ Ansatz, der auf physikalischer Ähnlichkeit beruht, erlaubt es dann in weiterer Folge den prozentuellen Anteil des Blockgletscher-Abflusses am Gesamtabfluss des jeweiligen Einzugsgebietes abzuschätzen und somit eine etwaige Wasserwirtschaftliche Relevanz aufzuzeigen.

5 Ergebnisse Regionalstudie

In diesem Kapitel werden das neue Blockgletscherinventar und das dazugehörige Blockgletschereinzugsgebietsinventar vorgestellt. Ergänzend wurden bestehende Quellkartierungen digitalisiert und erste Grundlagenstudien in Bezug auf Quellverteilung und deren Zusammenhang mit Blockgletschern durchgeführt. Auf Basis der ausgewiesenen Einzugsgebietsflächen der Blockgletscher erfolgte eine Gegenüberstellung der berechneten Wasserbilanzen dieser Gebiete mit denen der Gesamtgebiete der Niederen Tauern (NiT) und der Untergruppen.

5.1 Blockgletscherinventar

Das bestehende Blockgletscherinventar der Niederen Tauern (Lieb et al., 2010) wurde mittels hochauflösenden ALS-Daten (1m Rasterdaten) aktualisiert. Es zeigt sich, dass einige Blockgletscher deutlich größer sind als bisher angenommen (z.B. rg003 in Abbildung 12). Neue blockgletscherverdächtige Formen konnten dem Inventar hinzugefügt werden und umgekehrt ausgewiesene als keine blockgletscherverdächtige Formen aus dem Inventar ausgeschieden werden. Ebenso wurden im Inventar auch Blockgletscher im Frühstadium (in der englischsprachigen Literatur als *protalus rampart* (ptr) bezeichnet; Ballantyne und Kirkbridge, 1986), also embryonale Blockgletscher, als zweite Kategorie (siehe Tabelle 6) aufgenommen. Zudem war eine bessere Unterscheidung zwischen blockgletscherverdächtigen Formen und glazialen Ablagerungen im Umfeld möglich, sodass das Inventar auch diesbezüglich aktualisiert wurde (z.B. mu261a am unteren Rand in Abbildung 12). Die glazialen Sedimente sind in diesem Inventar jedoch nicht ausgewiesen bzw. näher untersucht worden.

Insgesamt beinhaltet das neue Blockgletscherinventar 561 blockgletscherverdächtige Formen, von denen 89 als embryonale Blockgletscher und 472 als Blockgletscher ausgewiesen wurden. Im Vergleich dazu wurden im früheren Blockgletscherinventar nach Lieb et al. (2010) „nur“ 376 Blockgletscher im gegenständlichen Untersuchungsgebiet ausgewiesen. Von den 561 ausgewiesenen Formen sind 7 als intakte Blockgletscher (Barsch, 1996) und 465 als reliktsche Formen anzusehen. Bei den 89 embryonalen Blockgletschern wurde diese Unterscheidung nicht durchgeführt. Alle 7 intakten Blockgletscher befinden sich in den Schladminger Tauern. In den Seckauer Tauern wurden 126 blockgletscherverdächtige Formen ausgewiesen; in den Rottenmanner Tauern 27, in den Wölzer Tauern 188 und in den Schladminger Tauern 220 (siehe Tabelle 6).

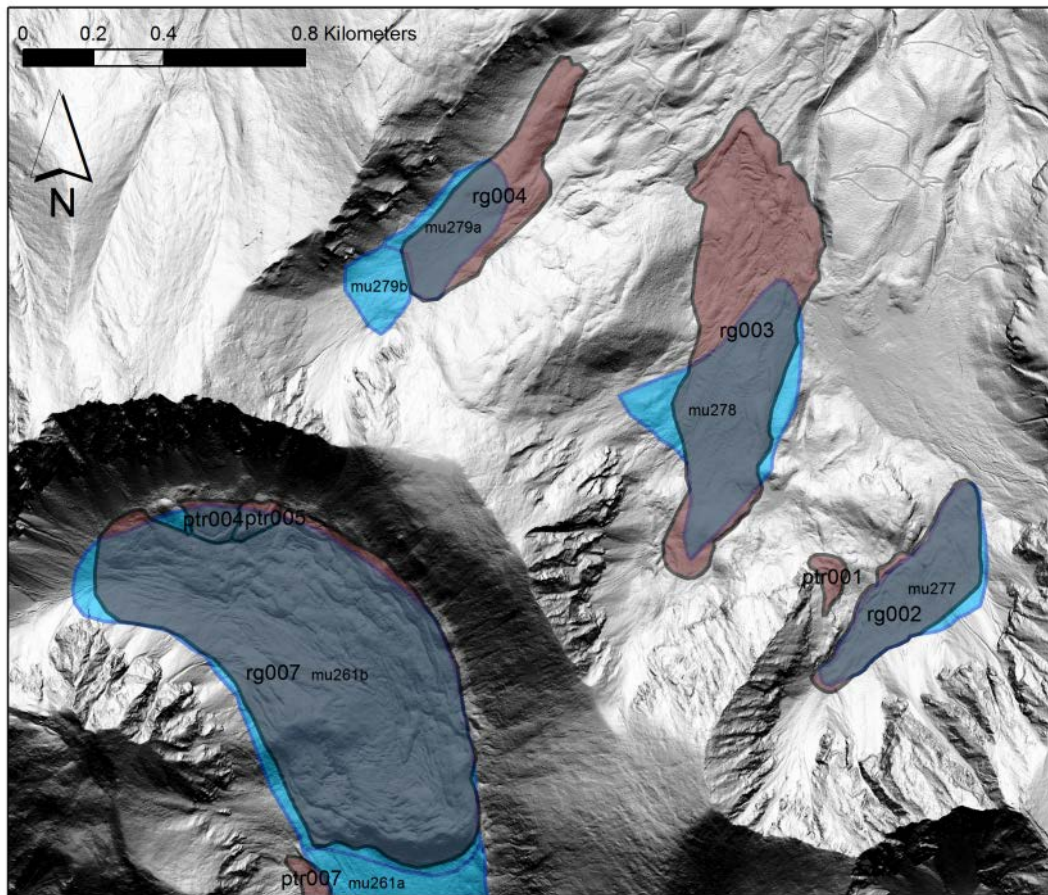


Abbildung 12: Ausdehnung der Blockgletscher an ausgewählten Beispielen in den Seckauer Tauern. Altes (blau, Lieb et al., 2010) versus neues (braun, diese Studie) Blockgletscherinventar unter Berücksichtigung der ALS-Daten (geometrische Auflösung 1m).

Tabelle 6: Anzahl und Prozentsatz der Blockgletscher (rg) und der embryonalen Blockgletscher (ptr) sowie deren Summe in den Niederen Tauern und den Untergruppen.

Gebirgsgruppe	LfType					
	rg		ptr		Σ	
	[n]	[%]	[n]	[%]	[n]	[%]
Seckauer Tauern	101	18	25	4	126	22
Rottenmanner Tauern	24	4	3	1	27	5
Wölzer Tauern	154	27	34	6	188	34
Schladminger Tauern	193	34	27	5	220	39
Steirische Niedere Tauern	472	84	89	16	561	100

Die Blockgletscher ohne die embryonalen Formen (ptrs) wurden in monomorph (m) und polymorph (p) (sensu Frauenfelder and Kääh, 2000) unterteilt. Von den 472 Blockgletschern in den Niederen Tauern konnten 401 als monomorph und 71 als polymorph ausgewiesen werden. Die Unterteilung der Blockgletscher in zungenförmig (TS; Länge > Breite) und lobenförmig (LS; Breite > Länge) ergab ein Verhältnis von 370:102. Des Weiteren erfolgte eine Zuteilung der vermuteten Entstehung der Blockgletscher, wobei zwischen Sturzschutt

von Felswänden (TAL = talus-derived; ice-cemented) und Glazialem Schutt (GLA = glacier-derived, ice-cored) unterschieden wurde. 378 Blockgletscher konnten als TAL und 94 als GLA identifiziert werden. Die Aufteilung der Blockgletscher anhand dieser Attribute (m versus p; GLA versus TAL und TS versus LS) für die 4 Untergruppen der Niederen Tauern ist in Tabelle 7 aufgelistet und in Abbildung 13 veranschaulicht.

Tabelle 7: Anzahl und Prozentsatz der Blockgletscher (ohne embryonale Blockgletscher (ptr)), des Blockgletschertyps (monomorph (m) oder polymorph (p)), der Blockgletscherform (zungen- (TS) oder lobenförmig (LS)) und der Blockgletscherentstehung (glacier-derived (GLA) oder talus-derived (TAL)) in den Niederen Tauern und den Untergruppen.

Gebirgsgruppe	RgType				RgShape				RgForm			
	m		p		TS		LS		TAL		GLA	
	[n]	[%]	[n]	[%]	[n]	[%]	[n]	[%]	[n]	[%]	[n]	[%]
Seckauer Tauern	84	83.2	17	16.8	68	67.3	33	32.7	92	91.1	9	8.9
Rottenmanner Tauern	22	91.7	2	8.3	19	79.2	5	20.8	19	79.2	5	20.8
Wölzer Tauern	125	81.2	29	18.8	119	77.3	35	22.7	120	77.9	34	22.1
Schladminger Tauern	170	88.1	23	11.9	164	85.0	29	15.0	147	76.2	46	23.8
Steirische Niedere Tauern	401	85.0	71	15.0	370	78.4	102	21.6	378	80.1	94	19.9

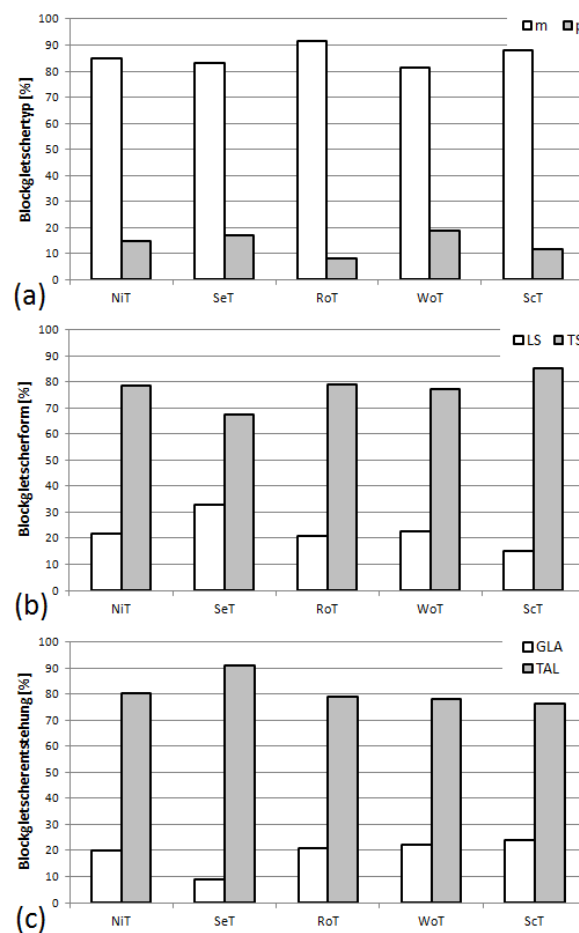


Abbildung 13: (a) Prozentsatz des Blockgletschertyps (m=monomorph oder p=polymorph), (b) der Blockgletscherform (LS=lobenförmig oder TS=zungenförmig) und (c) der Blockgletscherentstehung (GLA oder TAL) in den Niederen Tauern und den Untergruppen SeT, RoT, WoT und ScT.

In den steirischen Niederen Tauern (Gesamtfläche von ca. 2.440km²) beträgt der Flächenanteil der Blockgletscher 1,3%, dies entspricht einer Teilgesamtfläche von 31,3km². Werden nur die Gebiete über einer Seehöhe von 1500m ü.A. betrachtet, steigt dieser Anteil auf 2,5% und bei den Gebieten über 2000m ü.A. auf 2,6% (Tabelle 8). Die Resultate der 626km² großen Untergruppe Seckauer Tauern (25,7% der Gesamtfläche) zeigen, dass 4,5% der Fläche über 1500m ü.A. und nur 0,9% der Fläche über 2000m ü.A. von Blockgletschern bedeckt sind (Tabelle 8). Die hohen Anteile in den tieferen Bereichen der Seckauer Tauern lassen sich durch die, selbst global gesehen (Kellerer-Pirklbauer et al., 2012), sehr großen Blockgletscher erklären, die sich schon früh im Spätglazial zu bilden begonnen haben (und über Tausende von Jahren bis zum beginnenden Holozän Zeit hatten, Schuttmassen zu akkumulieren und talauswärts zu transportieren; Nagl, 1976). In Abbildung 14 wird die flächenmäßige Verbreitung der Blockgletscher in den Niederen Tauern und deren Untergruppen in Bezug auf die Gesamtfläche, die Fläche über 1500m ü.A. und die Fläche über 2000m ü.A. aufgelistet. Abbildung 15 zeigt die räumliche Verteilung der Blockgletscher in den Niederen Tauern und deren Untergruppen.

Tabelle 8: Flächenverteilung der einzelnen Gebirgsgruppen der steirischen Niederen Tauern für die gesamte Fläche sowie die Areale über einer Höhe von 1500m ü.A. bzw. 2000m ü.A. sowie die Anzahl und Flächen der 561 Blockgletscher und die Flächen der hydrologischen Einzugsgebiete (werden im nächsten Abschnitt besprochen) absolut und bezogen auf die Gebirgsflächen über 1500m ü.A. und 2000m ü.A.

Gebirgsgruppe	Gesamtfläche		Fläche > 1500m ü.A.		Fläche > 2000m ü.A.	
	[km ²]	[%]	[km ²]	[%]	[km ²]	[%]
Seckauer Tauern	626.4	25.7	261.7	41.8	40.2	6.4
Rottenmanner Tauern	324.1	13.3	137.0	42.3	16.5	5.1
Wölzer Tauern	826.2	33.8	426.4	51.6	61.8	7.5
Schladminger Tauern	664.9	27.2	426.8	64.2	155.9	23.4
Steirische Niedere Tauern	2441.5	100.0	1252.4	51.3	274.3	11.2
Blockgletscher						
Seckauer Tauern	12.1	1.9	11.7	4.5	0.4	0.9
Rottenmanner Tauern	1.5	0.5	1.5	1.1	0.1	0.4
Wölzer Tauern	8.2	1.0	8.0	1.9	1.6	2.5
Schladminger Tauern	9.5	1.4	9.5	2.2	5.2	3.3
Steirische Niedere Tauern	31.3	1.3	30.7	2.5	7.1	2.6
Hydrologische Einzugsgebiete der Blockgletscher						
Seckauer Tauern	57.7	9.2	57.0	21.8	20.6	51.2
Rottenmanner Tauern	7.7	2.4	7.7	5.6	3.5	21.2
Wölzer Tauern	36.9	4.5	36.2	8.5	14.5	23.4
Schladminger Tauern	46.6	7.0	46.6	10.9	35.4	22.7
Steirische Niedere Tauern	149.0	6.1	147.6	11.8	74.0	27.0

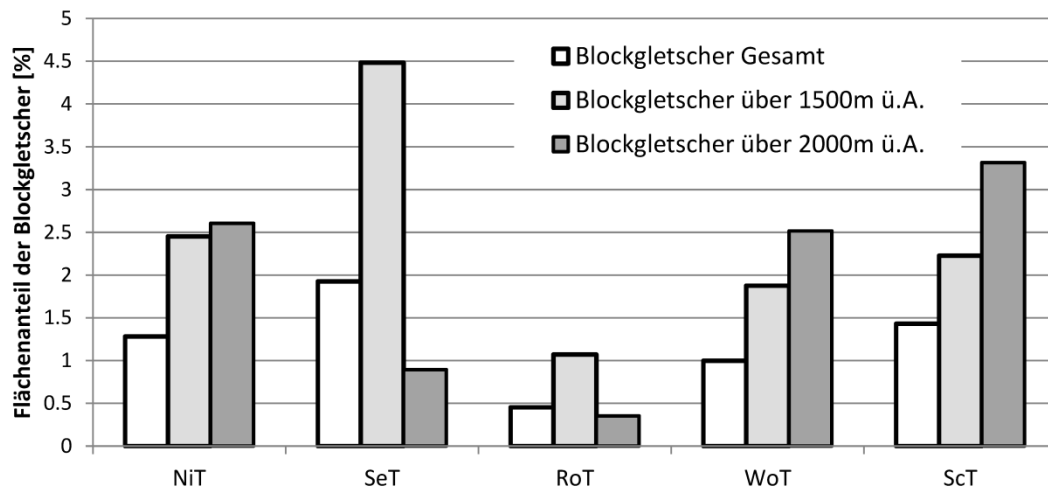


Abbildung 14: Prozentsatz der Blockgletscherfläche der Niederen Tauern und der Untergruppen Seckauer Tauern (SeT), Rottenmanner Tauern (RoT), Wölzer Tauern (WoT) und Schladminger Tauern (ScT) in Bezug auf die Gesamtfläche, die Fläche über 1500m ü.A. und die Fläche über 2000m ü.A.

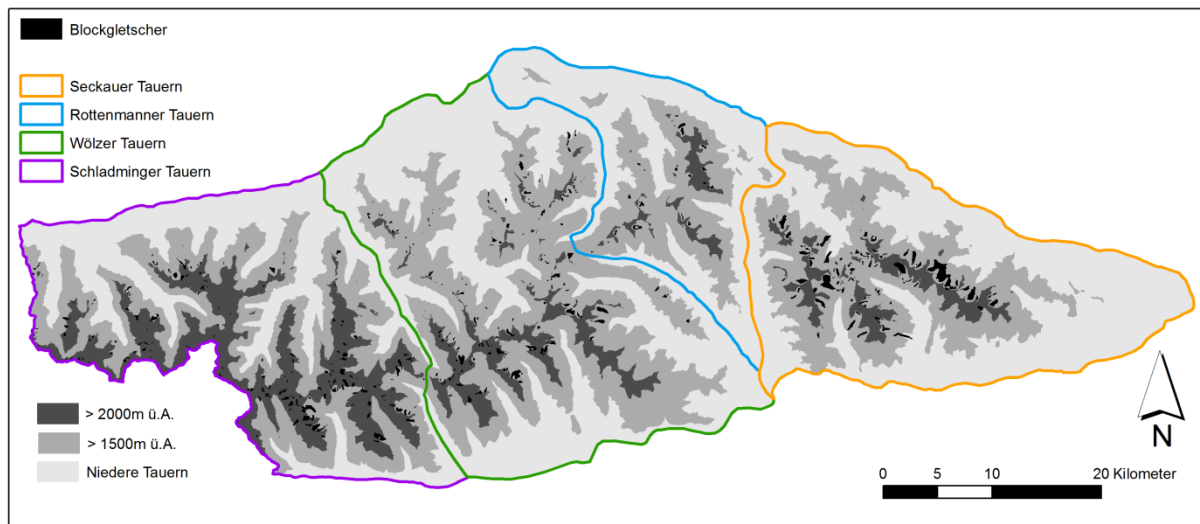


Abbildung 15: Räumliche Verteilung der Blockgletscher (schwarze Polygone) in den Niederen Tauern und deren Untergruppen.

Die Unterschiede der Blockgletschergeometrien, Blockgletscherlage und –exposition zwischen dem westlichen und östlichen Teil der NiT werden in Abbildung 16 gezeigt. Die Blockgletscher im Ostteil (SeT) sind tendenziell größer und länger, liegen aber gegenüber den Blockgletschern der ScT deutlich tiefer. In den Schladminger Tauern sind die Hälfte der dort befindlichen Blockgletscher über 2000m ü.A. anzutreffen. Auch die Hangneigungen der Blockgletscherformen sind im Westen (ScT und WoT) größer als in den beiden östlichen Untergruppen (RoT und SeT). Die Ausrichtung der Blockgletscher aller Untergruppen liegt vorwiegend zwischen Nord und Ost, wobei in den SeT eine größere Anzahl Richtung SE anzutreffen ist. Die längsten Blockgletscher befinden sich vor allem in den SeT (unter den 10

längsten sind 8 in den SeT zu finden; 2 in den WoT). Der längste Blockgletscher ist mit 1712m ausgewiesen; der 10.-längste auch immer noch mit 1215m.

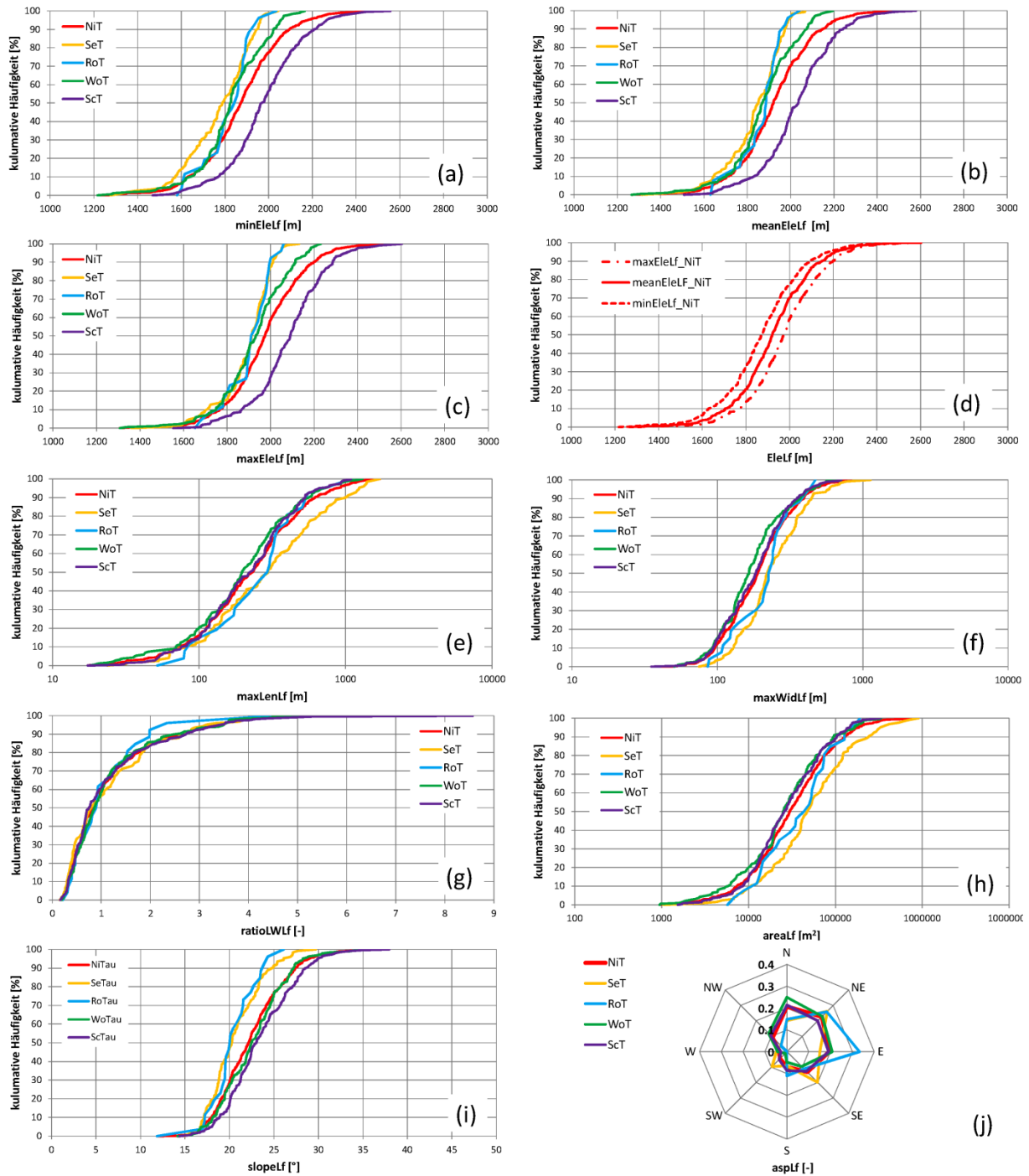


Abbildung 16: Häufigkeitsverteilung der (a) minimalen, (b) mittleren, (c) maximalen Höhe der Blockgletscher der NiT und Untergruppen, (d) der minimalen, mittleren und maximalen Höhen der Blockgletscher der NiT; (e) der maximalen Länge der Blockgletscher, (f) der maximalen Breite der Blockgletscher, (g) des Verhältnisses Länge zu Breite der Blockgletscher, (h) der Fläche der Blockgletscher, (i) der durchschnittlichen Neigung der Blockgletscher und (j) der Ausrichtung der Blockgletscher der Niederen Tauern sowie der Untergruppen SeT, RoT, WoT und ScT.

5.2 Inventar der hydrologischen Einzugsgebiete der Blockgletscher

Die Blockgletschereinzugsgebiete wurden auf Basis der 1m ALS-Daten und der Ausdehnung der einzelnen Blockgletscher ermittelt. Abbildung 17 zeigt die räumliche Verteilung der Blockgletschereinzugsgebiete der Niederen Tauern und deren Untergruppen.

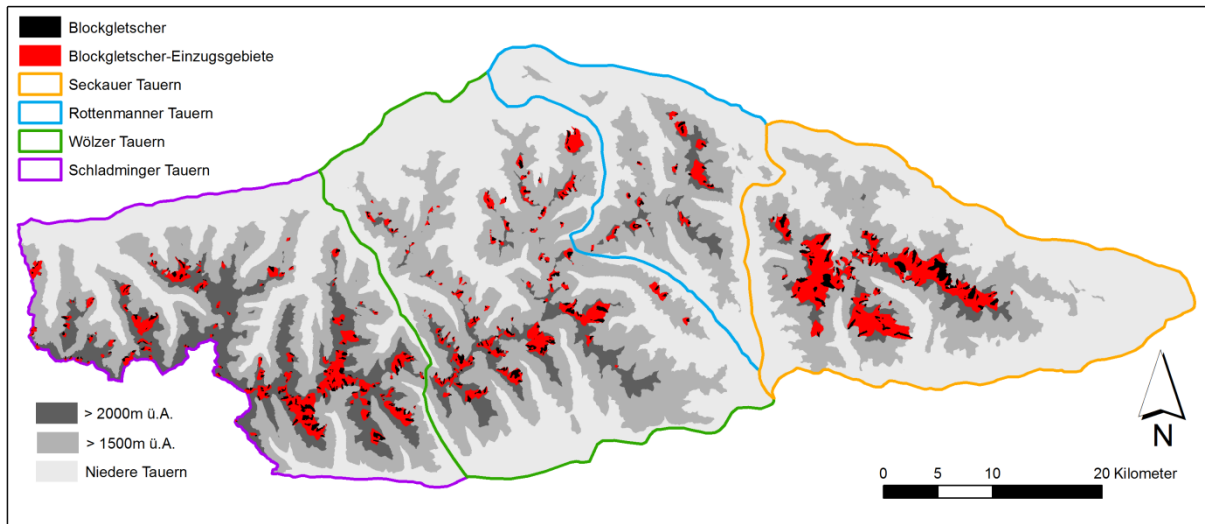


Abbildung 17: Räumliche Verteilung der Blockgletschereinzugsgebiete (in rot) und der Blockgletscher (in schwarz) der Niederen Tauern und der Untergruppen.

Das Blockgletschereinzugsgebiet ist flächenmäßig durchschnittlich 5-mal größer als der Blockgletscher selbst. In Abbildung 18 ist das Flächenverhältnis der Blockgletscher zu deren Einzugsgebieten dargestellt. In extremen Fällen kann das Blockgletschereinzugsgebiet ca. 60-mal größer sein, im Wesentlichen wenn es sich um kleine embryonale Blockgletscher handelt, die an einer Talseite entstanden sind und den Talboden erreicht haben.

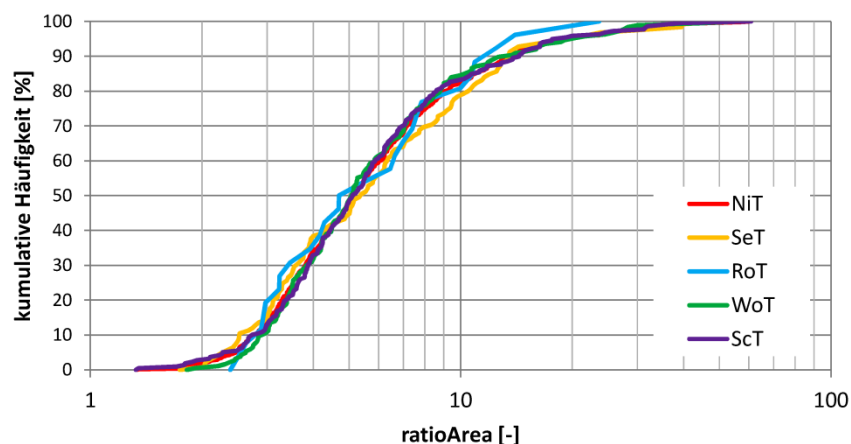


Abbildung 18: Flächenverhältnis der Blockgletscher zu deren Einzugsgebieten.

Generell kann gezeigt werden, dass je größer und länger ein Blockgletscher ist, desto größer ist auch dessen Einzugsgebiet. Einzugsgebiete mit geringen Höhenunterschieden sind kürzer und Einzugsgebiete mit großen Höhenunterschieden sind länger. Die maximalen Längen des Einzugsgebiets eines Blockgletschers ($lengthCat$) sind durchschnittlich 4,1-mal länger als die maximalen Längen der Fließstrecken innerhalb der Blockgletscher ($maxLenLf$), aber in extremen Fällen können die Längen der Einzugsgebiete um bis zu 21,5-mal länger als die Längen der Blockgletscher selbst sein. Die zehn längsten Blockgletschereinzugsgebiete sind – ähnlich wie bei den Blockgletschern selbst – vor allem in den SeT zu finden (8 in den SeT; 1 in den WoT, 1 in den ScT). Das längste Einzugsgebiet misst etwas mehr als 5km; das 10.-längste immer noch 2,7km. Abbildung 19 zeigt den West-Ost Trend der Dimension und Höhenlage der Blockgletschereinzugsgebiete. Die längeren, tiefer gelegenen Einzugsgebiete sind in den östlichen Bereichen (SeT) und die kürzeren, höher gelegenen Einzugsgebiete in den westlicheren Bereichen (ScT) anzutreffen.

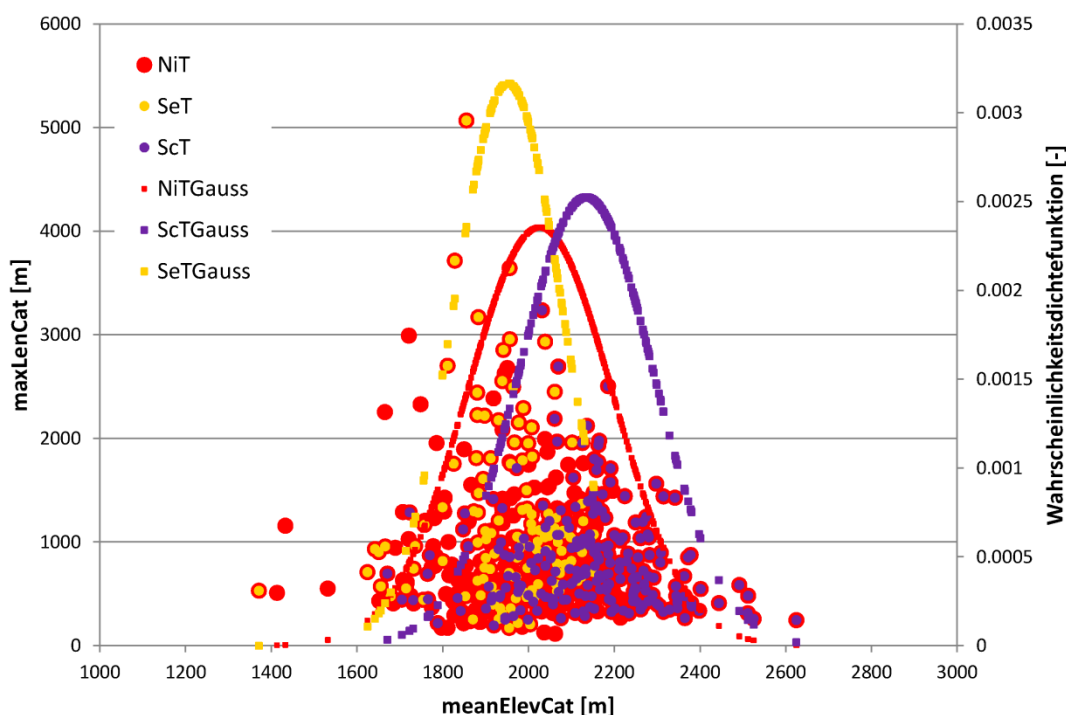


Abbildung 19: Normal- bzw. Gauß-Verteilung der mittleren Blockgletschereinzugsgebietshöhe der NiT und der Untergruppen SeT und ScT sowie die Gegenüberstellung der mittleren Blockgletschereinzugsgebietshöhen und der Längen der Blockgletschereinzugsgebiete.

Bei einer Gesamtfläche der steirischen Niederen Tauern von ca. 2.440km² beträgt der Flächenanteil der Blockgletschereinzugsgebiete 6%, dies entspricht einer Teilgesamtfläche von 149km². Werden nur die Gebiete über einer Seehöhe von 1500m ü.A. betrachtet, steigt

dieser Anteil auf 12% und bei den Gebieten über 2000m ü.A. auf 27,0%. Die Resultate der 626km² großen Untergruppe Seckauer Tauern zeigen, dass 22% der Fläche über 1500m ü.A. und sogar über die Hälfte (51%) der Fläche über 2000m ü.A. durch Blockgletscher als Grundwasserspeicher beeinflusst sind. Die prozentuelle Auswertung der Einzugsgebiete in den Niederen Tauern und der Teilgebiete ist in Abbildung 20 ersichtlich und in Tabelle 8 (vorheriger Abschnitt) zusammengefasst. Eine statistische Auswertung der Attribute des Blockgletschereinzugsgebietsinventars ist in Abbildung 21 graphisch dargestellt. Es zeigt sich auch, dass die Ausrichtungen der Einzugsgebiete (Abbildung 21h) den Ausrichtungen der Blockgletscher (Abbildung 18j) entsprechen.

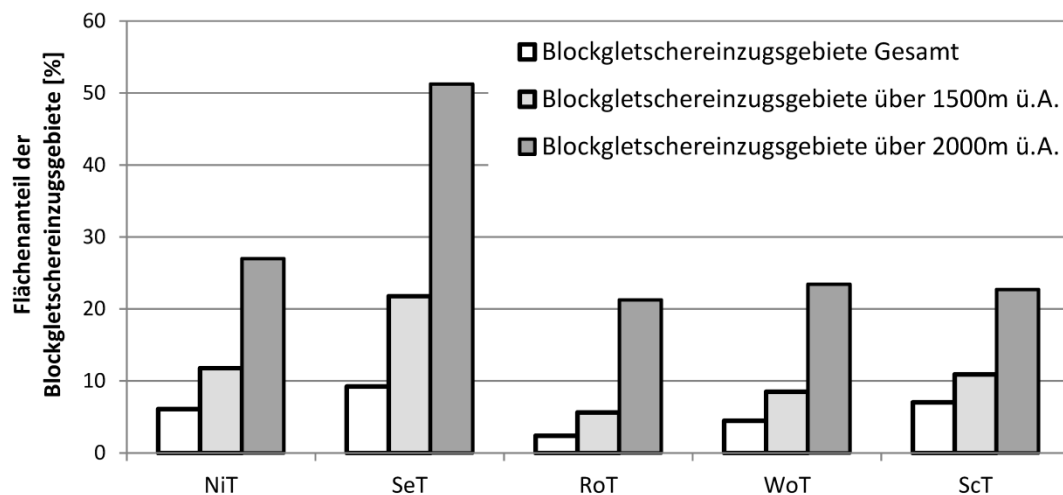


Abbildung 20: Prozentsatz der Blockgletschereinzugsgebietsfläche der Niederen Tauern und der Untergruppen Seckauer Tauern (SeT), Rottenmanner Tauern (RoT), Wölzer Tauern (WoT) und Schladminger Tauern (ScT) in Bezug auf die Gesamtfläche, die Fläche über 1500m ü.A. und die Fläche über 2000m ü.A.

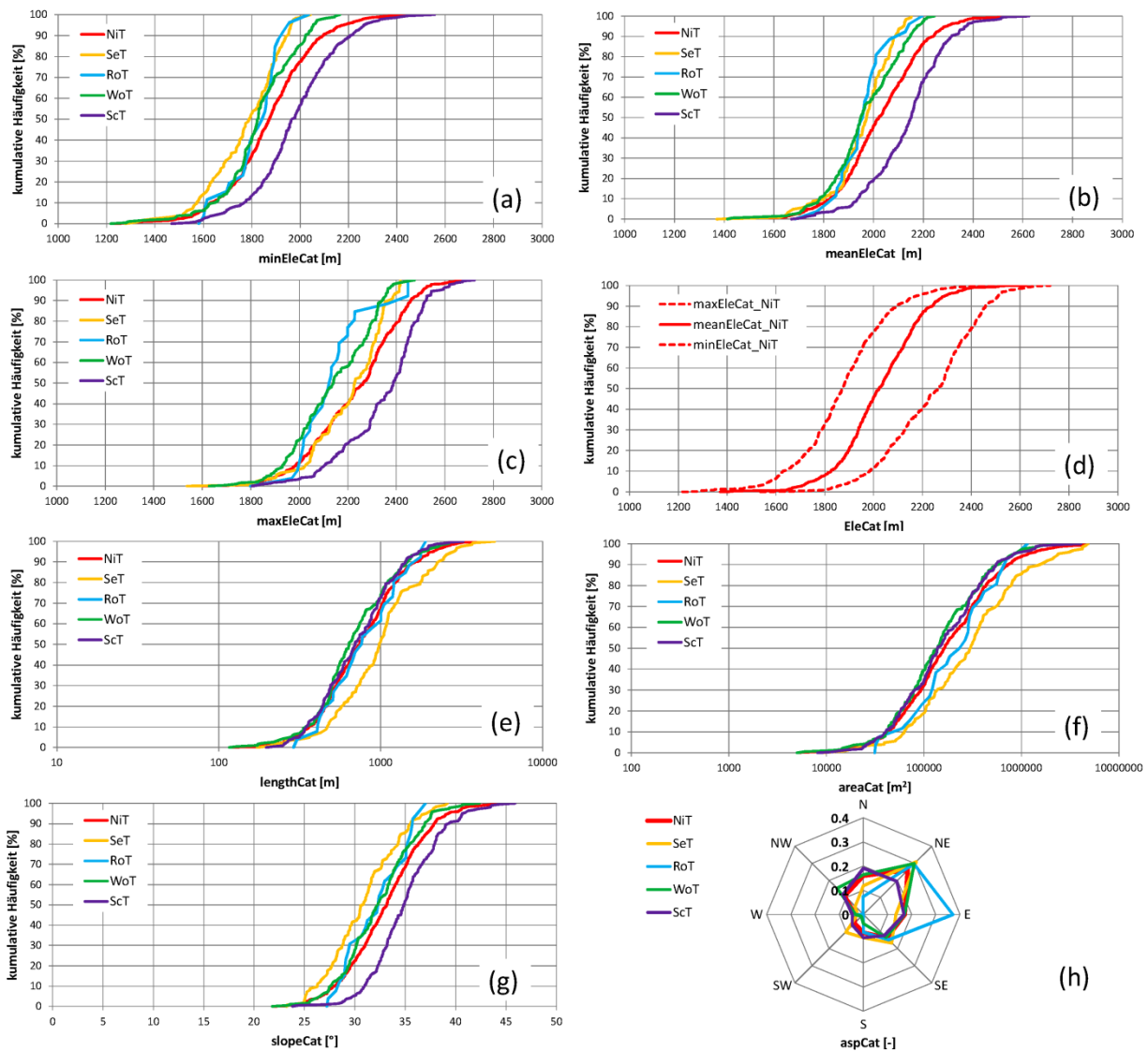


Abbildung 21: Häufigkeitsverteilung der (a) minimalen, (b) mittleren, (c) maximalen Höhe der Blockgletschereinzugsgebiete der NiT und Untergruppen, (d) der minimalen, mittleren und maximalen Höhen der Blockgletschereinzugsgebiete der NiT; (e) der maximalen Länge der Blockgletschereinzugsgebiete, (f) der Fläche der Blockgletschereinzugsgebiete, (g) der durchschnittlichen Neigung der Blockgletschereinzugsgebiete und (h) der Ausrichtung der Blockgletschereinzugsgebiete der Niederen Tauern sowie der Untergruppen SeT, RoT, WoT und ScT.

5.3 Quellenkarte

Im Zuge des Projektes wurden vorliegende analoge Quellkarten, in denen einzelne Gebiete der Niederen Tauern flächendeckend in Bezug auf Quellaustritte erfasst wurden, im GIS digitalisiert und zusammengeführt. Die Daten stammen aus Kartierungskampagnen ab den 1970er Jahren, wobei der Schwerpunkt der kartierten Gebiete in den SeT liegt. Ein Überblick der kartierten und digitalisierten Gebiete ist dem Anhang A-IV zu entnehmen. Insgesamt liegen 2317 aufgenommene Quellen vor, bei denen größtenteils die Schüttung, die

Wassertemperatur und die elektrische Leitfähigkeit im Gelände aufgenommen wurden. Die Schüttungswerte im GIS sind größtenteils jene, die bei der Erstaufnahme im Gelände aufgenommen wurden. Liegen bei einer Quelle mehrere Schüttungswerte aufgrund eines Monitorings vor, wurde das arithmetische Mittel der Werte für die Darstellung im GIS errechnet. Abbildung 22 zeigt die Verteilung der Quellen unter Berücksichtigung unterschiedlicher Schüttungswerteklassen für einen Teil der SeT, wobei die Quellen mit Schüttungswerten über 10 l/s mit hellblauen Punkten markiert sind. Hierbei lässt sich schon erkennen, dass Quellen mit größeren Schüttungen tendenziell unterhalb von Blockgletschern austreten, was bereits von Untersweg und Schwendt (1995, 1996) angeführt wurde. Generell sind aber Gebiete, die aus kristallinen Gesteinen aufgebaut sind, durch eine Vielzahl von Quellen gekennzeichnet, die geringe Schüttungswerte (< 1 l/s) aufweisen, was auch in den Niederen Tauern festgestellt werden kann (Abbildung 23). Abbildung 23 zeigt auch, dass die größten Quellschüttungen bei 23 Quellen mit einer Schüttung > 10 l/s erhoben wurden (rote Umrandung in Abbildung 23 links), welche zwischen 1550m und 2000m ü.A. liegen. Davon sind 19 Quellen Folgeaustritte von Blockgletschern. Die Quelle auf 1200m ü.A. entspringt knapp oberhalb des Talbodens im Ingeringtal SSE des Ingeringsees (Abbildung 22 und 23) und ist keine Blockgletscherquelle. Die flächendeckenden Kartierungsergebnisse bildeten die Basis für eine Grundlagenforschungsarbeit zur Entstehung von unterirdischen Fließnetzen. Hergarten et al. (2014) konnten mit dem Datensatz und Vergleichsdaten aus dem Gebiet Semmering (Nordoststeiermark) zeigen, dass sich die unterirdischen Fließnetze ähnlich den oberirdischen Fließnetzen nach Gesetzmäßigkeiten in Bezug auf Energieminimierung (Potenzgesetz) ausbilden.

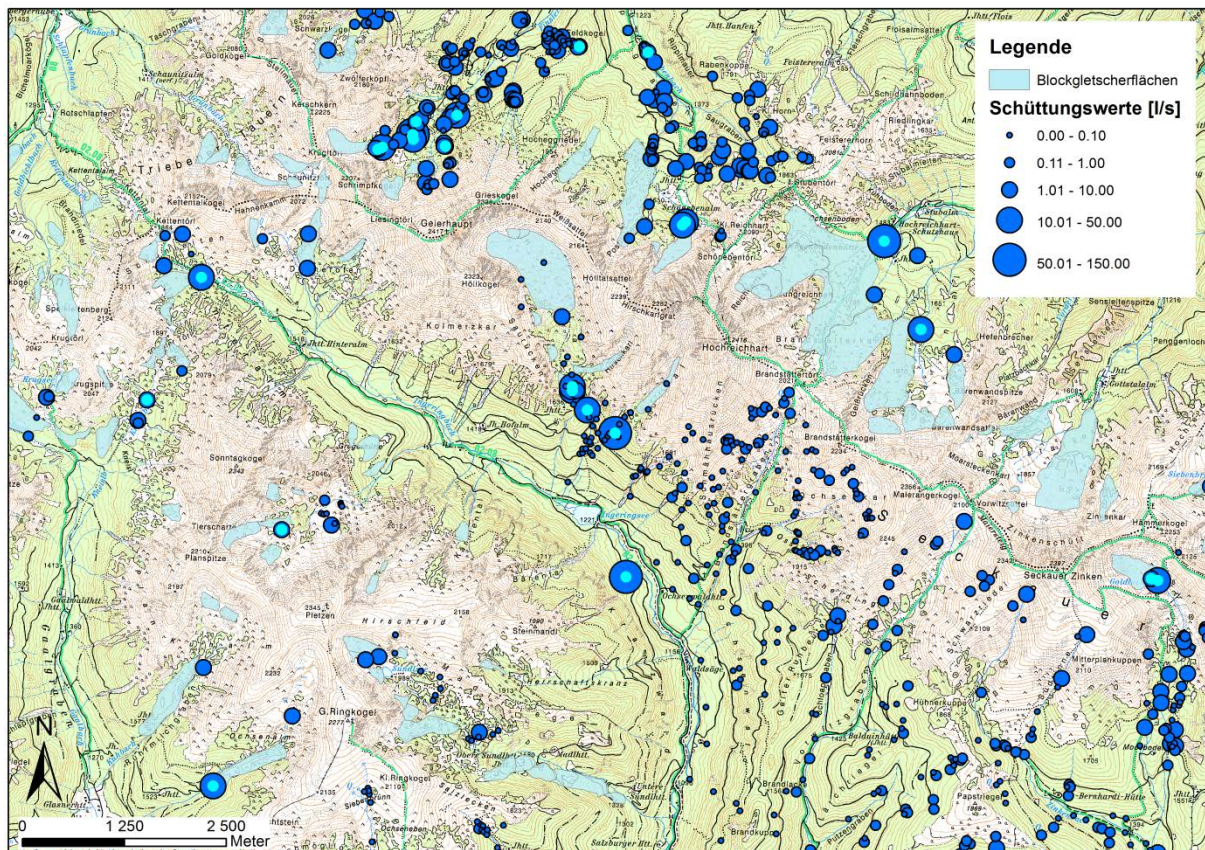


Abbildung 22: Quellkarte eines Teilbereichs der SeT mit in Klassen eingeteilten Quellschüttungen. Quellen mit Schüttungswerten über 10 l/s sind hellblau markiert.

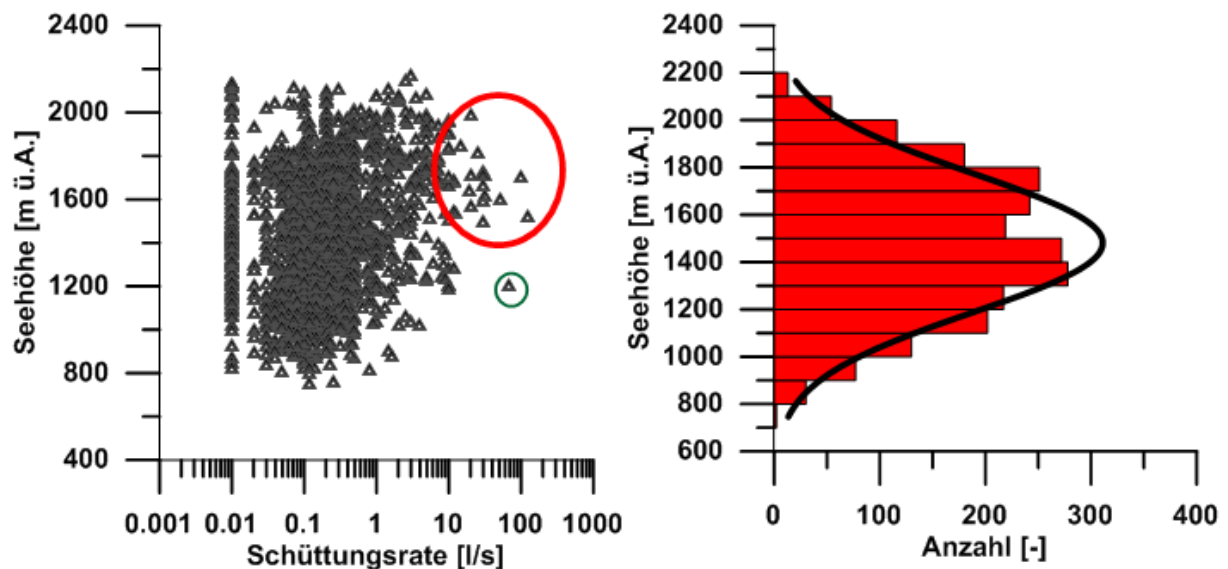


Abbildung 23: Korrelation zwischen Quellschüttungen und Seehöhen der aufgenommenen Quelleaustritte der NiT (links), grüner Kreis=Quelle in Talbodennähe im Ingeringtal. Roter Kreis=23 Quellen, die eine Schüttung > 10l/s aufweisen; Häufigkeitsverteilung der Quellen der Niederen Tauern in Bezug auf die Seehöhe (rechts)

5.4 Wasserbilanz der hydrologischen Einzugsgebiete der Blockgletscher

Um einen Überblick über den Wasserhaushalt der Niederen Tauern und speziell den Anteil der blockgletscherbeeinflussten Einzugsgebiete zu bekommen, wird die Wasserbilanzgleichung (Abfluss (Q) = Niederschlag (P) – Verdunstung (ETa); hydrologische Grundgleichung; z.B. Hölting, 1992) für dieses Gebiet herangezogen. Mit diesem einfachen Ansatz kann abgeschätzt werden, dass aus einer jährlichen Menge von etwa 4.240 Mio. m³ Wasser als Niederschlag, der in den gesamten steirischen Niederen Tauern fällt, etwa 22% wieder verdunsten und die restliche Menge (78% = 3.300 Mio m³) als Abfluss zur Verfügung steht (Abbildung 24). 257,5 Mio m³ (ca. 8%) des gesamten Abflusses entwässern über Blockgletscher als Grundwasserspeicher. Unter Berücksichtigung, dass eine Person im Haushalt ca. 50m³ Wasser pro Jahr verbraucht (Neunteufel et al., 2012); würden diese blockgletscherbeeinflussten Wasserressourcen 5,15 Mio Menschen mit Wasser versorgen können oder nur 24% dieses Wassers würden zur Deckung der steirischen Haushalte reichen. Dieser Berechnung liegt allerdings die Annahme zugrunde, dass das Wasserangebot keinen saisonalen Schwankungen unterworfen ist. Dies ist in der Realität allerdings nicht gegeben, sehr wohl aber dienen die Blockgletscher als Grundwasserspeicher und erlauben es, die zur Verfügung stehende Wassermenge über das Jahr besser zu verteilen (wird in Kapitel 7 genauer ausgeführt).

Die Blockgletschereinzugsgebiete entsprechen einer Fläche von 12% der Gesamtfläche über 1500m ü.A. (27% über 2000m ü.A.), weisen eine anteilmäßige Niederschlagsmenge von ca. 12% der Gesamtfläche und einen anteilmäßigen Abfluss von 13% auf (Abbildung 25). In den Blockgletschereinzugsgebieten verdunsten nur 11% des Wassers, was auf den Einfluss der Seehöhenstufe (gekennzeichnet von tieferen Temperaturen) zurückzuführen ist. In der Untergruppe SeT ist der prozentuelle Einfluss der Blockgletschereinzugsgebiete noch deutlicher: 22% der Fläche über 1500m ü.A. zählen zu Blockgletschereinzugsgebieten, die einen Anteil von 23% des Niederschlages, ca. 21% der Verdunstung und ca. 24% des Abflusses besitzen. Betrachtet man den blockgletscherbeeinflussten Flächenanteil über 2000m ü.A. so ist dieser 51%, der einen Anteil von ca. 52% des Niederschlages, 51% der Verdunstung und ca. 52% des Abflusses ausmacht.

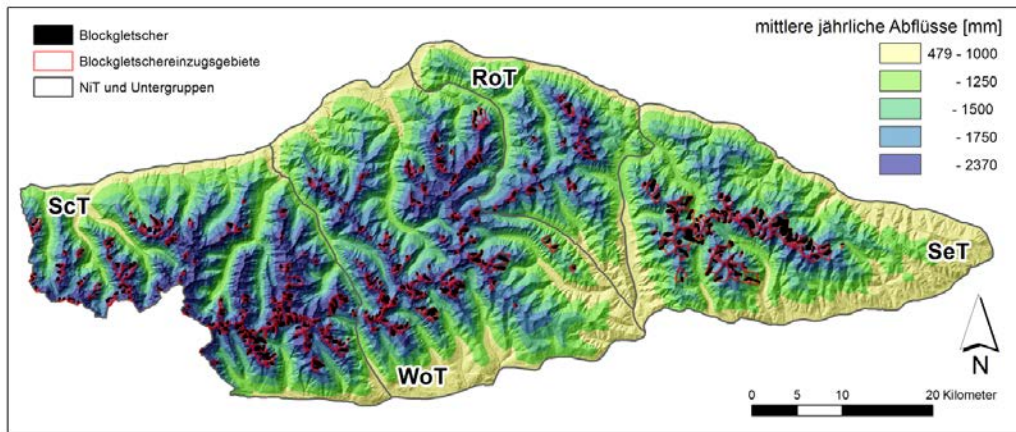


Abbildung 24: Karte der steirischen Niederen Tauern mit dem aktuellen Blockgletscherinventar inklusive der Blockgletschereinzugsgebiete und den mittleren jährlichen Abflüssen. ScT=Schladminger Tauern, WoT=Wölzer Tauern, RoT=Rottenmanner Tauern, SeT=Seckauer Tauern.

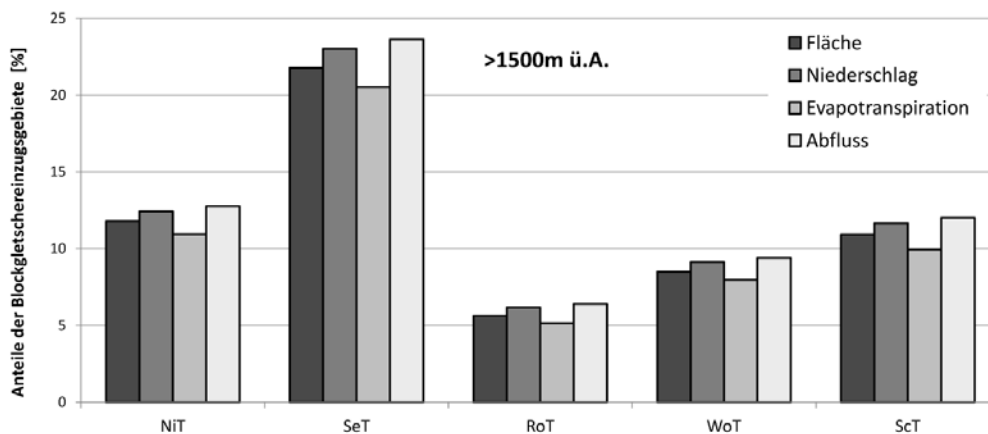


Abbildung 25: Prozentueller Anteil von Fläche, Niederschlag (P), reelle Evapotranspiration (ETa) und Abfluss (Q) der Blockgletschereinzugsgebiete der einzelnen Untergruppen Seckauer Tauern (SeT), Rottenmanner Tauern (RoT), Wölzer Tauern (WoT) und Schladminger Tauern (ScT) sowie der gesamten Niederen Tauern (NiT) in Relation zum jeweiligen Gesamtgebiet über 1500m ü.A.

Tabelle 9 zeigt eine Auflistung der mittleren jährlichen Abflüsse der Niederen Tauern und deren Untergruppen in Relation zum mittleren jährlichen Niederschlag.

Eine genauere Betrachtung des Abflusses der durch Blockgletscher beeinflussten Einzugsgebiete und deren Unterläufe wird in Kapitel 7 mit Hilfe eines Niederschlags-Abfluss-Modells vorgenommen. Hierbei wird dann den saisonalen Schwankungen Rechnung getragen und somit eine detailliertere Betrachtung des Abflusses einiger Teileinzugsgebiete der Niederen Tauern möglich.

Tabelle 9: Mittlere jährliche Abflüsse der Niederen Tauern und deren Untergruppen in Relation zum mittleren jährlichen Niederschlag.

Gebirgsgruppe	Gesamtfläche			Fläche > 1500m ü.A.			Fläche > 2000m ü.A.		
	[mm]	[m3]	[% of P]	[mm]	[m3]	[% of P]	[mm]	[m3]	[% of P]
Gesamteinzugsgebiete									
Seckauer Tauern	1193.8	747.7	75.4	1475.3	386.1	80.6	1700.3	68.4	84.6
Rottenmanner Tauern	1341.6	434.8	77.2	1602.5	219.5	81.7	1834.2	30.2	85.4
Wölzer Tauern	1367.2	1129.5	78.0	1599.6	682.1	81.8	1793.7	110.9	85.2
Schladminger Tauern	1487.0	988.7	80.1	1675.4	715.1	83.1	1876.8	292.5	86.1
Steirische Niedere Tauern	1351.6	3299.9	77.9	1600.1	2003.9	82.0	1829.3	501.8	85.7
Hydrologische Einzugsgebiete der Blockgletscher									
Seckauer Tauern	1594.6	92.1	82.7	1600.1	91.2	82.7	1711.3	35.3	84.7
Rottenmanner Tauern	1819.6	14.1	84.7	1819.5	14.0	84.7	1899.0	6.7	86.0
Wölzer Tauern	1766.8	65.2	84.0	1770.2	64.1	84.1	1835.9	26.6	85.5
Schladminger Tauern	1844.2	86.0	85.6	1844.3	85.9	85.6	1895.3	67.0	86.3
Steirische Niedere Tauern	1728.4	257.5	84.1	1732.2	255.6	84.2	1833.3	135.6	85.7

6 Ergebnisse Lokalstudie

Die Ergebnisse der einzelnen Untersuchungsmethoden werden anschließend erläutert und dienen einer zusammenfassenden interdisziplinären Diskussion der lokalen Untersuchungsgebiete sowie der regionalen Relevanz in Kapitel 8.

6.1 Erscheinungsform

6.1.1 Oberflächengeophysikalische Untersuchungen

Die Ausführungen der Ergebnisse beruhen im Wesentlichen auf dem Bericht Lichtenegger et al. (2014).

6.1.1.1 Refraktionsseismik

Die Tiefenlage der Schichtgrenzen, welche in den refraktionsseismischen Darstellungen eingezeichnet ist (Profile Anhang A-I bis A-III), entspricht der jeweils kürzesten Entfernung zur Oberfläche. Die räumliche Lage der Profile ist in Abbildung 26 eingezeichnet.

Profil RS-P2: Das an der Geländeoberfläche 714m lange Profil verläuft die ersten 240m von Norden nach Süden und dann vom Profilknick ca. 470m nach Südwesten (in der Mitte bzw. im westlichen Teil des Blockgletschers). Abgesehen von den ersten 50m am Profilanfang kann dieses Profil durchwegs als seismischer Dreischichtfall beschrieben werden.

Unter einer maximal 4m mächtigen Deckschicht mit seismischen Geschwindigkeiten von 300 bis 700m/s liegt eine etwas „schnellere“ Schicht mit Geschwindigkeiten von 430 bis 1060m/s. Beide Schichten sind als nicht wassergesättigtes Lockergestein mit verschiedener Lagerungsdichte zu interpretieren. Die Mächtigkeit beider Schichten ist zu Beginn des Profils mit wenigen Metern sehr gering, erreicht aber bei Geophonposition 20 ein Maximum von etwa 30m. In der unteren Profilhälfte beträgt die Lockergesteinsüberdeckung etwa 20 bis 25m und sinkt gegen das Profilende allmählich auf etwa 10 bis 15m ab. Die seismische Geschwindigkeit des Festgesteins liegt am Profilanfang bei 4370m/s, steigt zwischen Geophonposition 35 bis 65 auf 4890m/s und nimmt dann wieder auf 4320m ab. Diese Geschwindigkeiten lassen auf kompaktes, nicht verwittertes Festgestein schließen. Mittels einer Analyse der Laufzeitkurven kann auf einen deutlich und scharf ausgeprägten Übergang von Lockergestein zu Festgestein geschlossen werden.

Profil RS-P6: Das 250 m lange Profil verläuft von Nordwest nach Südost weitgehend im zentralen Teil des Blockgletschers, laut Blockgletscherinventar liegen die ersten 50 bis 60m außerhalb des Blockgletschers. Vom Profilanfang bis zur Geophonposition 29 tritt ein

seismischer Zweischichtfall auf. Über dem Festgestein liegt eine Lockersedimentschicht mit sehr niedrigen Geschwindigkeiten um etwa 550m/s. Die Auswertung im Kreuzungsbereich stimmt mit den Ergebnissen des Profils RS-P2 bei der Mächtigkeit der Überdeckung und bei den seismischen Geschwindigkeiten gut überein. Ab Geophonposition 29 resultiert aus der Auswertung ein seismischer Dreischichtfall. Die Geschwindigkeit der bis zu 10 m mächtigen Deckschicht liegt mit knapp 1000m/s im zentralen Bereich deutlich über jenen der ersten Profilhälfte. Unter dieser Deckschicht befindet sich ein bis zu 50m mächtiges Schichtpaket mit Geschwindigkeiten um die 1300m/s. Abgesehen von den 1690m/s bei Position 33 sind auch diese Geschwindigkeiten durchwegs wasserungesättigten Lockersedimenten zuzurechnen. Die 1690m/s, die bei Position 33 errechnet wurden, könnten grundsätzlich auf eine lokale Wassersättigung der Sedimente hinweisen. Allerdings ist auf Grund der diesen Bereich umgebenden Geschwindigkeiten, eher auf lokal etwas mehr verfestigte Sedimente zu schließen. Die Festgesteinsoberkante in diesem Profil weist im Gegensatz zu den anderen Refraktionsprofilen ein deutliches Relief auf und taucht ab Profilmitte etwa 20m tief ab. Die errechnete Geschwindigkeit für das Festgestein liegt bei 4030m/s und ist somit etwas langsamer als beim entsprechenden Abschnitt des Profils RS-P2.

Profil RS-P8: Dieses 295m lange Profil verläuft im unteren Teil des Blockgletschers von Westen nach Osten und quert das Profil RS-P2 bei Geophonposition 30. Laut Blockgletscherinventar liegt der Bereich von Position 19 bis zu Position 51 auf dem Blockgletscher. Abgesehen von den ersten 70 Profilm Metern ist dieses Profil als seismischer Dreischichtfall zu interpretieren. Während bis Geophonposition 13 das Festgestein unmittelbar unter der Geländeoberkante liegt, ist es im zentralen Bereich des Profils von einer bis zu 24m mächtigen, nicht wassergesättigten Lockergesteinsschicht überlagert. Unter der Geländeoberfläche liegt eine bis zu 11m mächtige Deckschicht mit seismischen Geschwindigkeiten von 330 bis zu 800m/s. Die seismischen Geschwindigkeiten des über dem Festgestein liegenden Schichtpakets liegen zwischen 550 und 950m/s und dieses Schichtpaket ist daher nicht als wassergesättigt anzusehen. Eine wahrscheinlich vorhandene wassergesättigte Schicht (angenommener Geschwindigkeit von 1700 m/s) bis zu einer Mächtigkeit von 14 ± 5 m ist aufgrund des Geschwindigkeitskontrasts zwischen dem Blockgletschersediment und dem Festgestein und der angetroffenen Schichtmächtigkeiten allerdings nicht nachzuweisen (Schmöllner 1978, 1982; Winkler et al., 2016). Am Kreuzungspunkt mit dem Profil RS-P2 stimmen die berechneten Schichtgrenzen und die Geschwindigkeiten der Lockergesteinsschichten sehr gut überein. Die seismische Geschwindigkeit des Festgesteins unterscheidet sich allerdings doch deutlich von der des

Längsprofilen. Diese Diskrepanz ist auch schon beim Kreuzungspunkt der Profile RS-P2 und RS-P6 in etwas geringerem Ausmaß zu beobachten.

Zusammengefasst zeigen alle Profile des Schöneben-Blockgletschers im Wesentlichen einen Zweischichtaufbau des Blockgletschers, wobei an der Basis des Blockgletschers keine feinkörnige Schicht erkannt werden konnte. Im Gegensatz dazu konnten Hausmann et al. (2012) zeigen, dass bei aktiven Blockgletschern an der Basis eine ca. 10-15m mächtige, eisfreie Schicht aus feinkörnigen Material vorliegt. Diese Beobachtung wurde durch Bohrungen am Lazaun-Blockgletscher in Südtirol bestätigt (Krainer et al., 2015). Aufgrund der Messkonfiguration beim Schöneben-Blockgletscher ist es möglich, dass diese Schicht „überschossen“ wurde, d.h. nicht detektiert werden konnte (Winkler et al., 2016). Des Weiteren ist zu erwähnen, dass die Profile RS-P6 und –P8 an ihren östlichen Enden nicht bis in das Festgestein eingebunden wurden, da steile Schuttfächer dies schwierig machten. Im Nachhinein ist aber genau dieser Bereich aufgrund der angedeuteten Übertiefung in diesem Bereich ein sehr interessanter und würde eine weitere geophysikalische Untersuchung wünschenswert machen.

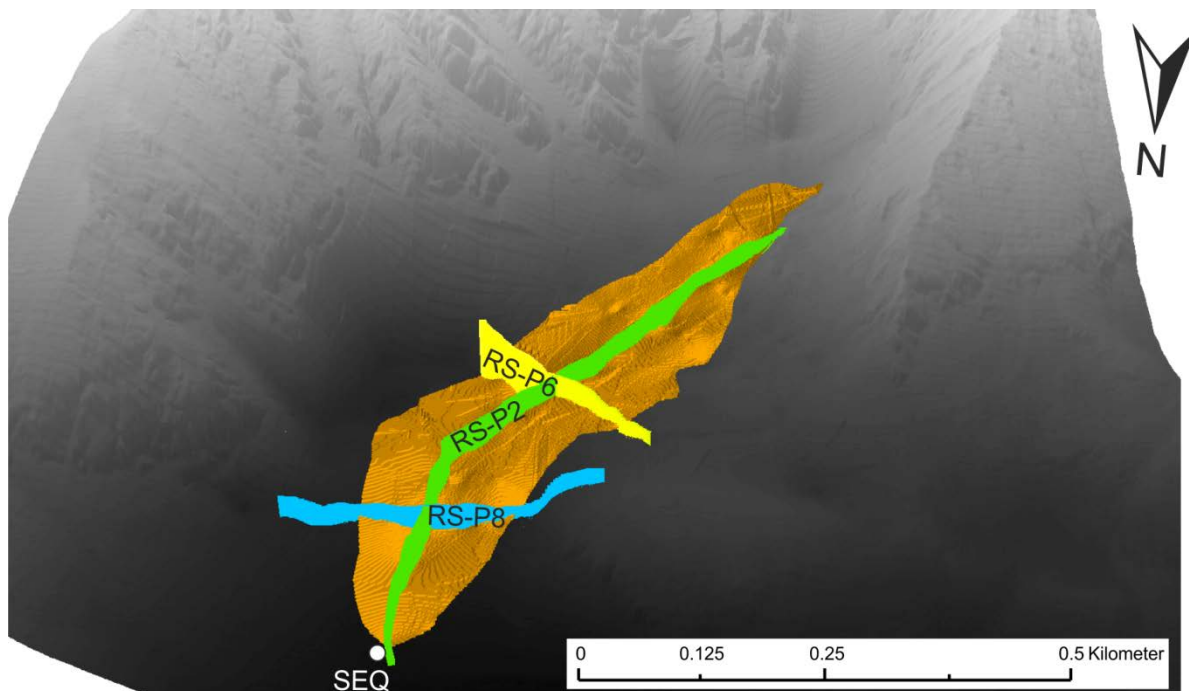


Abbildung 26: 3D-Modelldarstellung der Basisfläche unter dem Schöneben-Blockgletscher basierend auf den drei Seismik-Profilen RS-P2, RS-P6 und RS-P8.

6.1.1.2 Bodenradarmessungen

Für die Tiefenumrechnung der Zweiweglaufzeiten aus den Ergebnissen von Messungen mit monostatischen Antennen wird üblicherweise die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Wellen über die Analyse von sogenannten Diffraktionshyperbeln bestimmt. Eine weitere Methode besteht darin, die Ausbreitungsgeschwindigkeit anhand bekannter Tiefen - z.B. einer Schichtgrenze – zu kalibrieren. Bei den vorliegenden Untersuchungen konnten allerdings beide Methoden nicht angewandt werden. Aus diesem Grund wurde eine Ausbreitungsgeschwindigkeit von 0,1m/ns angenommen. Daraus resultiert eine Eindringtiefe, die bei einer Größenordnung von 20 bis 25m unter der Geländeoberkante liegt. Die erzielte Eindringtiefe entspricht den Erwartungen für einen Untergrund mit einem geringen Anteil an feinkörnigen Sedimenten. Auffallend an allen Radargrammen ist, dass die aus der Refraktionsseismik berechnete Schichtgrenze vom Lockergestein zum Festgestein praktisch in den Bodenradarprofilen über weite Strecken nicht zu erkennen ist. Auch eine Variation der Umrechnungsgeschwindigkeiten und damit eine geänderte Tiefenlage der erkennbaren Reflexionshorizonte führen zu keinem befriedigenden Ergebnis. Auf den Radargrammen sind die Grenzen des Blockgletschers laut dem Blockgletscherinventar eingetragen. Allerdings ist es nicht möglich mit diesen Informationen eine belastbare horizontale und vertikale Ausdehnung des Blockgletschers abzuleiten, die für alle Radargramme Gültigkeit haben soll. Alle Radargramme weisen Abschnitte mit relativ starken Reflexionen und Abschnitte mit weniger stark ausgeprägten Reflexionen auf. Der Grund für schwächer ausgeprägte Reflexionen liegt meist in Schichtpaketen mit einem geringen Unterschied in den dielektrischen Eigenschaften. Aus den oben beschriebenen Gründen wurde darauf verzichtet in die Radargramme Schichtpakete und Schichtgrenzen einzuzeichnen. Eine Zusammenfassung von Schichtpaketen bzw. eine Interpretation der Grenzen des Blockgletschers ist zum derzeitigen Zeitpunkt (die Randbedingungen für die Interpretation der Radargramme sind noch zu unklar) noch nicht mit der nötigen Sicherheit durchzuführen, wurden hier aber der Vollständigkeit halber präsentiert. Vereinzelt lieferten sie aber zusätzliche Anhaltspunkte für die Interpolation der Aquiferbasis für die numerische Modellierung (siehe Kapitel 6.2.3).

6.1.2 Thermisches Verhalten der Boden-/Blockschicht beider Blockgletscher

An beiden Blockgletschern (Schöneben und Dürrtal) wurden an mehreren Standorten Temperaturlogger an der Blockschuttoberfläche (GST) und in 1m Tiefe (GT) installiert (siehe dazu Kapitel 3.3). Dies diente zur Untersuchung des thermischen Verhaltens der Deckschicht und inwieweit sich die Untergrundtemperaturwerte der unterschiedlichen Expositionen des Schöneben- und Dürrtalkars unterscheiden. Die Temperaturverläufe der

Oberfläche und des Untergrundes wurden mit der Lufttemperatur (AT) an den Standorten S-MTD3 (=S-AWS), S-MTD5 (=S-ATH), D-MTD3 (=D-ATH1) und D-MTD5 (=D-ATH2) verglichen (Abbildung 5). Generell zeigen sich bei allen vier Standorten saisonale Schwankungen und, dass die Blockschuttoberflächentemperaturen (GST) etwas geringere Schwankungen aufweisen als die Lufttemperaturen (Abbildung 27 und Tabelle 10). Die Blockschutttemperaturen in 1m Tiefe (GT) zeigen deutlich geringere Schwankungen, wobei nur geringe zeitliche Verzögerungen der Temperaturspitzen zwischen AT und GT/GST erkennbar sind (Abbildung 28). Es zeigt sich, dass in 1m Tiefe die Temperaturen um ca. 1°C niedriger sind als an der Blockschuttoberfläche. Ähnlich den Beobachtungen von Wakonigg (1996) und Harris und Pedersen (1998) kann gezeigt werden, dass die Bodentemperaturen deutlich geringere Werte aufweisen als aufgrund der Lufttemperatur zu vermuten wäre und lassen daher auf einen Abkühlungseffekt bzw. eine Isolationsschicht schließen. Der Kühleffekt von grobem Blockschutt wurde in Guadong et al. (2007) eingehend beschrieben. Die Temperaturen sind aber innerhalb eines Bereiches, wo man von permafrostfreien Bedingungen sprechen kann.

Der Einfluss der Blockschutttemperatur auf die Wassertemperatur der Schönebenquelle wird in Kapitel 6.2.1.3 näher diskutiert.

Tabelle 10: Statistische Auswertung der Luft- bzw. Blockschutt(oberflächen)temperaturen (AT, GST und GT in °C) der jeweiligen Standorte am Schöneben- und Dürrtal-Blockgletscher (S- bzw. D-) μ =Mittelwert; σ =Standardabweichung. Die angegebenen Werte beziehen sich auf die Beobachtungsperiode November 2011 bis August 2014

		S-AWS / S-MTD3	S-ATH / S-MTD5	D-ATH1 / D-MTD3	D-ATH2 / D-MTD5
AT [°C]	$\mu \pm \sigma$	3.96 \pm 7.41	1.79 \pm 7.31	3.21 \pm 7.45	3.23 \pm 7.74
	min / max	-19.80 / 21.83	-22.40 / 19.85	-21.20 / 20.90	-22.08 / 19.94
	median	4.20	2.15	3.43	4.44
GST [°C]	$\mu \pm \sigma$	3.11 \pm 6.84	2.13 \pm 7.57	1.33 \pm 4.87	1.74 \pm 7.56
	min / max	-8.96 / 22.78	-11.96 / 23.17	-13.47 / 15.41	-20.21 / 22.34
	median	-0.05	-0.04	-0.11	-0.08
GT [°C]	$\mu \pm \sigma$	2.47 \pm 5.82	0.95 \pm 5.18	-0.41 \pm 2.66	0.77 \pm 6.23
	min / max	-8.04 / 18.40	-8.94 / 14.78	-12.61 / 23.97	-18.36 / 18.09
	median	-0.06	-0.09	-0.14	-0.15

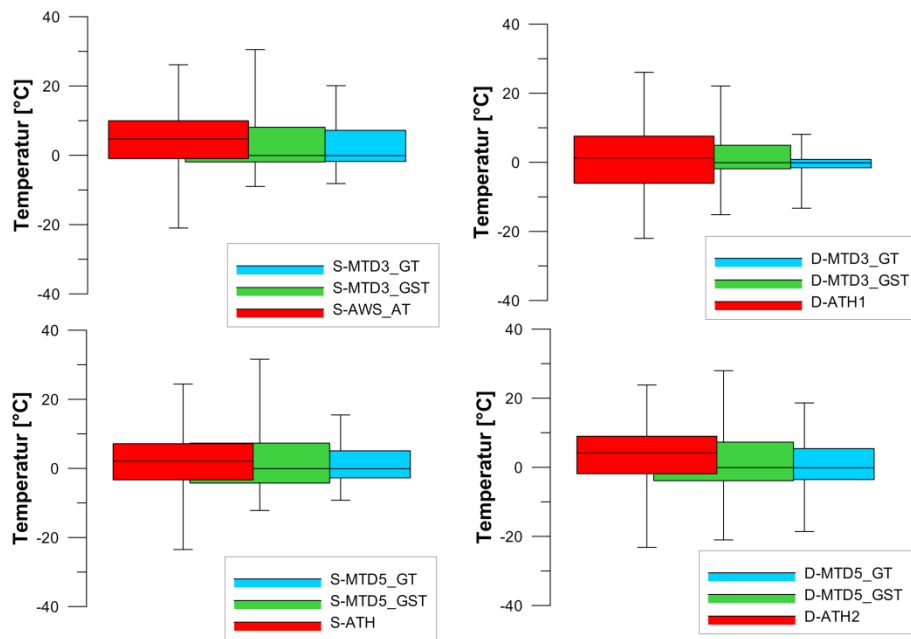


Abbildung 27: Boxplots (Kastengrafik) der 4 Standorte (Schöneben (S-) links; Dürrtal (D-) rechts) mit jeweils der Lufttemperatur (AT), der Blockschuttoberflächentemperatur (GST) und der Temperatur in 1m Tiefe des Blockschutts (GT). Lage der Messstellen siehe Abb. 5.

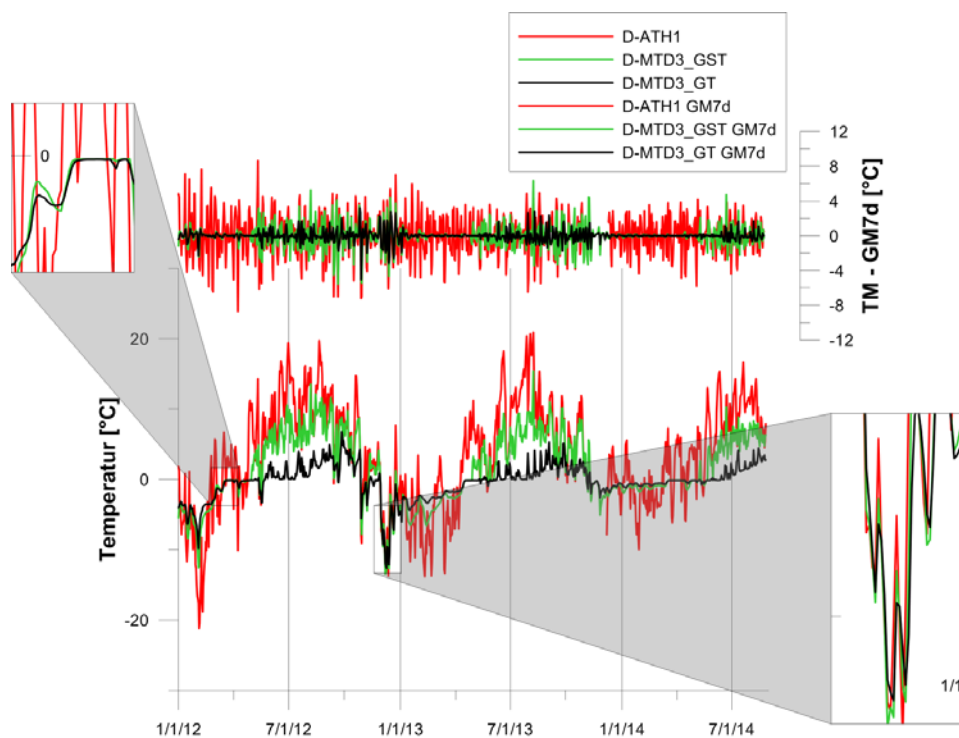


Abbildung 28: Temperaturvergleich an der Station D-MTD3 bzw. D-AH1. Luft-, Blockschuttoberflächen- und Blockschutttemperaturen in 1m Tiefe in absoluten und gefilterten Werten (abzüglich des 7-tägigen gleitenden Mittelwertes (GM7d)).

6.2 Wasserressourcen

6.2.1 Speicherverhalten und Abflusskomponentencharakterisierung

Die Charakterisierung der Abflusskomponenten erfolgte anhand der Hydrographanalyse der Schönebenquelle und den Auswertungen der natürlichen und künstlichen Tracer beider Quellen, die in weiterer Folge vergleichend dargestellt werden. Ein Großteil dieser Ergebnisse wurde bereits von Winkler et al. (2016) beschrieben, werden hier aber der Vollständigkeit halber wiedergegeben.

6.2.1.1 Hydrographanalyse Schönebenquelle

Die Schüttungsquotienten (Q_{\max}/Q_{\min}) der hydrologischen Jahre 2003/2004 bis 2012/2013 schwanken zwischen 21 und 118. Während der Winterperiode, mit vernachlässigbar geringer Grundwasserneubildung, zeigt die Quelle ein charakteristisches Auslaufverhalten mit drei Abflusskomponenten (Abbildung 29). Sieben einander folgende Jahre (2006-2013) wurden in Bezug auf das Auslaufverhalten untersucht (Inset in Abbildung 29a). Drei Auslaufkurven (E5, E6 und E7 in Abbildung 29a und b) zeigen ein kontinuierliches Auslaufen ohne kurzzeitige Grundwasserneubildung während der Wintermonate, bei vier Ereignissen (E1, E2, E3 und E4 in Abbildung 29c und d) sind kurze Grundwasserneubildungspulse zu erkennen. Diese Neubildungsereignisse gehen mit kurzen Warmwettereinbrüchen einher und spiegeln die dadurch bedingte Schneeschmelze wider. Das Schüttungsverhalten nach den temporären Grundwasseranreicherungen entspricht in weiterer Folge dem Verhalten der Auslaufkurven ohne temporäre Neubildung (Abbildung 29a und b). Basierend auf Gleichung (1) können drei unterschiedliche Auslaufkoeffizienten bestimmt werden (Tabelle 11), ein früher Koeffizient in den ersten 25 Tagen der Auslaufkurve mit α -Werten zwischen 0,028 und 0,047, ein mittlerer mit α -Werten zwischen 0,005 und 0,01 und α -Werte des Basisabflusses von ca. 0,002 beginnend nach ca. 90 Tagen der Auslaufkurve. Dieses Auslaufverhalten ähnelt dem Verhalten von Karstquellen (z.B. Sauter, 1992; Baedke and Krothe, 2001) und weist auf ein konzeptionelles Modell eines heterogenen Grundwasserleiters hin. Des Weiteren kann gezeigt werden, dass das Schüttungsverhalten nach ca. 10 Tagen einem Potenzgesetz mit einem Exponenten $b=0,38$ entspricht (Abbildung 29e). Das Abweichen von einem homogenen Aquifer mit $b=0,5$ (Birk und Hergarten, 2010) deutet darauf hin, dass möglicherweise eine fraktale Aquiferkomponentenverteilung (Hergarten und Birk, 2007) oder ein maßstabunabhängiges Fließnetz im Aquifer vorliegt (Hergarten et al., 2014).

Unter Verwendung der „Restschüttung“ der Quelle (Q_{re}) zum Zeitpunkt kurz vor einer neuerlichen Grundwasserneubildung und der Annahme eines gleichbleibenden Auslaufverhaltens entsprechend dem Basisabfluss (vgl. Gleichung 4) wurden im Blockgletscher noch gespeicherte Wasservolumina zwischen $2,5 \times 10^5$ und $3,2 \times 10^5 \text{ m}^3$

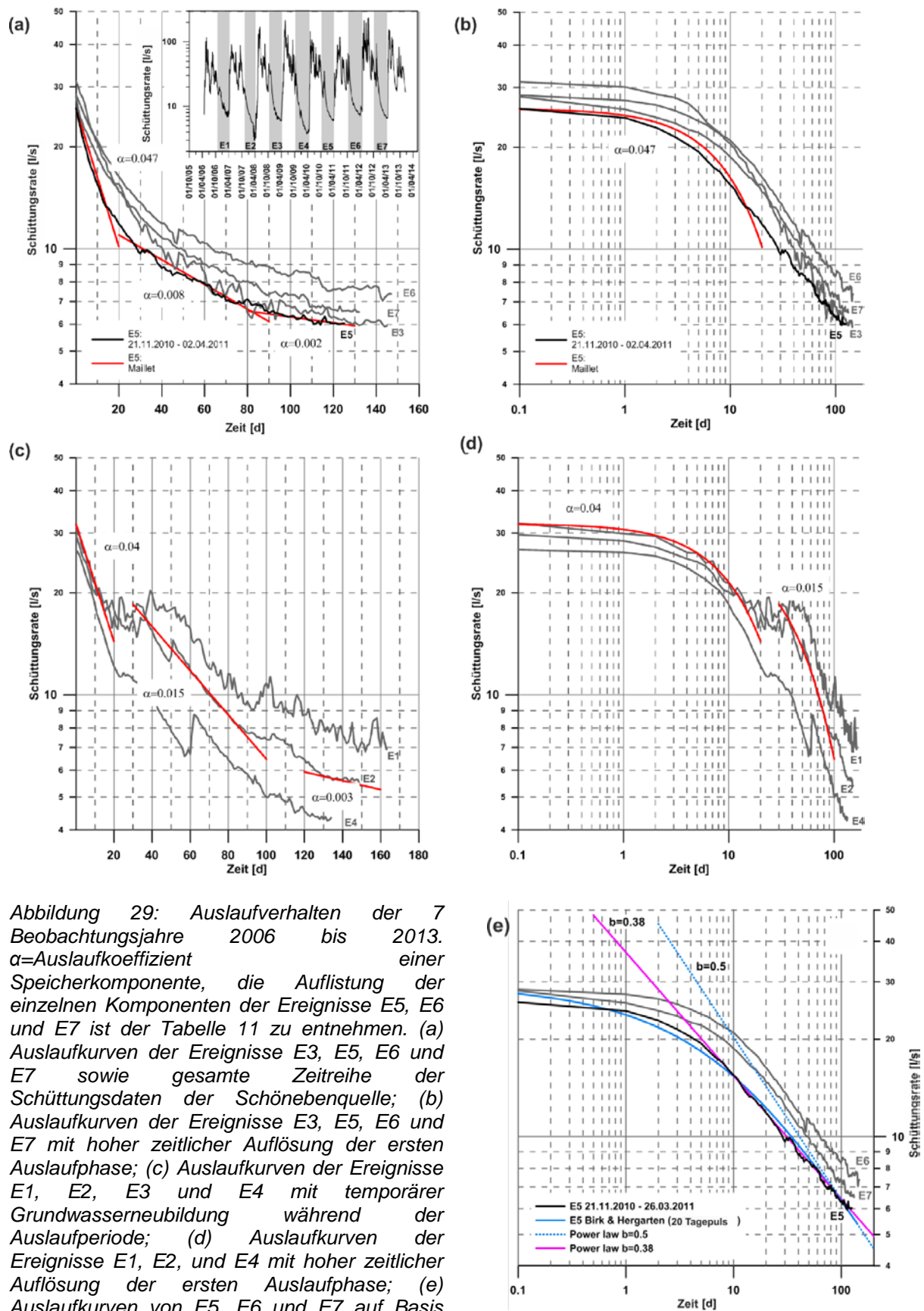


Abbildung 29: Auslaufverhalten der 7 Beobachtungsjahre 2006 bis 2013. α =Auslaufkoeffizient einer Speicherkomponente, die Auflistung der einzelnen Komponenten der Ereignisse E5, E6 und E7 ist der Tabelle 11 zu entnehmen. (a) Auslaufkurven der Ereignisse E3, E5, E6 und E7 sowie gesamte Zeitreihe der Schüttungsdaten der Schönebenquelle; (b) Auslaufkurven der Ereignisse E3, E5, E6 und E7 mit hoher zeitlicher Auflösung der ersten Auslaufphase; (c) Auslaufkurven der Ereignisse E1, E2, E3 und E4 mit temporärer Grundwasserneubildung während der Auslaufperiode; (d) Auslaufkurven der Ereignisse E1, E2, und E4 mit hoher zeitlicher Auflösung der ersten Auslaufphase; (e) Auslaufkurven von E5, E6 und E7 auf Basis eines 20 Tageniederschlagspulses nach Birk und Hergarten, 2010)

berechnet. Addiert man die bereits ausgeronnenen Wasservolumina hinzu (vgl. Gleichung 3), ergeben sich Wasservolumina von 4,1 und $5,3 \times 10^5 \text{ m}^3$, die der Grundwasserspeicher Schöneben-Blockgletscher zu Beginn des Auslaufens gespeichert hatte.

Tabelle 11: Kenngrößen der Trockenwetterfalllinien (TWL) während der Wintermonate (Abbildung 29a) mit den Auslaufkoeffizienten und Wasservolumina der einzelnen Ereignisse nach Maillet (1905). t_r =Zeitspanne der Auslaufkurve, Q_{01-03} =Anfangsschüttungen der individuellen Auslaufkomponenten zur Zeit $t=0$, Q_{re} =Schüttungswert vor dem Wiederanstieg (z.B. Schneeschmelze), α_1 =früher Auslaufkoeffizient, α_2 =mittlerer Auslaufkoeffizient und α_3 =Basisabfluss-Koeffizient, V_{01-03} =Wasservolumen während des Auslaufens berechnet mit der Anfangsschüttung und den zugeordneten Koeffizienten, V_T =Gesamtwasservolumen während des Auslaufzeitraums, V_{re} =verbleibendes Wasservolumen vor dem Wiederanstieg unter Verwendung von Q_{re} und α_3 .

TWL	Zeit	Schüttungsrate [l/s]				Auslaufkoeff. [1/d]			Volumen [mio. m ³]				
		t_r [d]	Q_{01}	Q_{02}	Q_{03}	Q_{re}	α_1	α_2	α_3	V_{01}	V_{02}	V_{03}	V_T
E3: 08.11.2008 - 02.04.2009	145	31.2	15.3	8.2	5.9	0.037	0.010	0.002	0.04	0.06	0.10	0.20	0.25
E5: 21.11.2010 – 26.03.2011	125	26.0	13.0	7.7	6.0	0.047	0.008	0.002	0.02	0.06	0.07	0.15	0.26
E6: 03.11.2011 – 27.03.2012	143	28.5	14.0	9.5	7.3	0.028	0.005	0.002	0.04	0.08	0.10	0.21	0.32
E7: 29.11.2012 – 10.04.2013	132	28.2	14.0	8.0	6.5	0.038	0.007	0.002	0.03	0.07	0.17	0.17	0.28

6.2.1.2 Analytische und numerische Prinzipmodelle

Angelehnt an Pauritsch et al. (2015) wurde untersucht, inwiefern die Aquiferparameter des Schönebenblockgletschers und geneigte Aquifere in alpinen Einzugsgebieten generell mit analytischen Modellen bestimmt werden können.

Brutsaerts analytische Lösung zur Beschreibung geneigter Aquifere wurde dazu mit numerischen Referenzmodellen verglichen, um die Anwendbarkeit der Methode zu untersuchen. Die Abweichung des simulierten Abflusses aus Gleichung 9 und dem numerischen Modell ist in Abbildung 30a für die Neigungswinkel 5, 10, 15, 20 und 25° in Kombination mit den hydraulischen Eigenschaften für feinen Sand, Silt und Ton (Tabelle 5) dargestellt. Aquifere mit besser durchlässigen Materialien wie grobem Sand und Kies sind in der verwendeten zeitlichen Auflösung nicht vernünftig darstellbar, da diese bereits in den ersten Zeitschritten trocken fallen.

Wie in Abbildung 30a zu sehen ist, können während der ersten Tage der Simulation große Unterschiede zwischen dem numerischen und dem analytischen Modell beobachtet werden.

Die Abnahme des Unterschiedes in den darauffolgenden Zeitschritten ist stark von den hydraulischen Eigenschaften des Aquifers abhängig. Schlecht durchlässige Materialien wie Ton reagieren sehr träge und erreichen eine Abweichung von kleiner 10% erst nach etwa 100 Tagen. Siltige Aquifere erreichen eine Abweichung von kleiner 10% bereits nach 3 Tagen, aber in den folgenden Zeitschritten steigt die Abweichung wieder kurzzeitig auf 25%. Danach sinkt die Abweichung wieder, erreicht 10% nach 40 Tagen und für die restliche Zeit gibt es kaum Unterschiede zwischen der analytischen Lösung und dem numerischen Modell. Die Abweichung feinsandiger Aquifere zeigt eine ähnliche Dynamik wie Aquifere mit siltigen hydraulischen Eigenschaften, aber mit einer länger andauernden und schwächer ausgeprägten Periode mit positiver Abweichung. Unterschiede der Abweichung bei unterschiedlichen Neigungswinkeln sind bei tonigen Aquiferen vernachlässigbar und werden mit steigender Durchlässigkeit signifikanter. Die großen Unterschiede in den ersten Zeitschritten können mit der Formulierung der Anfangs- und Randbedingungen erklärt werden. Die Anfangsbedingung der analytischen Lösung besagt, dass der Wasserstand an jedem Punkt der Aquifermächtigkeit entspricht und eine Randbedingung besagt, dass für Zeiten größer null der Wasserstand an der Quelle gleich null ist. Daraus resultiert bei der Quelle ($x=0$) im ersten Zeitschritt ein plötzliches Abfallen des Wasserstandes von D zu null (siehe Abbildung 10). Im numerischen Modell hingegen wird der Wasserstand der Quelle auf $0,005m$ fixiert, um die Randbedingung der analytischen Lösung nachzuahmen. Diese Randbedingung ist auch zu Beginn der Simulation aktiv, wodurch ein Unterschied zur analytischen Lösung entsteht. Wie in Abbildung 30b gezeigt ist, steigt der Kalibrations-Parameter p generell mit steigenden Neigungswinkeln an. Zusätzlich zeigt der Wert auch einen steigenden Trend mit abnehmender hydraulischer Durchlässigkeit, sodass bei einem tonigen Aquifer mit einer Steigung von 25° der Maximalwert von 1 erreicht wird. Für noch

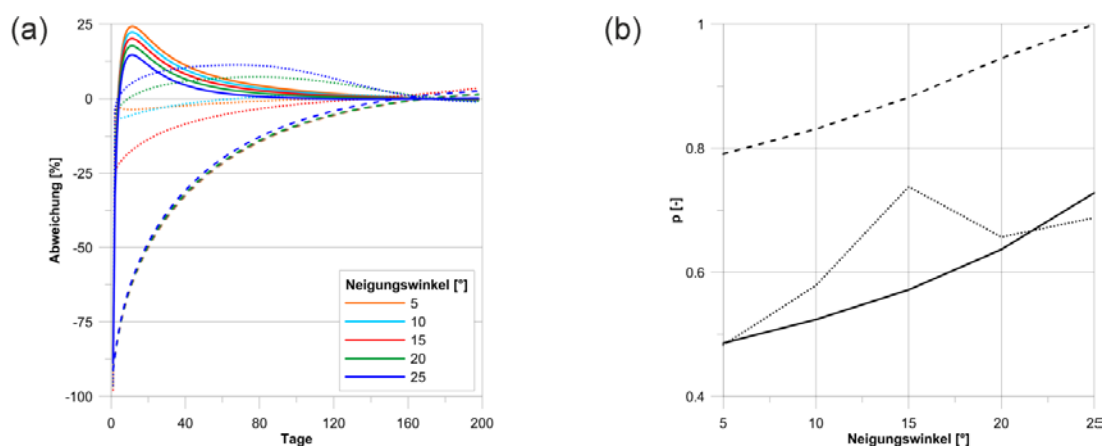


Abbildung 30: (a) Die Abweichung zwischen den analytischen und numerischen Modellen bei unterschiedlichen Neigungswinkeln und Aquifereigenschaften. (b) beschreibt die Beziehung des Kalibrations-Parameters p zu Neigungswinkel und Aquifereigenschaften. Strichlierte Linie=Ton; volle Linie=Silt; punktierte Linie=feiner Sand.

steilere Aquifere sind daher bei diesen hydraulischen Eigenschaften größere Abweichungen zu erwarten. Für besser durchlässigere Aquifere wird diese Grenze erst bei höheren Neigungswinkeln überschritten.

Plottet man in einer doppel-logarithmischen Darstellung die Schüttung gegen die Abnahme der Schüttung über die Zeit (Brutsaert und Nieber 1977), ist ersichtlich, dass der Hydrograph in eine frühe und späte Auslaufphase unterteilt werden kann (Abbildung 31). Die beiden Phasen werden von einem Übergangspunkt getrennt. Dieser ist dadurch gekennzeichnet, dass der Wasserspiegel am hinteren Ende des Aquifers bis zur Basis gesunken ist und es dadurch zu einer Änderung der Steigung der Auslaufkurve kommt (Abbildung 32). Der Übergangspunkt zeigt sich bei flachen oder schlecht durchlässigen Aquiferen als Knickpunkt und bei steileren und/oder gut durchlässigen Aquiferen als negative Spitze (kinematische Welle). In der frühen Phase passt das analytische Modell gut mit dem numerischen überein (abgesehen von den ersten Zeitschritten). In der späten Phase sind bei allen geneigten Aquiferen Unterschiede zwischen dem analytischen und numerischen Modell zu erkennen. Wie in Abbildung 32 aber zu sehen ist, ist der Aquifer zu Zeiten dieser Abweichungen bereits größtenteils trocken gefallen und hat für diese Untersuchungen keine Bedeutung mehr.

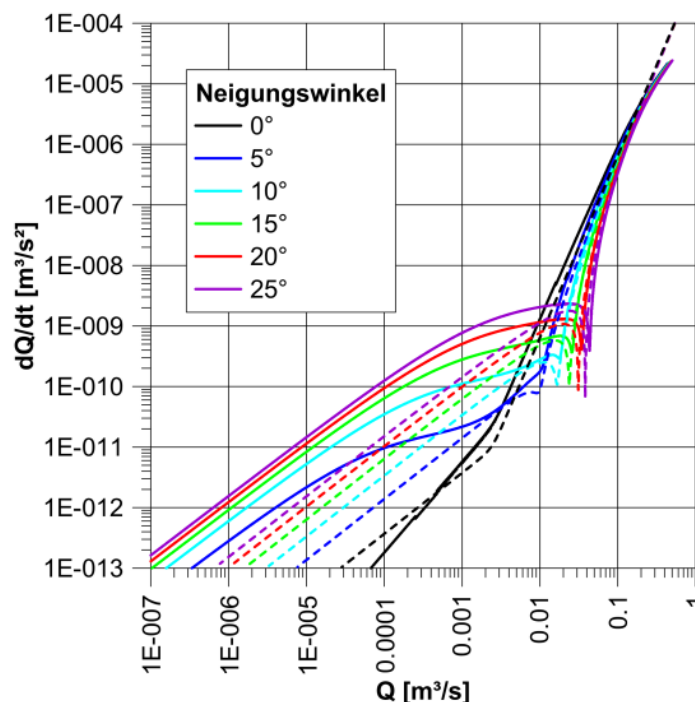


Abbildung 31: Doppel-logarithmischer Plot der Schüttung (Q) zur die Schüttungsänderung über die Zeit. Dargestellt sind die Ergebnisse des analytischen und numerischen Modells für einen fein sandigen Aquifer ($k=1 \times 10^{-5} \text{ m/s}$) und den entsprechenden Hangneigungen.

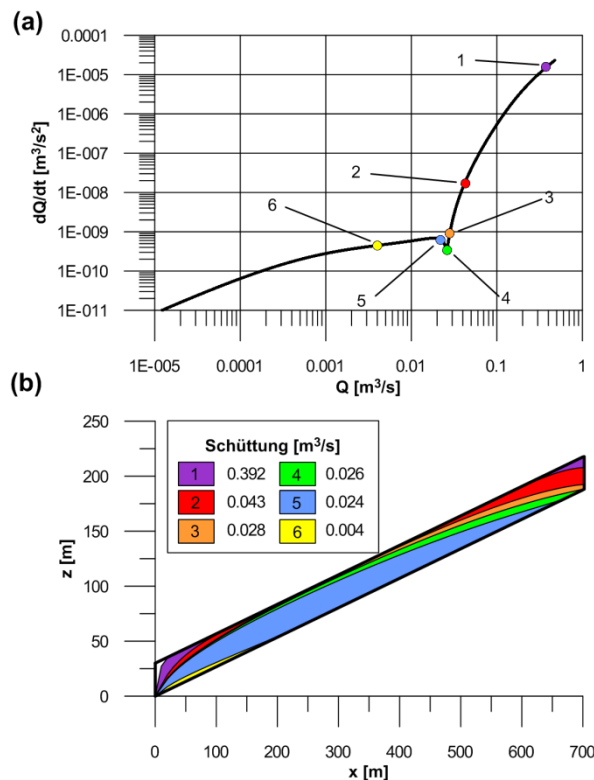


Abbildung 32: (a) Doppel-logarithmischer Plot der Schüttung (Q) zur Schüttungsänderung über die Zeit eines numerischen Modells mit einem Neigungswinkel von 15° und $k=1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$. (b) Querschnitt des Aquifers mit den Wasserspiegeln zu den in a) dargestellten Zeitpunkten. Modifiziert nach Pauritsch et al. (2015).

Unter Verwendung der in Kapitel 4.2.3 beschriebenen Dimensionen und Neigungswinkel des Schöneben-Blockgletschers erreicht man die beste Übereinstimmung des simulierten und beobachteten Auslaufverhaltens durch schluffige (fein sandige bis siltige) Aquifereigenschaften mit einer hydraulischen Leitfähigkeit von $1.4 \cdot 10^{-05} \text{ m/s}$ für den gesamten Aquifer (Pauritsch et al., 2015) bzw. $1.5 \cdot 10^{-04} \text{ m/s}$ bei alleiniger Betrachtung des übertieften Bereichs. Die simulierte Auslaufkurve unter alleiniger Berücksichtigung des übertieften Bereichs zeigt nach etwa 100 Tagen eine stärker werdende Abnahme der Schüttungsraten an, was auf ein beginnendes Trockenfallen des Aquifers hindeutet. Dieses Resultat zeigt, dass der übertiefte Bereich alleine nicht die notwendigen Speicherkapazitäten aufweisen kann und somit auch andere Teilbereiche des Blockgletschers zum Gesamtaquifer beitragen. Es ist aber zu beachten, dass auch die Dynamik der simulierten Auslaufkurve unter Berücksichtigung des gesamten Blockgletscherbereiches noch deutlich von den gemessenen Daten abweicht (Abbildung 33a).

Eine mögliche Ursache für die unterschiedliche Dynamik der Auslaufkurven könnte eine vertikale Heterogenität des Aquifers sein. Wie Abbildung 33b zeigt, wird vor allem bei einer vertikalen Heterogenität mit einer hohen Durchlässigkeit der obersten Schicht von $1 \cdot 10^{-03} \text{ m/s}$ der Übergang von der anfänglich konstanten zur später exponentiell abnehmenden

Schüttung verzögert. Bei einer geringeren Durchlässigkeit der Deckschicht von $1 \times 10^{-05} \text{ m/s}$ ändert sich die Dynamik der Auslaufkurve im Vergleich zu einem homogenen Aquifer kaum und es werden lediglich die absoluten Schüttungsraten verringert (siehe die Auslaufkurven für hydraulische Leitfähigkeiten von 10^{-05} bis 10^{-07} m/s in Abbildung 33b). Durch die Modell-Diskretisierung in zehn Schichten mit jeweils unterschiedlicher hydraulischer Leitfähigkeit (aus Gleichung 11 bzw. 12 bestimmt), entsteht eine wellige Schüttungsabnahme, wobei jede Welle aufgrund der Änderung der hydraulischen Leitfähigkeit von Schicht zu Schicht entsteht. Bei einer exponentiellen Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit nimmt sie in den oberen Schichten deutlich stärker ab als bei einer Abnahme mit einer Potenzfunktion. Dadurch verstärkt sich dieser wellenförmige Effekt bei hohen Wasserständen in der Anfangsperiode bei exponentieller Abnahme, während bei einer Abnahme mit dem Potenzgesetz der Effekt kontinuierlicher auftritt. Die wellenförmige Abnahme der Schüttung ist in der Realität nicht bemerkbar, was aber nicht unbedingt bedeutet, dass es keine Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit gibt. Es könnte sehr wohl eine fließende Abnahme vorhanden sein, da die einzelnen Wellen nur einen Übergang des Wasserstandes von einer Modellschicht zur nächsten, d.h. das Trockenfallen einer Schicht repräsentieren.

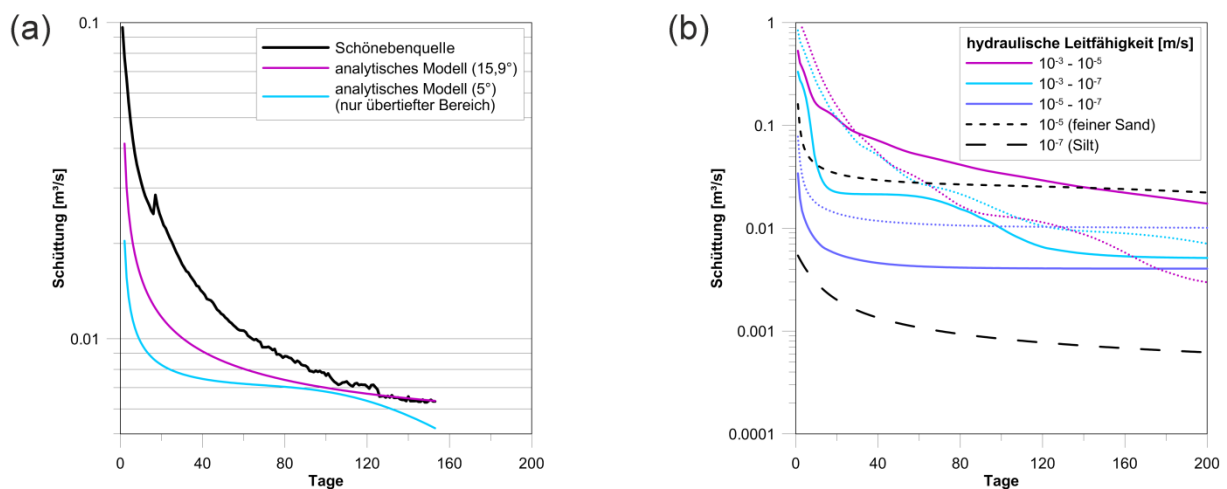


Abbildung 33: (a) Basisabfluss der Schönebenquelle von November 2012 bis April 2013 und simulierte Abflüsse des analytischen Modells. (b) Vergleich von Auslaufkurven homogener (schwarz strichlierte Linien) und vertikal heterogener Aquifere. Volle Linien: exponentielle Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit (Gleichung 11); Punktierte Linien: Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit nach dem Potenzgesetz (Gleichung 12).

Die Aquiferform hat ebenfalls Auswirkungen auf die Dynamik der Auslaufkurve. Divergierende Seitengrenzen resultieren bei gut durchlässigen Materialien in einem früheren Trockenfallen der Zellen an der oberen Grenze des Aquifers, wodurch die Abnahme der Schüttung beschleunigt wird (Abbildung 34a). Bei schlechter durchlässigen Materialien wie Silt oder Ton ist der Einfluss der Aquiferform vernachlässigbar. Bei konvergierenden

Seitengrenzen zeigt sich durch den sich verengenden Aquifer ein Aufstauen des Grundwassers in den vorderen Bereichen. Dadurch erhöht sich bei der Quelle das hydraulische Potential und die Schüttungsrate nimmt zu. Da die Wasserstände nahe der Quelle die Oberfläche des Modells übersteigen, handelt es sich hierbei nur um theoretische Abflüsse. Um realistische Auslaufkurven eines solchen Systems zu simulieren und den Verengungseffekt zu kompensieren, müsste ein heterogener Aufbau mit einer zur Quelle hin steigenden hydraulischen Leitfähigkeit in Betracht gezogen werden. Da der Schöneben-Blockgletscher eine unregelmäßige Form aufweist, handelt es sich um eine Kombination der untersuchten Formen mit divergierenden Zonen im oberen Bereich und konvergierenden Seitengrenzen nahe der Quelle. Wie die Ergebnisse eines konvergenten Aquifers zeigen, muss daher der quellnahe Bereich des Schöneben-Blockgletschers besser durchlässig sein, um den geringer werdenden Querschnitt des Aquifers zu kompensieren.

Die Untersuchung des Aquiferbasis-Profiles in Längsachse zeigt, dass sich die Schüttungsganglinien gerader, konkaver und konvexer Formen nur geringförmig voneinander unterscheiden (Abbildung 34b). Konkav geformte Aquifere zeigen vor allem bei höherer Durchlässigkeit wie z.B. feinem Sand einen schnelleren Übergang zur Periode mit exponentiell abnehmender Schüttung. Konkav geformte Aquifere weisen eine etwas höhere Schüttung auf und die Dynamik der Auslaufkurve passt besser zur Auslaufkurve des Schöneben-Blockgletschers.

Die Anfangsbedingung hat besonders große Auswirkungen auf die Dynamik der Auslaufkurve. Es zeigt sich, dass die zu beobachtende Schüttungsabnahme der ersten Tage nur bei den Anfangsbedingungen von Brutsaerts analytischer Lösung vorhanden sind (Abbildung 34c). Bei einem stationären Zustand mit konstanter Grundwasserneubildung entlang der oberen Grenze treten bereits zu Beginn der Simulation konstante Schüttungsraten auf (Abbildung 34d, ausgenommen grober Sand). Eine stationäre Anfangsbedingung mit einer konstanten, homogen über den Aquifer verteilten Grundwasserneubildung resultiert in nahezu konstanten Schüttungen bei geringer Durchlässigkeit und linear abnehmenden Schüttungsraten bei hoher hydraulischer Leitfähigkeit (Abbildung 34e). Ein Vergleich der drei Anfangsbedingungen verdeutlicht die auftretenden Unterschiede (Abbildung 34f). Der Unterschied entsteht, da bei komplett gesättigten Aquiferen während der ersten Zeitschritte ein Abfallen des Wasserstandes nahe der Quelle stattfindet und die Schüttungsrate während dieser Zeit erhöht ist. In Abhängigkeit der hydraulischen Eigenschaften nähert sich die Schüttung danach aber den Schüttungen der anderen Anfangsbedingungen an.

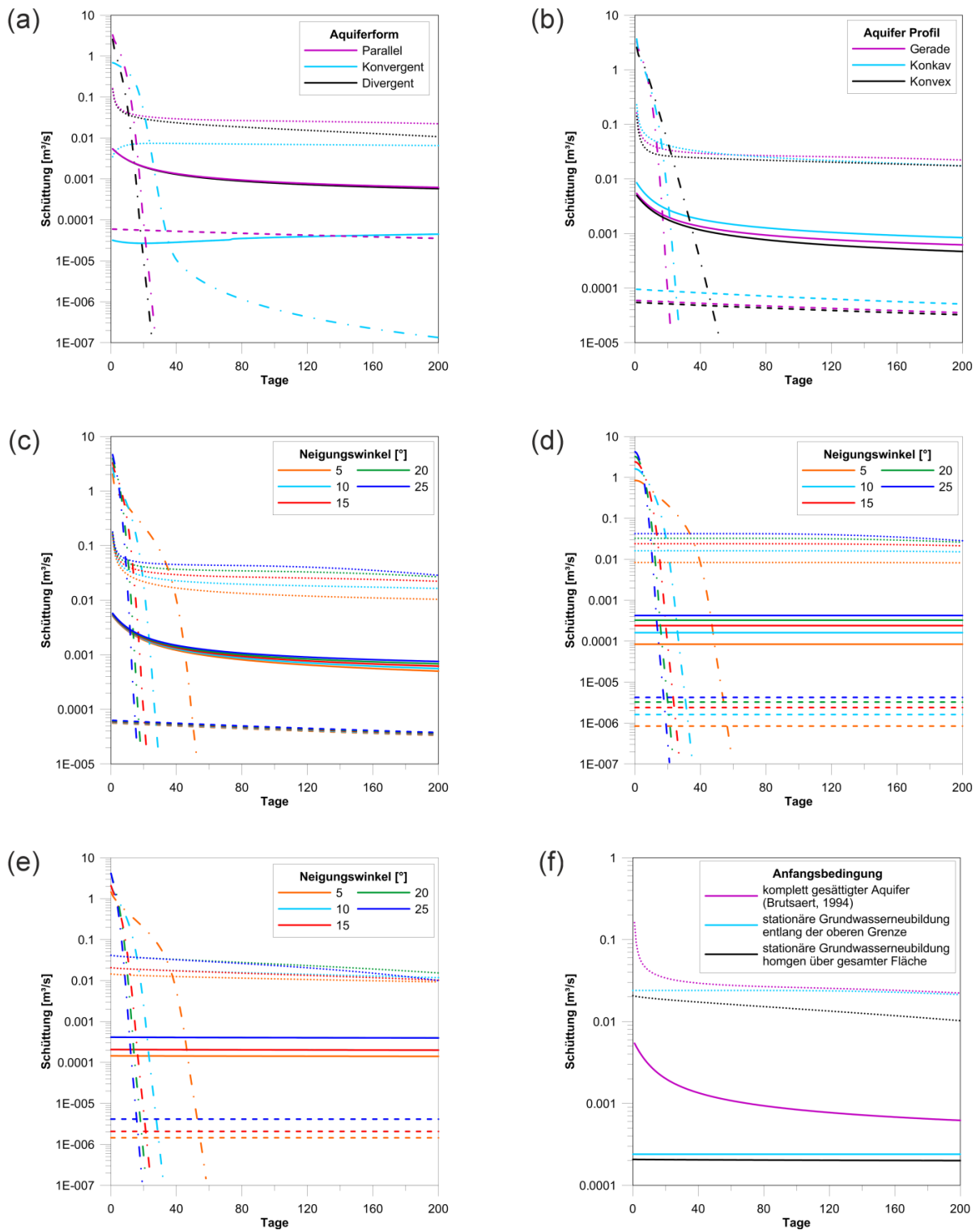


Abbildung 34: (a) Simulierte Auslaufkurven von 15° geneigten Aquiferen mit unterschiedlichen Aquiferformen. (b) Schüttungsganglinien von 15° geneigten Aquiferen mit gerade, konkav und konvex geformten Aquiferbasis-Profilen. (c) Numerisch simulierte Auslaufkurven eines geneigten Aquifers mit Randbedingungen entsprechend der analytischen Lösung von Brutsaert (1994). (d) Numerisch simulierte Auslaufkurven eines geneigten Aquifers mit einer stationären Anfangsbedingung mit konstanter Grundwasserneubildung entlang der oberen Grenze. (e) Numerisch simulierte Auslaufkurven eines geneigten Aquifers mit einer stationären Anfangsbedingung mit konstanter, homogener verteilter Grundwasserneubildung. (f) Vergleich der untersuchten Anfangsbedingungen bei einem Neigungswinkel von 15°. Für alle Abbildungen gilt: Strich-punktierte Linie=grober Sand; punktierte Linie=feiner Sand; volle Linie=Silt; strichlierte Linie=Ton.

Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigen, dass die Methode auch noch bei großen Neigungswinkeln funktioniert und dass sie daher für Aquifere in alpinen Einzugsgebieten angewendet werden kann. Eine ausführliche Diskussion darüber findet sich in Pauritsch et al. (2015). Die unterschiedliche Dynamik der gemessenen und simulierten Auslaufkurven kann mehrere Ursachen haben, die sich nicht genauer differenzieren lassen. Ein entscheidender Faktor ist jedoch die Anfangsbedingung des Modells. Da die Anfangsbedingungen in der Realität aber unbekannt sind, kann zur Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit nur das Langzeitverhalten untersucht werden, bei dem die Anfangsbedingungen keinen oder nur noch einen geringen Einfluss ausüben. Ein Vergleich dieses analytischen Ansatzes und 2 weiteren (hier nicht näher diskutiert) mit den Abflussdaten des Schöneben-Blockgletschers erlaubt eine Abschätzung der hydraulischen Eigenschaften (Pauritsch et al., 2015). Die resultierende hydraulische Leitfähigkeit des Blockgletschers von $1.4 \times 10^{-05} \text{ m/s}$ weist auf feinsandige Aquifereigenschaften hin und es kann gezeigt werden, dass nur der übertiefte Bereich des Blockgletschers alleine nicht über die notwendigen Speicherkapazitäten verfügt und somit auch andere Bereiche des Blockgletschers zum Basisabfluss beitragen müssen.

6.2.1.3 Natürliche Tracer Schönebenquelle

Das Quellwasser weist eine durchschnittliche Jahrestemperatur von $2,2^\circ\text{C}$ auf und schwankt saisonal zwischen $1,9^\circ\text{C}$ und $2,4^\circ\text{C}$, wobei die höchsten Werte im Spätsommer und die niedrigsten im Spätwinter auftreten. Die Wassertemperatur zeigt eine Verzögerung der saisonalen Temperaturminima und Temperaturmaxima gegenüber der bei der S-AWS gemessenen Lufttemperatur (Abbildung 35) von 60-110 bzw. 120-150 Tagen. Verglichen werden hierbei die Anstiege und Abfälle der Temperaturen nach den Minima bzw. Maxima, da die Spitzen v.a. bei den Maxima nicht eindeutig definiert werden können. Zusätzlich muss erwähnt werden, dass die durchschnittliche Wassertemperatur ($2,2^\circ\text{C}$) ungefähr der mittleren Lufttemperatur des Einzugsgebiets entspricht, basierend auf den Daten der beiden Temperatursensoren (S-AWS und S-ATH) und einem Temperaturgradienten von $0,57^\circ\text{C}/100\text{m}$ Seehöhe nach Taucher (2010) ($\sim 2,1^\circ\text{C}$).

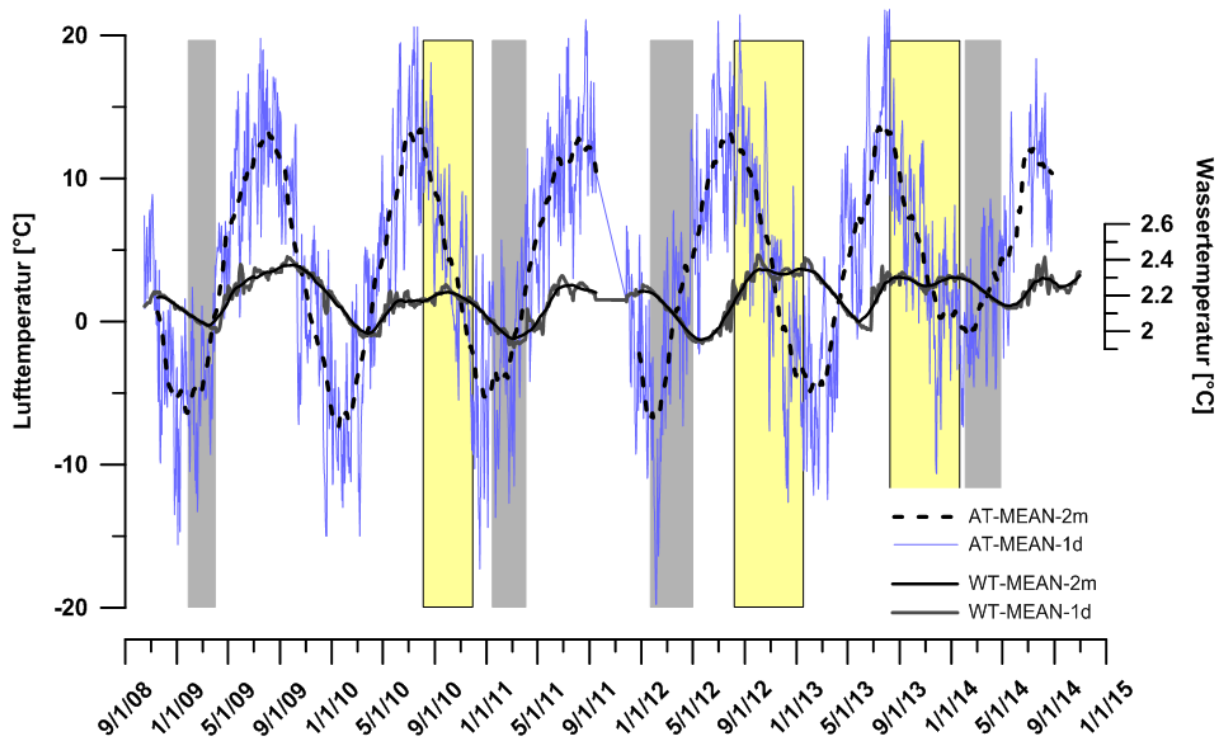


Abbildung 35: Zeitreihen der Quellwasser- und Lufttemperaturen der Schönebenquelle und der S-AWS. AT=Lufttemperatur, WT=Wassertemperatur, MEAN-2m=zweimonatiges gleitendes Mittel, MEAN-1d=gleitendes Tagesmittel; Zeitverzögerung bei Temperaturmaximum (gelbe Flächen ca. 120-150 Tage), Zeitverzögerung bei Temperaturminimum (graue Flächen ca. 60-110 Tage)

Die Werte der elektrischen Leitfähigkeit des Quellwassers schwanken zwischen 35 und 61 $\mu\text{S}/\text{cm}$, wobei die höchsten Werte im Spätwinter während des Basisabflusses und die niedrigsten im Sommer nach Niederschlagsereignissen auftreten. Detailanalysen einzelner Niederschlagsereignisse ergaben Minima der Wassertemperatur und der elektrischen Leitfähigkeit ca. 2 Stunden nach der maximalen Grundwasserneubildung (maximaler Anstieg der Schüttung im ansteigenden Teil des Hydrographen). 23 Einzelniederschlagsereignisse wurden unter Verwendung von Gleichung 5 näher untersucht, um den prozentuellen Anteil des Niederschlagswassers und des länger gespeicherten Grundwassers zu berechnen. Das Wasser nach einem Niederschlagsereignis (Hydrograph des N-Ereignisses) setzt sich durchschnittlich aus 18% +/-5% sehr kurz gespeichertem Grundwasser und 78% +/-5% länger gespeichertem Grundwasser aus dem Blockgletscher zusammen (Abbildung 36). Der maximale Anteil an kurz gespeichertem Wasser tritt ca. 1 Stunde nach der höchsten Schüttungsrate auf und kann kurzfristig bis zu 56% erreichen.

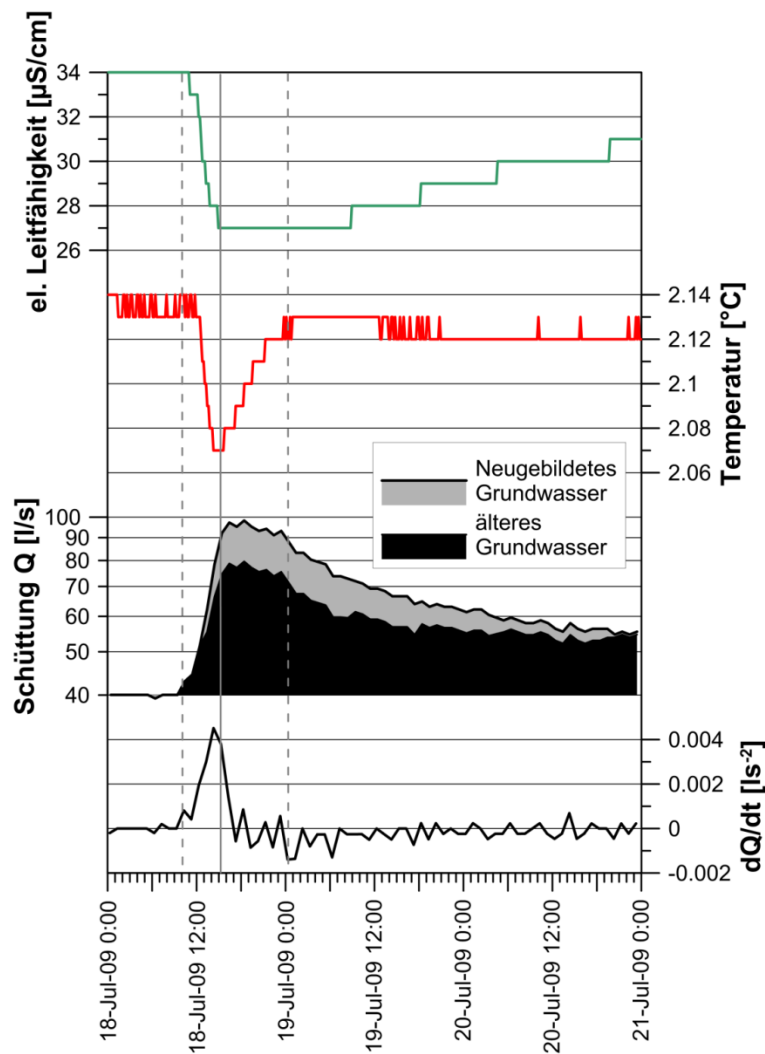


Abbildung 36: Hydrograph nach einem Niederschlagsereignis mit der Ganglinie der elektrischen Leitfähigkeit, Wassertemperatur, Trennung der beiden Mischkomponenten in kurz und lang gespeichertes Grundwasser und die Schüttungsänderung (dQ/dt).

Auffallend ist die unterschiedliche Regenerationsdauer der Wassertemperatur und der elektrischen Leitfähigkeit nach einem Niederschlagsereignis. Während die Wassertemperatur nach ca. einem halben Tag ihre Ausgangstemperatur erreicht hat, dauert die Erholungsphase der elektrischen Leitfähigkeit bis zu drei Tage. Das unterschiedliche Verhalten kann darauf zurückgeführt werden, dass die elektrische Leitfähigkeit wie ein konservativer und die Wassertemperatur wie ein reaktiver Tracer zu betrachten ist. Die elektrische Leitfähigkeit ergibt sich aus der Mischung der beiden nicht reaktiven Komponenten, dem kurz gespeicherten Grundwasser mit einer sehr niedrigen Leitfähigkeit und dem länger gespeicherten Grundwasser mit einer deutlich höheren Leitfähigkeit. Bei der Wassertemperatur ist neben der Mischung von zwei Komponenten auch die thermische Wechselwirkung mit dem Untergrund zu berücksichtigen. Ein Vergleich der Wassertemperatur zur Luft- und Blockschutttemperatur während eines

Niederschlagsereignisses ist in Abbildung 37 dargestellt. Es sind nur die Blockschutttemperaturen der Messstation S-MTD1 dargestellt (GT und GST), da die Wassertemperatur als reaktiver Tracer zu betrachten ist und die kurzzeitige Abnahme der Wassertemperatur nur durch das in der näheren Umgebung der Quelle infiltrierende Niederschlagswasser bewirkt werden kann. Die Wassertemperatur beträgt vor dem Grundwasserneubildungsereignis $2,08^{\circ}\text{C}$ und beginnt ca. 4h nach Beginn des Niederschlages zu sinken. Das Wassertemperatur-Minimum wird nach ca. 8h erreicht und beträgt $2,01^{\circ}\text{C}$. Zu diesem Zeitpunkt wurde ein Schüttungsanteil des neugebildeten Grundwassers von 31% ermittelt. Unter der Annahme, dass die Temperaturschwankung nur durch das neugebildete Grundwasser erzeugt wird und durch den Grundwasserneubildungspuls kein altes Grundwasser aus einer kälteren Zone mobilisiert wird, lässt sich eine Wassertemperatur des neugebildeten Grundwassers von $1,85^{\circ}\text{C}$ bestimmen. Da die Lufttemperatur zur Zeit des Niederschlages bei $4-5^{\circ}\text{C}$ liegt, muss sich das Niederschlagswasser auf dem Weg durch den Blockschutt abkühlen. Allerdings liegen die Messwerte der GT Sensoren deutlich zu hoch um eine derartige Abkühlung des Niederschlagswassers zu erreichen. Ein tiefer reichender Kühleffekt des groben Blockschutts konnte mit den bestehenden Daten nicht verifiziert werden, jedoch zeigten Harris und Pedersen (1998) in einem Untersuchungsgebiet in Kanada, dass die mittlere jährliche Bodentemperatur in Blockschutt durch zirkulierende Luft um bis zu $4-7^{\circ}\text{C}$ kühler sein kann als in erdigen Mineralböden. Dadurch ist eine Blockschutttemperatur von unter 2°C in tieferen Schichten des Blockgletschers durchaus möglich. Erste Untersuchungen der Luftzirkulation in den groben oberen Schichten des Schöneben-Blockgletschers deuten auf vergleichbare Verhältnisse hin (Kellerer-Pirkelbauer et al., 2015), jedoch steht eine diesbezügliche detaillierte Analyse noch aus.

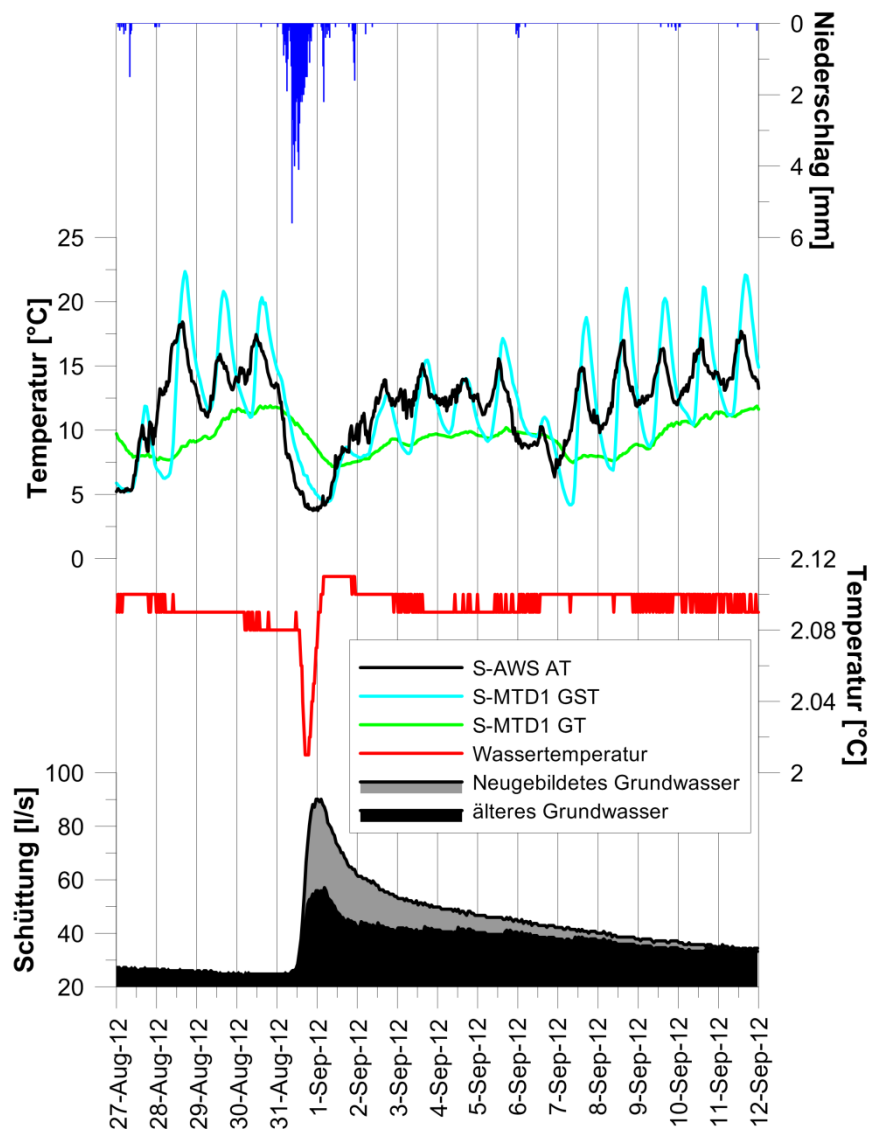


Abbildung 37: Wassertemperaturspitze nach einem Grundwasserneubildungsereignis im Vergleich zu den zeitgleichen Luft- und Blockschuttemperaturen sowie zum Niederschlag.

6.2.1.4 Isotopenanalysen

Die Isotopendaten zeigen deutlich, dass die Schöneben- und Dürrtalquellen ausschließlich von Niederschlagswässern der darüber gelegenen Einzugsgebiete gespeist werden (Abbildung 38). Die Werte der Quellen liegen auf der lokalen Meteoric Water Line (MWL), die im konkreten Fall einen nahezu identen Verlauf mit der globalen MWL (GMWL) aufweist ($\delta^2\text{H}=8 \times \delta^{18}\text{O} + 10 \text{‰}$).

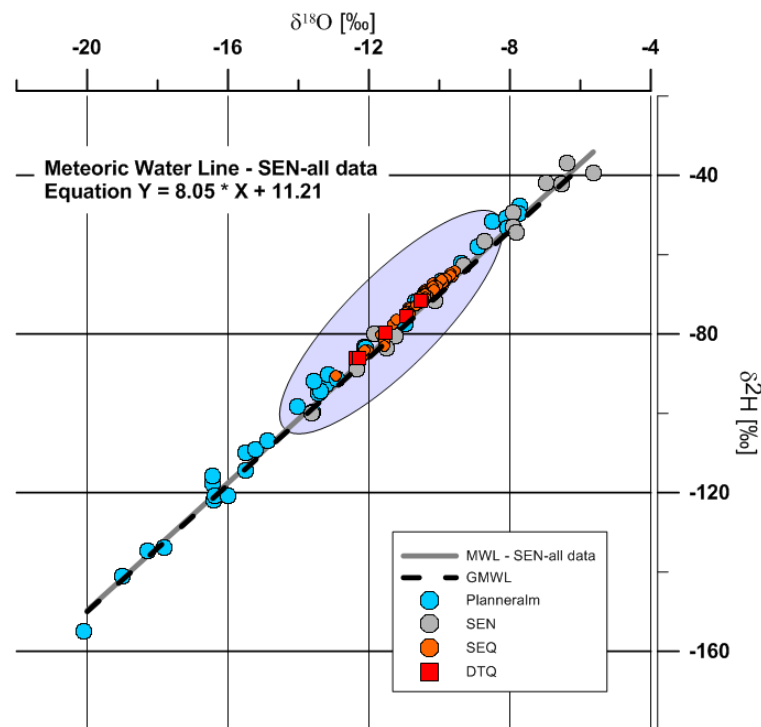


Abbildung 38: Isotopendaten des Niederschlagswassers an der Wetterstation S-AWS (SEN), der Quellwässer Schönebenquelle (SEQ) und Dürrtalquelle (DTQ) im Verhältnis zur lokalen (MWL) und globalen "Meteoric Water Line" (GMWL). Zusätzlich sind die Niederschlagsdaten der Station Planneralm angeführt, damit die gesamten saisonalen Schwankungen für die lokale MWL erfasst sind.

Die Isotopenwerte der beiden Quellen streuen deutlich geringer als die saisonal bedingte Streuung der Niederschlagswerte (Abbildung 39), was auf eine gute Durchmischung und Speicherung der Niederschlagswässer im Aquifer hinweist. Die Isotopendaten können zur Berechnung einer mittleren Verweilzeit (MRT = mean residence time) herangezogen werden. Ein einfacher Sinusfunktions-Ansatz für die $\delta^{18}\text{O}$ -Isotope (z.B. Stichler und Herrmann, 1983; McGuire und McDonnell, 2006) wurde hierbei angewandt, wobei für den Niederschlag auch die Daten der Planneralm-Station Eingang gefunden haben, mit der Annahme dass die SEN Station ein vergleichbares Verhalten zeigt. Die Funktion des Ausgangssignals basiert auf den Isotopendaten der SEQ. Die sich somit ergebende mittlere Verweilzeit konnte mit 0.6 Jahren (etwa 7 Monaten) angegeben werden (Winkler et al., 2016).

Im Zuge des Tracerversuchs im Sommer 2012 wurden Wasserproben in Zeitintervallen von 4-12 Stunden zwischen 31. August und 11. September genommen. Die zeitlich hoch aufgelöste Probenahme ermöglichen eine Abflusskomponententrennung mit Hilfe der Isotopensignatur zwischen Niederschlagswasser und länger gespeichertem Grundwasser (Abbildung 40). Basierend auf der Kenntnis der Isotopenkonzentrationen beider nicht reaktiver Mischungskomponenten (Niederschlagswasser und länger gespeichertes

Grundwasser) wurden mittels Gleichung 13 (Wels et al. 1991) die Abflussanteile beider Mischkomponenten berechnet.

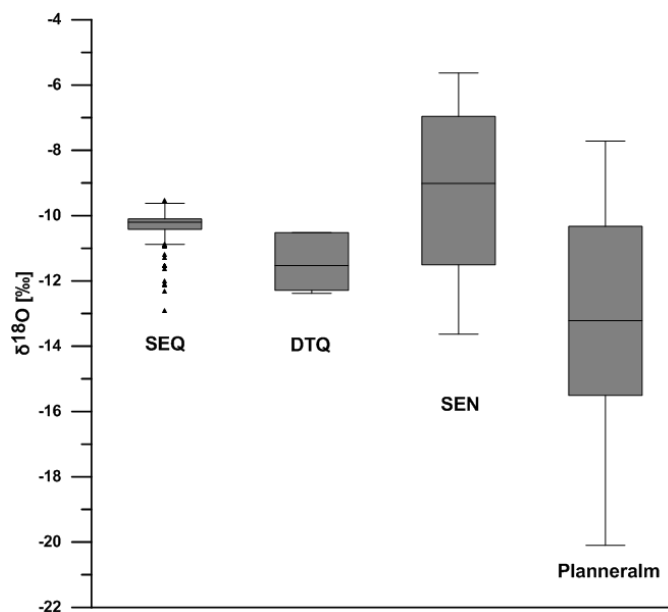


Abbildung 39: Isotopenverteilung der beiden Quellwässer SEQ und DTQ im Vergleich zu den saisonal bedingten Schwankungen der Niederschlagsstationen S-AWS (SEN) und Planneralm (ANIP, 2007).

Die Auswertung der Isotopendaten ergibt ca. 13% sehr kurz im Untergrund gespeichertes Grundwasser und ca. 87% länger gespeichertes Grundwasser (Abbildung 40). Im Vergleich dazu zeigt die Berechnung basierend auf der elektrischen Leitfähigkeit 17% und 83% Wasser der kurz gespeicherten bzw. länger gespeicherten Komponente. Unter Berücksichtigung der im Vergleich zur elektrischen Leitfähigkeit geringen zeitlichen Auflösung der Isotopenproben stimmen die Ergebnisse gut überein. Die Abflusskomponententrennung auf Basis der Isotopendaten bestätigt die Ergebnisse der Auswertung der elektrischen Leitfähigkeit weiterer 22 Grundwasserneubildungsereignisse, die von der Schönebenquelle ausgewertet wurden (siehe Kapitel 6.2.1.3).

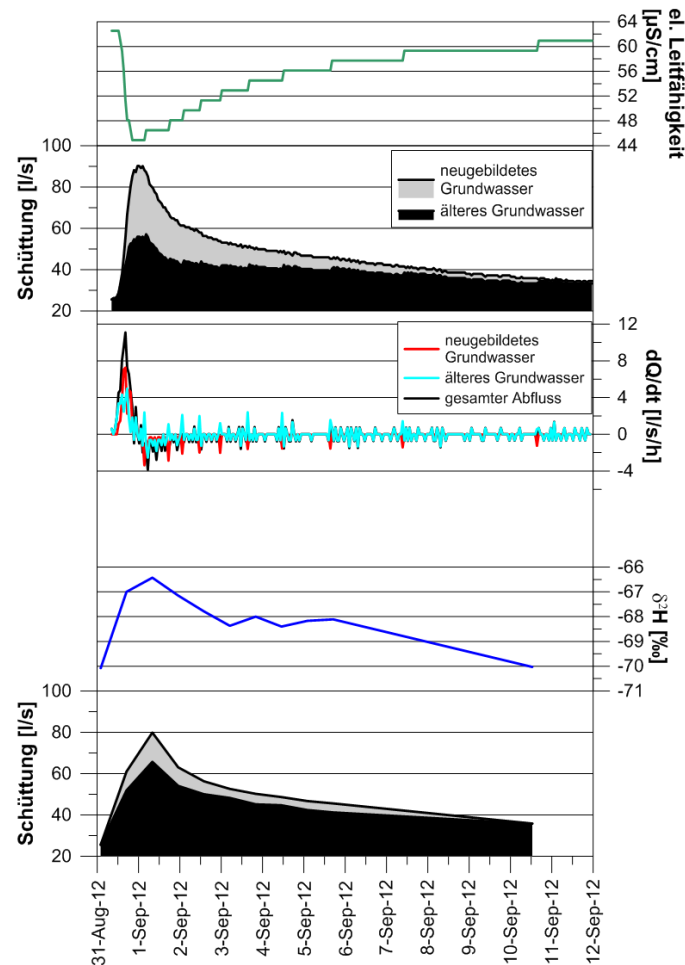


Abbildung 40: Abflusskomponententrennung basierend auf Isotopenproben und elektrischer Leitfähigkeit für das Grundwasserneubildungsereignis August/September 2012. Modifiziert nach Winkler et al. (2016).

6.2.1.5 Künstliche Tracer Schönebenquelle

Die Ergebnisse des Tracerversuchs 2009 (Winkler et al., 2012) zeigen ein Erstauftreten des Uranins und die Spitze der Tracerkonzentration nach ca. 50 Tagen bzw. ca. 100 Tagen (+/- 15 Tage). Unter Berücksichtigung eines hydraulischen Gradienten von 0,224 (Distanz von 670m zwischen T-IP2 und SEQ und einer 150m Höhendifferenz) und einer Porosität von 0,2 ergibt dies bei Anwendung des Darcy-Gesetzes eine hydraulische Durchlässigkeit von ca. $7 \times 10^{-05} \text{ m/s}$. Dies entspricht einem feinsandigen, leicht schluffigen Aquifermaterial. Der Versuch im Jahre 2009 zeigte auch, dass ein geringer Abfluss aus dem Einzugsgebiet zum benachbarten Postlleitenbach vorliegt (Winkler et al., 2012).

Die Auswertung des Tracerversuchs 2012 ergab eine Wiederfindungsrate der bei T-IP1 (ca. 300m von SEQ entfernt) in den Untergrund eingebrachten Farbstoffe (Abbildung 7) von ca. 70% für Eosin und ca. 22% für Sulphorhodamin B. Der Tracer Uranin, der an der Stelle T-IP2 (ca. 670m von SEQ entfernt) eingespeist wurde, konnte während der gesamten

Beobachtungszeit (bis Sommer 2013) nicht nachgewiesen werden. Eine mögliche Erklärung könnte sein, dass der Tracer sehr lange in der ungesättigten Zone verblieb und ständig nur in geringer Menge abgegeben wurde, sodass die Konzentration an der Quelle unter der Nachweisgrenze blieb. Die Durchgangskurven der beiden Tracer von T-IP1 aus dem Versuch 2012 sind in Abbildung 41 dargestellt. Bereits ca. 2-3 Stunden nach der Tracereingabe konnten beide Farbstoffe an der Quelle detektiert werden. Es zeigt sich bei jeder hydraulischen Anregung bis zum Winter 2012/2013 eine Mobilisierung der beiden Tracer mit einem raschen Konzentrationsanstieg innerhalb weniger Stunden (2-4 Std.) und einem langsameren Abfall der Konzentrationswerte, wobei eine stetig abnehmende Absolutkonzentration festgestellt werden konnte. Eine letzte stärkere Mobilisierung ist aufgrund der massiven hydraulischen Anregung zur Zeit der Schneeschmelze 2013 zu erkennen.

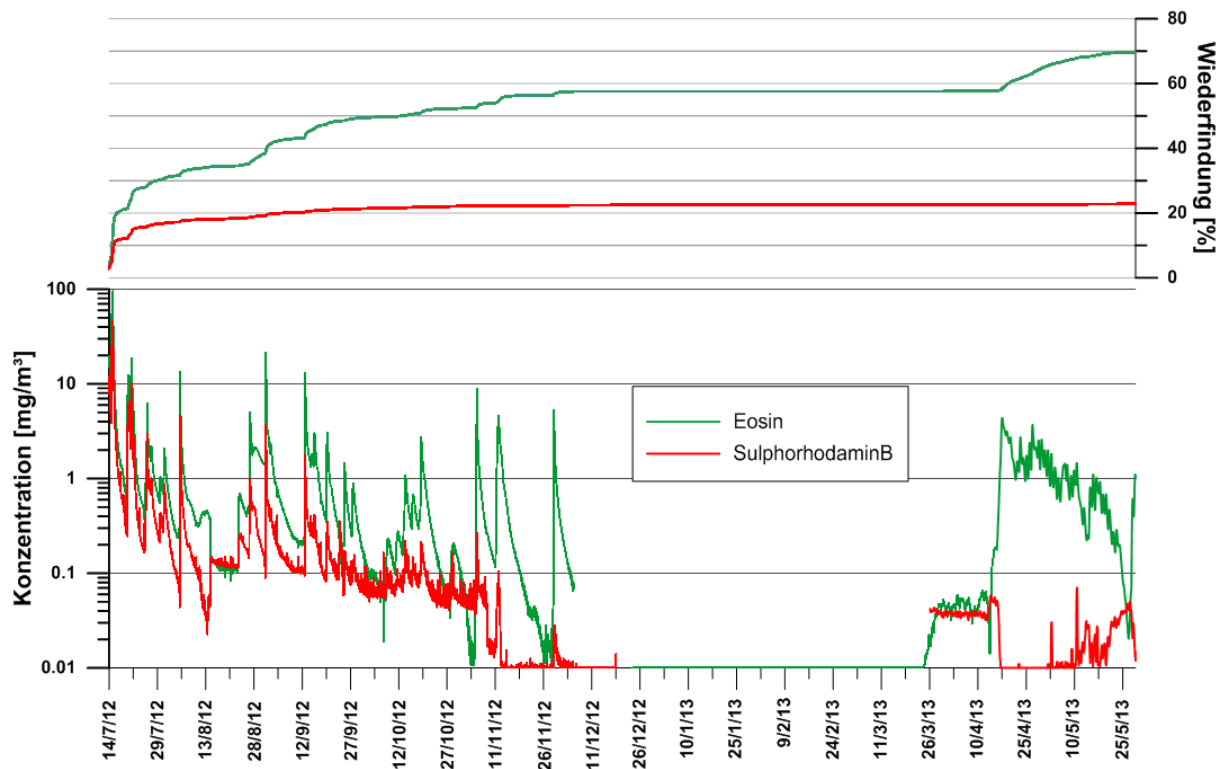


Abbildung 41: Tracerdurchgangskurven und kumulative Wiederfindung beider Tracer. (modifiziert nach Winkler et al., 2016)

Wie in Abbildung 42 ersichtlich ist, tritt über den gesamten Beobachtungszeitraum etwa 2-4 Stunden nach einer maximalen Schüttungsänderung (dQ/dt) die maximale Änderung in der Tracerkonzentration (dC/dt) auf. Dieses Verhalten zwischen hydraulischer Anregung und Tracerkonzentrationsspitzen deutet darauf hin, dass der Tracer in einer konstanten Entfernung zur Quelle gespeichert ist, bei jeder hydraulischen Anregung mobilisiert wird und

somit mit einer konstanten Verzögerung an der Quelle ankommt. Konzeptionell könnte dies eine Schwelle an der Aquiferbasis zwischen einem größeren übertieften Bereich als Speicher und der Quelle sein, wobei es bei jeder hydraulischen Anregung zu einem vermehrten Mobilisieren des Tracers aus dem übertieften Speicher kommt.

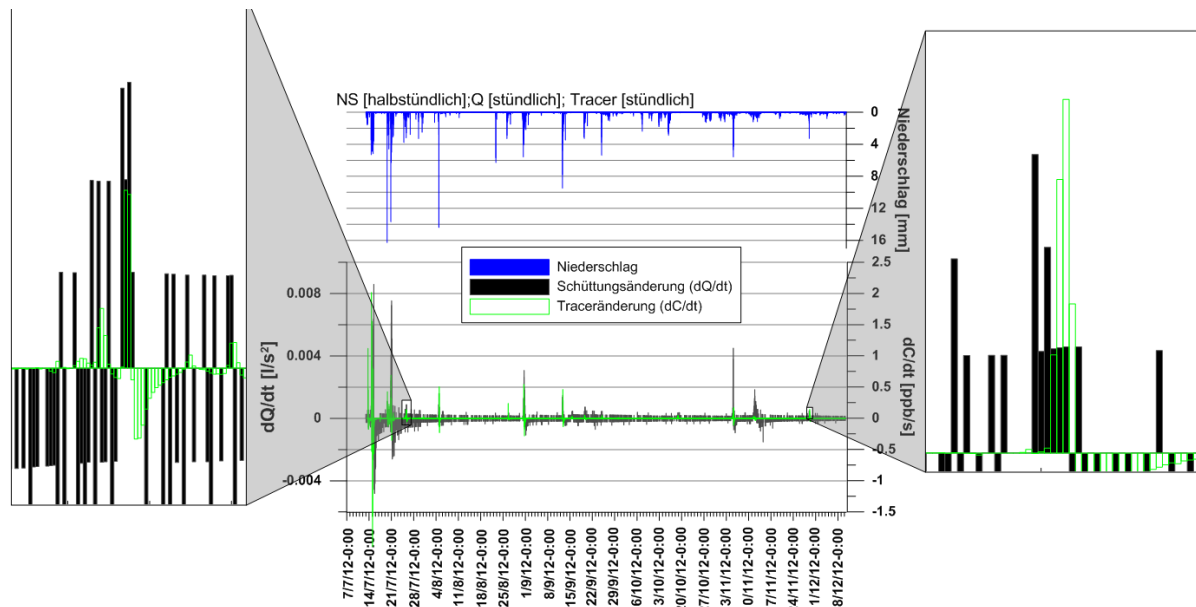


Abbildung 42: Konzentrationsänderung des Tracers Eosin (grüne Balken) im Vergleich zu Schüttungsänderung (schwarze Balken) und Niederschlagsverteilung (blaue Balken). Modifiziert nach Winkler et al. (2016).

Basierend auf einer Entfernung von 350m zwischen T-IP1 zur Quelle und einer Zeitverzögerung von 3 Stunden kann für die schnelle Abflusskomponente daraus eine Abstandsgeschwindigkeit von ca. 0,032m/s errechnet werden. Unter der Annahme einer Porosität von 0,2 und einem hydraulischen Gradienten von 0,14 ergibt sich eine hydraulische Durchlässigkeit von 0,046m/s. Aufgrund der Unsicherheiten der Ausgangsdaten muss dieser Wert als Größenordnung betrachtet werden, diese hydraulische Durchlässigkeit entspricht einem Lockergestein mit Korngrößen von Kies und größer.

6.2.1.6 Vergleich Schönebenquelle mit Dürrtalquelle

Die Wassertemperaturen beider Quellen zeigen deutliche saisonale Schwankungen, wobei die Wassertemperatur der Dürrtalquelle im Schnitt um ca. 0,5°C höher liegt (Abbildung 43). Hingegen ist die Lufttemperatur des Einzugsgebietes Dürrtal etwas geringer als jene des Schöneben-Gebietes (D-ATH1 auf 1876m ü.A. im Vergleich zu S-AWS auf 1820m ü.A.).

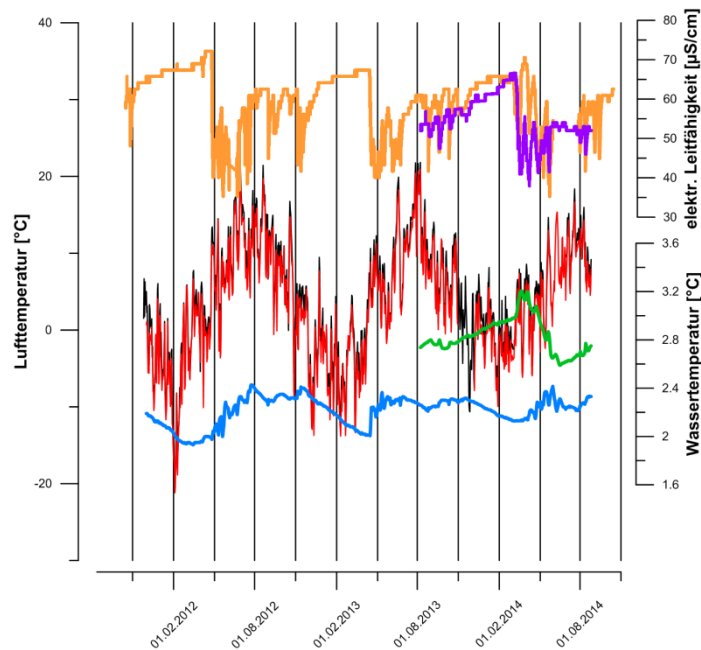


Abbildung 43: Vergleich Wassertemperaturen [°C] (blau=SEQ, grün=DQ) und elektrische Leitfähigkeiten [µS/cm] der Schönebenquelle (gelb) und der Dürrtalquelle (violett) sowie die Lufttemperaturen [°C] der beiden dazugehörigen Einzugsgebiete (Stationen S-AWS (rot) und D-ATH1 (schwarz)).

Die Wassertemperaturganglinie der Schönebenquelle ist im Vergleich zur Lufttemperatur im Einzugsgebiet (beispielhaft S-AWS) zeitlich um ca. 60-100 Tage versetzt (Abbildung 35). Die Wassertemperatur der Dürrtalquelle zeigt eine Verzögerung der saisonalen Temperaturminima und Temperaturmaxima gegenüber der bei der D-ATH1 gemessenen Lufttemperatur (Abbildung 44) von ca. 130 bzw. ca. 250 Tagen. Verglichen werden hierbei die Anstiege und Abfälle der Temperaturen nach den Minima bzw. Maxima, da die Spitzen v.a. bei den Maxima nicht eindeutig definiert werden können.

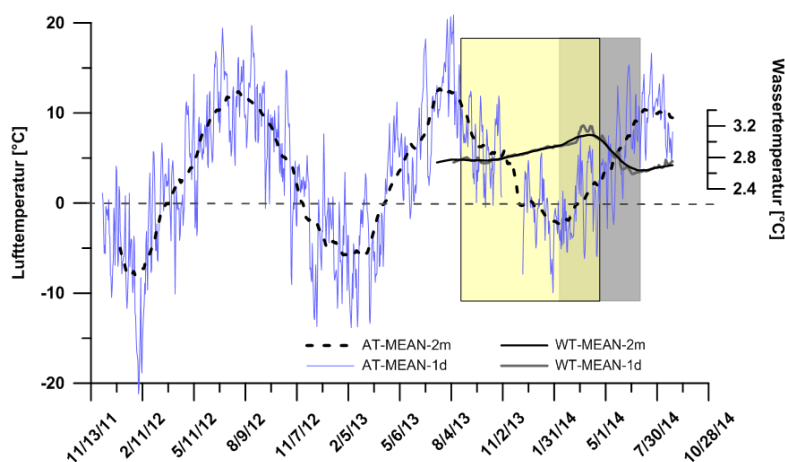


Abbildung 44: zeitliche Verzögerung der Wassertemperaturminima (graue Fläche) und -maxima der Dürrtalquelle (gelbe Fläche) im Vergleich zu der Lufttemperatur gemessen bei D-ATH1

Die vorhandene Zeitreihe der Dürrtalquelle umfasst nur etwa ein Jahr, jedoch scheint der Temperaturverlauf dieser Quelle fast gegenläufig mit der der Schönebenquelle zu sein. Dies könnte dadurch erklärbar sein, dass die Quelle ~350m unterhalb des Blockgletschers entspringt und das Grundwasser vorab noch Moränenmaterial durchfließt. Interessanterweise scheint der Schüttungsgang der Dürrtalquelle allerdings vergleichbar mit der der Schönebenquelle zu sein (hier liegen leider nur drei einzelne Abflussmessungen vor). Die elektrische Leitfähigkeit der zwei Quellen ist nur für eine kurze Periode direkt vergleichbar (Datenlücken). Die Dürrtalquelle weist etwas geringere Werte als die Schönebenquelle auf und scheint auch leicht zeitverzögert zu sein und sich gedämpfter zu verhalten. Das gedämpftere Verhalten könnte auch mit der Lage der Quelle in Verbindung zu bringen sein, wobei hier noch längere Zeitreihen sich überschneidender Daten der Wassertemperatur und elektrischen Leitfähigkeit und weitere Untersuchungen nötig sind.

6.2.2 Numerische hydraulische Modellierung

Die Basisfläche des Blockgletscheraquifers (Abbildung 45a) wurde einerseits anhand der Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen und der in den Untergrund extrapolierten Hangneigungen der umliegenden Felswände ermittelt (Abbildung 45b). Andererseits ist eine alternative Variante der Basisfläche mit linear abnehmender Schuttmächtigkeit zum Rand hin in Abbildung 45c dargestellt. Obwohl die Ergebnisse der Georadarmessungen große Unsicherheiten aufweisen und mit ihnen alleine die Festgesteinsoberkante nicht über alle Profile erkennbar ist, so lassen sie sich vereinzelt mit Hilfe der Ergebnisse der Refraktionsseismik dennoch zumindest als Annäherung verwenden. Dazu wurden die mittels Refraktionsseismik ermittelten Tiefen der Profile RS-P2, RS-P6 und RS-P8 als Richtwerte für die deckungsgleichen Georadarprofile bzw. die Schnittpunkte der kreuzenden Profile verwendet. Von den Kreuzungspunkten aus wurden die entsprechenden Schichtgrenzen entlang der Georadarprofile verfolgt und als Festgesteinsoberkante festgelegt.

Es zeigt sich, dass die orographisch linke Seite sowie der obere Teil des Blockgletschers eine geringe Mächtigkeit von bis zu 30m aufweisen (Abbildung 46) und eine geneigte Basis haben, deren Neigungswinkel von ca. 16° in etwa dem der Oberfläche entspricht. Bei Profil RS-P6 wurde ein Abtauchen der Festgesteinsoberkante Richtung SE festgestellt (Anhang A-II). In Kombination mit den extrapolierten Hangneigungen der Felswände ergibt sich eine Übertiefung des Tals (Abbildung 46a), welche als Folge glazialer Erosion während der Eiszeit interpretiert werden kann. Da in diesem Bereich zusätzlich noch größere Schuttfächer den Blockgletscher überlagern, ergibt sich hier eine hohe Sedimentmächtigkeit von mehr als 60m (Abbildung 46a). In Profil RS-P8 (Abbildung 8) ist diese Übertiefung nicht mehr zu

erkennen. Bei der alternativen Aquiferbasis durch eine linear abnehmende Mächtigkeit hin bis zu den umrahmenden Felswänden zeigt sich die Übertiefung im Osten geringer ausgeprägt. Dadurch resultiert in diesem Bereich auch eine deutlich geringere Sedimentmächtigkeit (Abbildung 46b).

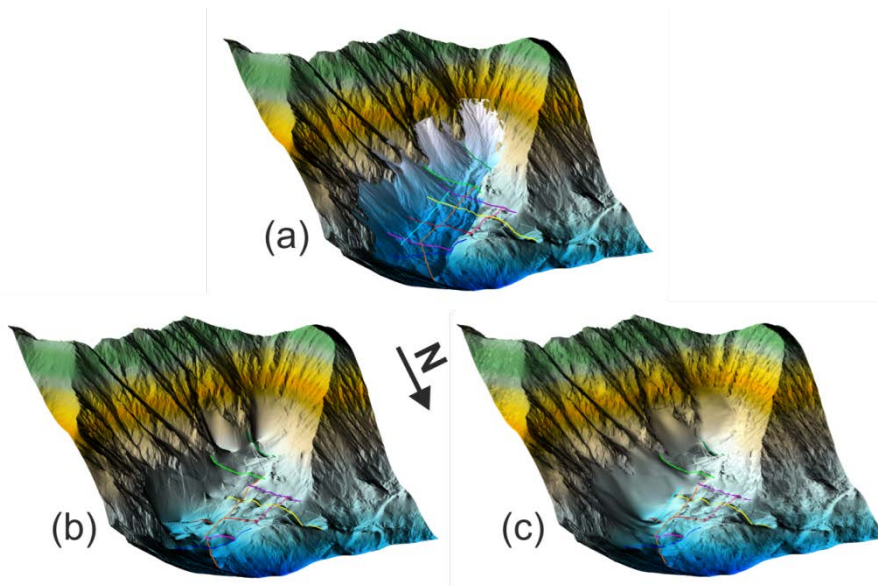


Abbildung 45: (a) Digitales Höhenmodell der Umgebung des Blockgletschers mit der Blockgletscheroberfläche. (b) Digitales Höhenmodell der Blockgletscherbasis unter Verwendung von extrapolierten Hangneigungen. (c) Digitales Höhenmodell der Blockgletscherbasis mit linear abnehmender Schuttmächtigkeit zum Rand. Die bunten Linien repräsentieren die geophysikalisch untersuchten Profile (siehe Abbildung 8).

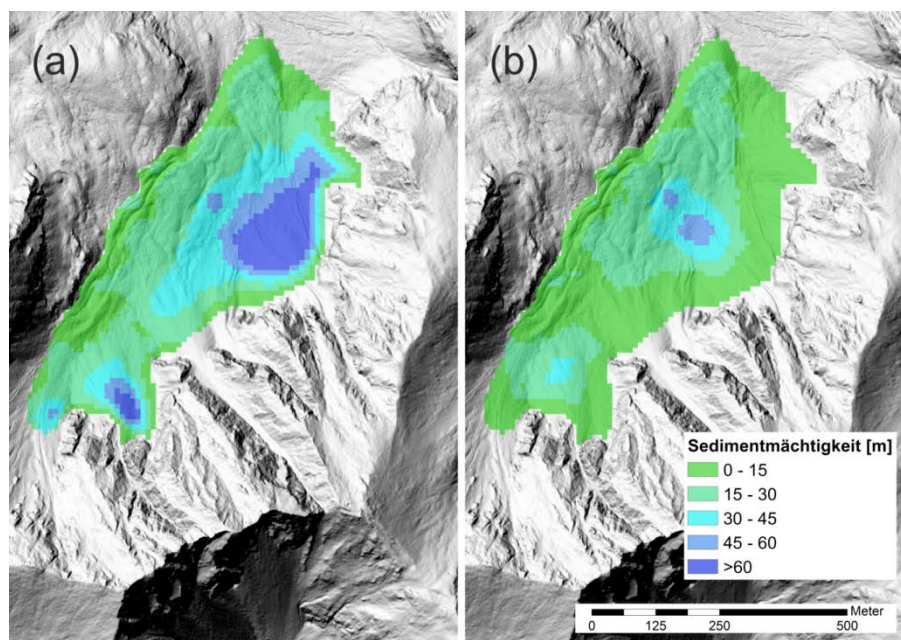


Abbildung 46: Mächtigkeiten des Schöneben-Blockgletschers und der umliegenden Schuttakkumulationen. (a) Interpolation basierend auf in die Tiefe extrapolierten Hangneigungen (b) basierend auf zum Rand hin abnehmenden Schuttmächtigkeiten (oberster Punkt des Schuttfächers hat eine Mächtigkeit=0)

Die generierten Basisflächen und die ALS-Daten der Oberfläche bilden die untere und obere Abgrenzung des numerischen Modells und wurden in das Programm Processing MODFLOW übertragen. Die seitliche Abgrenzung des Modells entspricht über weite Teile der Ausweisung des Schöneben-Blockgletschers. An der orographisch rechten Seite (östlich) wurde die Abgrenzung jedoch erweitert um die mächtigen, Schuttakkumulationen nahe den Felswänden miteinzubeziehen (Abbildung 45). Diese Schuttmassen sind zwar nicht als Blockgletscher zu definieren, haben aber als Speichermedium Einfluss auf das Entwässerungsverhalten des Aquifers und der Schöneben-Blockgletscher ist somit nur als (Haupt-)Teil eines umfangreicheren Aquifers zu betrachten. Bei den Resultaten der geophysikalischen Untersuchungen wurde keine größere Mächtigkeit einer wassergesättigten Zone nachgewiesen. Um dem zu entsprechen wurde die obere Schicht auf eine hohe hydraulische Leitfähigkeit kalibriert, sodass der Wasserstand möglichst gering ist und diese Schicht als ungesättigte Zone fungiert und bei Niederschlagsereignissen das neugebildete Grundwasser schnell zur Quelle leiten kann (Abbildung 47). Die untere, dünne Schicht repräsentiert die gesättigte Zone mit einer geringeren Durchlässigkeit, die in der Lage ist Grundwasser lange zu speichern. Dadurch entwässert diese Schicht nur langsam und entspricht dadurch dem Basisabfluss in Trockenperioden.

Die Quelle des Blockgletschers wurde durch eine Zelle mit einem konstanten Wasserstand simuliert. Da der gesamte Abfluss des Aquifers durch diese eine Zelle entwässert, wurde wegen der zuvor schon erwähnten Verringerung des Querschnittes eine sehr hohe hydraulische Leitfähigkeit von $0,2\text{m/s}$ angenommen.

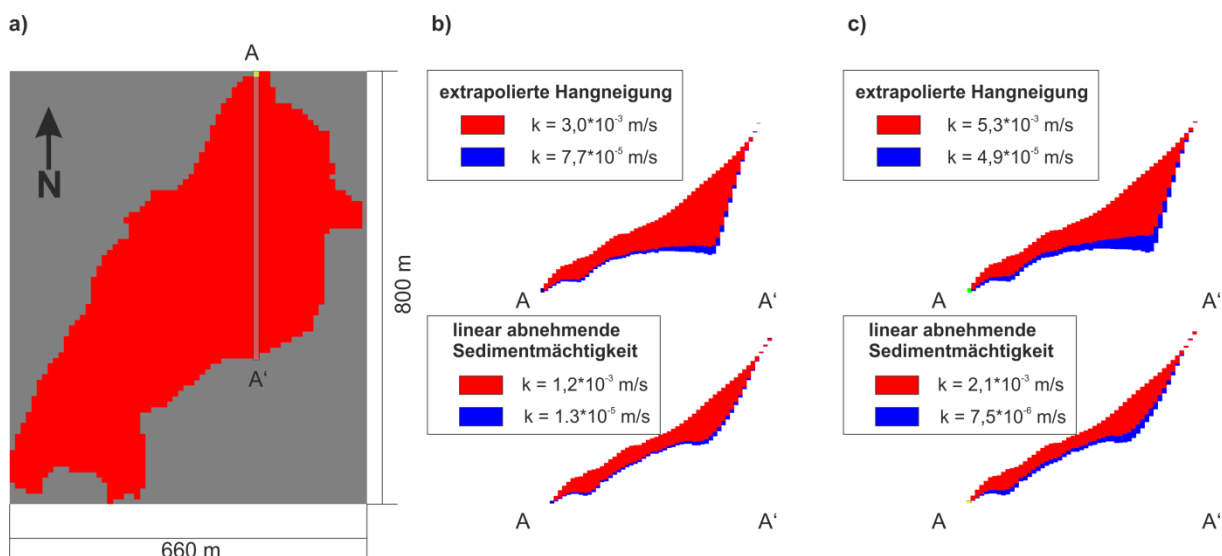


Abbildung 47: Aufbau des numerischen Modells (a) im Grundriss (nur die obere Schicht). (b) Querschnitt entlang des Profils A-A' für die beiden Versionen der Basisfläche im Falle einer 90% - 10% Aufteilung der Schichtmächtigkeit. (c) Querschnitt entlang des Profils A-A' für die beiden Versionen der Basisfläche im Falle einer 80% - 20% Aufteilung der Schichtmächtigkeit. k = hydraulische Leitfähigkeit.

Als Beginn der zu simulierenden Zeitreihen wurden Zeitpunkte gewählt, an denen die Schneeschmelze nur einen geringfügigen Einfluss auf die hydraulischen Bedingungen des Aquifers aufweist. Aufnahmen der automatischen Kamera (S-RDC) und diverse Geländebegehungen zeigten, dass derartige Bedingungen etwa ab Mitte Juni erreicht werden. Als zweites Kriterium wurde ein temporärer Grundwasserhochstand nach einer Grundwasserneubildung mit anschließendem Leerlaufen als Warmlaufphase gewählt (Aufwärmphase: 25.6.2013 – 18.8.2013). Zur Kalibration des Modells wurde daher die Schüttungsganglinie der Schönebenquelle in der Periode von 19.8.2013 bis 14.03.2014 verwendet.

Bei Betrachtung der Wasserbilanz ist ersichtlich, dass in dem relativ kurzen Zeitraum ein Defizit an Grundwasserneubildung vorhanden ist. In dem Zeitraum von 19.08.2013 bis 14.03.2014 wurde ein Abfluss von 450.939m³ an der Schönebenquelle gemessen. Im gesamten Einzugsgebiet wurden hingegen nur 275.772m³ Grundwasserneubildung ermittelt. Der Großteil dieses Unterschiedes ist darauf zurückzuführen, dass jeglicher Niederschlag ab dem 23.11.2013 als Schnee fiel und bis zur Schneeschmelze im Schneespeicher konserviert wird und daher im beobachteten Zeitraum nicht als Grundwasserneubildung zur Verfügung steht. Wenn nur der kalibrierte Zeitraum bis zum ersten Schneefall (23.11.2013) betrachtet wird, ist die Wasserbilanz ausgeglichener und weist nur ein Grundwasserneubildungsdefizit von 37.000m³ auf. Diese Diskrepanz deutet auf einen sich entleerenden Speicher hin. Jedoch kann ein Teil dieses Unterschiedes auch durch die Unsicherheiten der Niederschlagsmessung und Evapotranspirationsbestimmung erklärt werden.

Als Anfangsbedingung wurde ein schichtparalleler Wasserstand an der Schichtgrenze der beiden Schichten angenommen. Als erster Zeitschritt wurde ein stationärer Wasserstand bei konstanter Grundwasserneubildung errechnet. Die Grundwasserneubildung von 9,89 mm/d entspricht dabei dem Abfluss der Schönebenquelle während des temporären Grundwasserhochstandes am Beginn der zu simulierenden Periode. In den darauffolgenden Zeitschritten wurden die an der S-AWS aufgezeichneten Niederschlagsereignisse herangezogen, um den Hydrograph der Schönebenquelle für die gewählten Zeiträume zu simulieren. Niederschläge während des Basisabflusses im Winter wurden für die Simulationen nicht berücksichtigt, da sie während dieser Zeit in fester Form fallen und erst zur Grundwasserneubildung der nächsten Schneeschmelze beitragen. Um die Grundwasserneubildungsrate der einzelnen Niederschlagsereignisse zu bestimmen, wurde die tatsächliche Evapotranspiration von der Niederschlagsmenge abgezogen. Zur Bestimmung der tatsächlichen Evapotranspiration wurde ein Bodenspeichermodell mit einer 20mm mächtige Bodenschicht und eine Feuchtereduktionsfunktion (Dyck und Peschke, 1995) in Kombination mit der potentiellen Evapotranspiration (Thornthwaite, 1948)

verwendet. Die so bestimmte Grundwasserneubildung wird homogen über den Aquifer verteilt und geht in der obersten Schicht in das Modell ein. Die Grundwasserneubildung des restlichen Einzugsgebietes außerhalb des Modelles wird zu den entsprechenden Randzellen hinzugefügt.

Die hydraulischen Eigenschaften (hydraulische Leitfähigkeit und effektive Porosität) der beiden Schichten wurden mit dem Programm PEST ermittelt, und die simulierte Zeitreihe der Modelle ist in Abbildung 48 dargestellt.

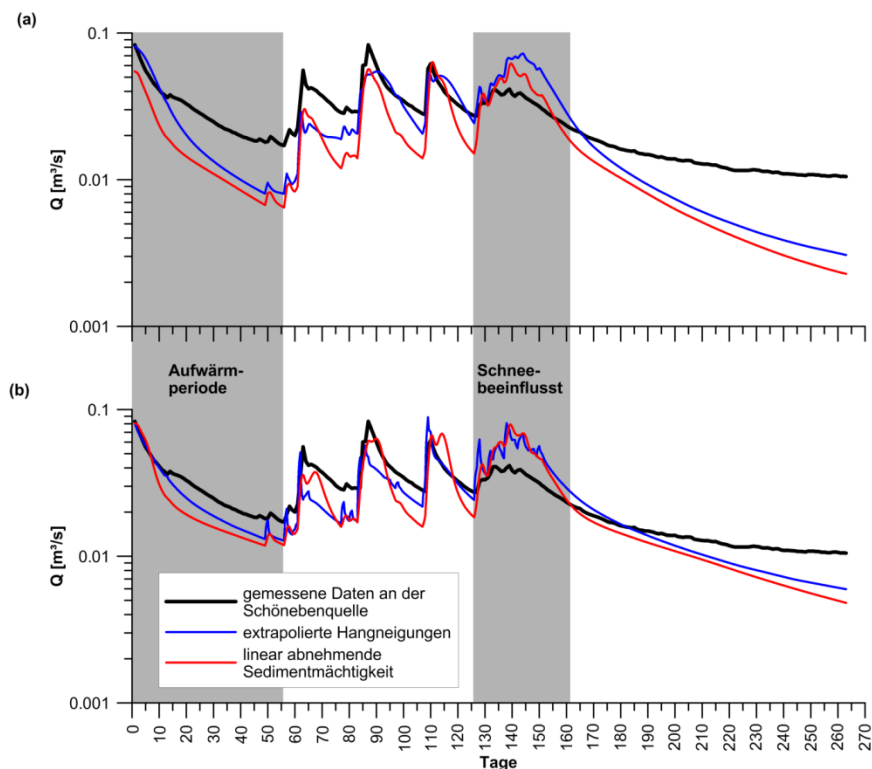


Abbildung 48: Hydrograph der Schönebenquelle (25.6.2013-14.3.2014) und simulierte Schüttungsganglinie der numerischen Modelle für eine a) 90% - 10% und b) 80% - 20% Aufteilung der Schichten .

Man sieht, dass die Dynamik des Hydrographen nur einigermaßen wiedergegeben werden kann. Insbesondere der Basisabfluss zu Trockenzeiten weißt bei einem Verhältnis der Schichtmächtigkeit von 90% - 10% zu geringe Schüttungen auf (Abbildung 48a). Durch eine Erhöhung der Mächtigkeit der unteren Schicht auf 20% der Gesamtmächtigkeit erreicht man eine deutlich bessere Anpassung (Abbildung 48b). Durch eine weitere Erhöhung dieser Mächtigkeit ist auch eine weitere Verbesserung zu erwarten, allerdings widerspricht eine höhere Mächtigkeit dieser Schicht den Ergebnissen der geophysikalischen Untersuchungen. Die Topographie der generierten Basisfläche scheint ebenfalls einen bedeutenden Einfluss auf die Abflussdynamik zu haben (Abbildung 48). Die Variante mit linear abnehmender Schuttmächtigkeit zum Rand weißt gedämpfte Spitzen auf und scheint daher weniger der

Realität zu entsprechen als die Variante mit extrapolierten Hangneigungen. Die generell schlechte Anpassung der Modelle zu Zeiten des vierten Niederschlagsereignisses (126-160 Tage) ist durch partiellen Schneefall zu erklären, der durch die automatische Kamera (S-RDC) dokumentiert ist. Durch den Schneefall und Aufschmelzprozess in den darauf folgenden Tagen kommt es zu einer verzögerten Grundwasserneubildung die in den Modellen nicht berücksichtigt ist. Die Ergebnisse zeigen, dass der Aquifer heterogen mit möglicherweise präferenziellen Fließkanälen aufgebaut sein dürfte und die numerische Modellierung auf Basis zu vereinfachter geometrischer Annahmen nicht die exakte Aquifercharakteristik wiedergeben kann. Eine zusätzliche Berücksichtigung dieser Heterogenität durch präferenzieller Fließkanäle oder generell Zonen unterschiedlicher Durchlässigkeit sollten eine Verbesserung der Simulationsergebnisse bewirken.

7 Ergebnisse Niederschlags-Abfluss Modellierung

Eine bedeutende Fragestellung ist, inwieweit reliktsche Blockgletscher die Abflussdynamik eines Einzugsgebietes mit unterschiedlichem Anteil der Blockgletschereinzugsgebietsfläche beeinflussen. Diese Sedimentkörper beeinflussen die Transformation von Niederschlag zu Abfluss (siehe Kapitel 6.2) und somit auch bis zu einem gewissen Grad das Abflussverhalten der Gerinne im Unterlauf. Bei Feldbegehungen in niederschlagsarmen Sommermonaten kann sehr gut beobachtet werden, dass, selbst wenn typische „Kristallin“-Quellen bereits nur mehr sehr wenig Wasser führen oder trocken sind, Blockgletscherquellen immer noch beträchtliche Mengen Wasser schütten und somit eine wichtige Abflusskomponente der Unterläufe bilden. Konkret ist aber nicht bekannt, inwieweit eine Speicher- und Pufferwirkung dieser Sedimentkörper eine Rolle für die Unterläufe der Bäche/Flüsse spielen; d.h. wie sich diese vor allem quantitativ auf die Unterläufe auswirken. Diese Frage ist speziell zu Trockenzeiten als auch bei Starkniederschlagsereignissen von großer Relevanz, und ein besseres Verständnis dieser Systeme ist speziell für zukünftige Jahrzehnte im Zusammenhang mit Klimawandel wichtig. Abbildung 49 zeigt für einen Teilausschnitt der Seckauer Tauern den flächenanteiligen Einfluss der durch Blockgletscher beeinflussten Einzugsgebiete auf die talabwärts liegenden Flussabschnitte. Hierzu wurde die Abflussakkumulation zu jeder Zelle basierend auf dem 1m ALS-Raster gewichtet mit dem langjährigen Mittel des Abflusses (siehe Kapitel 5.4) berechnet. Für den Liesingbach (Abbildung 49) ist eine 14%ige Beeinflussung des langjährigen mittleren Abflusses durch blockgletscherbeeinflusste Gebiete zu errechnen. Im Ingeringbach ist eine 24%ige Beeinflussung festzustellen, und der Anteil im Gaalbach und Hagenbach ist sogar bei über 30%. Diese prozentuellen Anteile der blockgletscherbeeinflussten Abflüsse sind im Spätsommer als auch am Ende der Schneeschmelze noch deutlich höher, wie die im Folgenden beschriebene Niederschlags-Abflussmodellierung zeigt (Wagner et al., akzeptiert). Zu Zeiten von Starkniederschlägen agieren diese Speicher potenziell als Puffer und reduzieren Hochwasserspitzen (z.B. Schatzl, 2002).

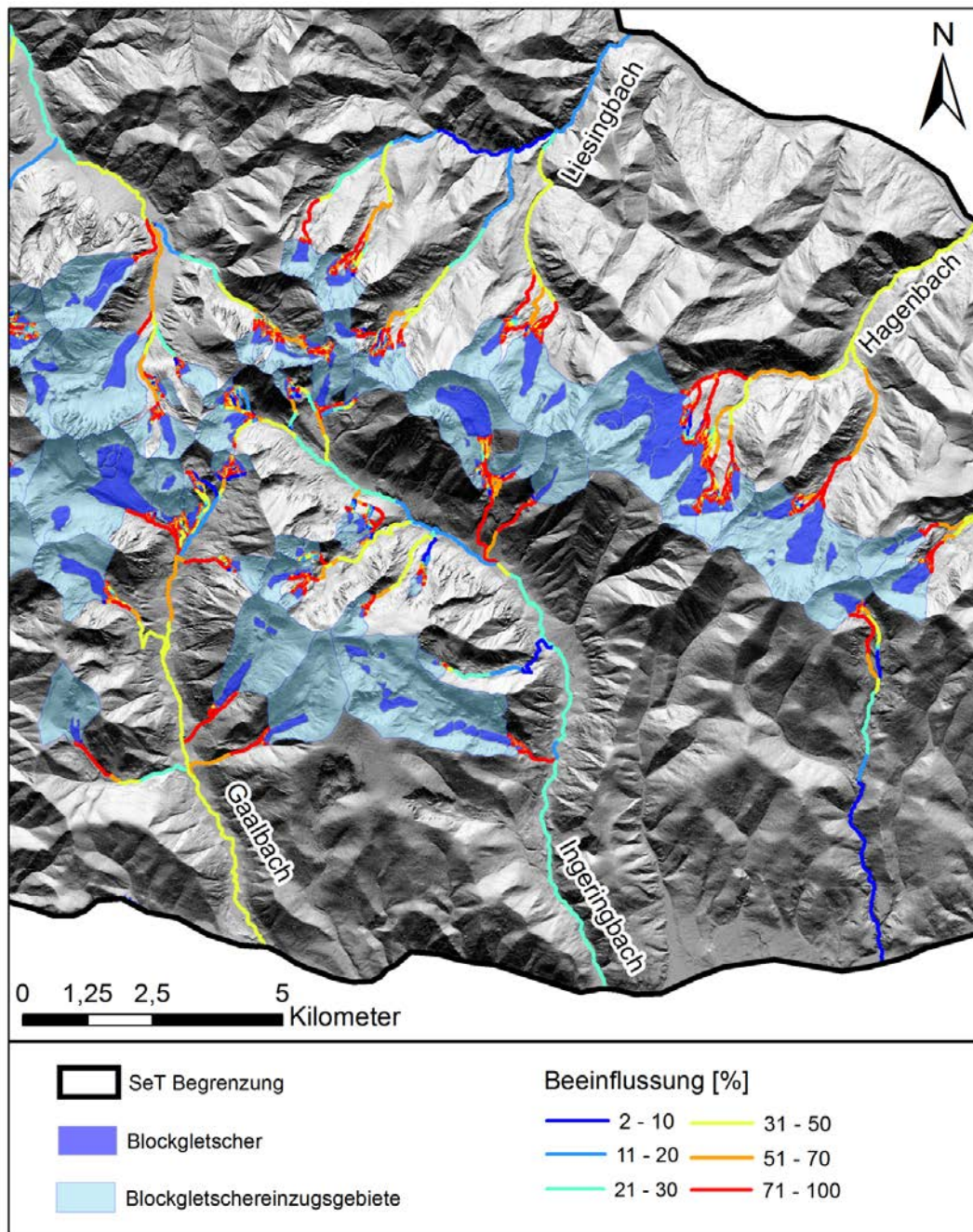


Abbildung 49: Beeinflussung des Blockgletschereinzugsgebiets-Abflusses in % auf flussabwärts liegende Flussabschnitte basierend auf langjährigen mittleren Abflüssen. Modifiziert nach Wagner et al. (akzeptiert).

Für die eigentliche Niederschlags-Abfluss Modellierung wurden als Eingangsdaten Niederschlagssummen und Lufttemperatur als Tageswerte flächendeckend als Rasterdatensatz in einer Auflösung von 1km von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) für den Zeitraum 1948-2007 zur Verfügung gestellt (Ansprechpartner Wolfgang Schöner; im Folgenden wird der Datensatz nun als Schöner-ZAMG-Datensatz bezeichnet; Schöner und Dos Santos Cardoso, 2004). Des Weiteren wurden Abflussdaten

mehrerer Pegel vom Hydrographischen Dienst Steiermark zur Verfügung gestellt. Darüber hinaus wurden die Daten der Wetterstation S-AWS für das Einzugsgebiet des Schöneben-Blockgletschers selbst für den Zeitraum ab 2011 verwendet. Der Rasterdatensatz ist für die N-A Modellierung größerer Gebiete sehr nützlich, hat aber bei kleinen Einzugsgebieten wie dem des Schöneben-Blockgletschers seine Grenzen, da kleinräumigere Niederschlagsereignisse (z.B. Gewitter) durch diesen Datensatz nicht abgebildet werden und somit Unsicherheiten ergeben.

Zuerst wird in Kapitel 7.1 die lokale Modellierung des Schöneben-Blockgletschereinzugsgebietes ausgeführt. Hierbei werden die unterschiedlichen Eingangsdatensätze (Schöner-ZAMG-Rasterdatensatz (von 1948 bis 2007) und S-AWS Wetterstationsdaten (erst ab 2011)) verwendet und die jeweiligen Limitierungen aufgezeigt. Ein direkter Vergleich der beiden Eingangsdatensätze und deren Auswirkung auf die Parameter des N-A Modells ist nicht möglich, da die zwei Eingangsdatensätze zeitlich nicht überlappen. Auch oder gerade wegen des einfachen Aufbaus des Modells kann der Einfluss einzelner Parameter im N-A Modell und deren Auswirkung auf die Abflusssdynamik untersucht werden. Dies wird in weiterer Folge mit den Einzugsgebietscharakteristika des Schöneben-Blockgletschers (100%ige Beeinflussung des Einzugsgebietes durch den Blockgletscher, da die Abflussmessstelle direkt den Abfluss des Blockgletschers misst) in Verbindung gebracht.

Eine regionale Modellierung unter Berücksichtigung aller 13 Abflussmessstationen, die vom Hydrographischen Dienst der Steiermark Abflusszeitreihen zur Verfügung gestellt wurden, wird in Kapitel 7.2 vorgestellt (Tabelle 12). Hier soll versucht werden, den Einfluss der Blockgletscher (0-100% blockgletscherbeeinflusste Flächen) auf die Abflusssdynamik und die Modellparameter aufzuzeigen und somit die Speichereigenschaften der Blockgletscher in alpinen Einzugsgebieten besser zu charakterisieren / verstehen. Speziell soll das dem Schöneben Blockgletscher übergeordnete Einzugsgebiet Unterwald und das benachbarte Einzugsgebiet der Finsterliesing analysiert werden. Hierbei lässt sich die Blockgletscherbeeinflussung anhand eines semi-distributiven Ansatzes genauer untersuchen (Wagner et al., akzeptiert).

Tabelle 12: Einzugsgebietscharakteristika der 13 betrachteten Einzugsgebiete sortiert nach deren prozentuellem Anteil an blockgletscherbeeinflusster Einzugsgebietsfläche (BG=Blockgletscher; BG-EZG=Blockgletschereinzugsgebiet).

Gerinne	Station	HZB-Nummer	Fläche [km ²]	mittlere Höhe [m]	Relieffaktor [m]	Fläche BG		Fläche BG-EZG	
						[km ²]	[%]	[km ²]	[%]
Schönebenbach	Schönebenquelle	396762	0.67	2005.8	580.0	0.11	16.56	0.67	100.00
Finsterliesing	Finsterliesing	- (HD 2600)	7.26	1715.0	1277.2	0.17	2.36	1.07	14.78
Ingeringbach	Hammerjäger	211920	198.50	1521.2	1666.8	4.51	2.27	26.45	13.33
Triebenbach	Trieben	211987	101.30	1509.6	1749.5	2.35	2.32	12.28	12.12
Liesingbach	Unterwald	211821	44.10	1521.1	1598.4	1.02	2.31	5.31	12.05
Pusterwaldbach	Hinterwinkel	2H2330	25.30	1709.3	1144.6	0.88	3.46	2.95	11.67
Unterthalerbach	Tetter	210625	65.20	1848.2	1859.1	0.75	1.15	4.65	7.13
Liesingbach	Kammern im Liesingtal	211169	265.60	1287.6	1766.7	4.26	1.60	15.03	5.66
Pusterwaldbach	Zistl	211110	197.70	1566.7	1422.1	2.30	1.16	10.43	5.27
Gulling	Aigen im Ennstal-Ketten	210773	161.00	1416.7	1578.5	1.17	0.73	6.15	3.82
Pöls	Pöls	211128	422.00	1486.8	1605.1	3.22	0.76	15.26	3.62
Palten	Gaishorn am See	214585	75.60	1245.1	1388.1	0.00	0.00	0.00	0.00
Palten	Treglwang	214619	51.20	1311.7	1371.7	0.00	0.00	0.00	0.00

7.1 Lokale Modellierung

Zusätzlich zu den Erkenntnissen des numerischen hydraulischen Grundwassermodells (Kapitel 6.2.2) soll ein globales N-A Modell auf das Einzugsgebiet des Schöneben-Blockgletschers Anwendung finden und somit Informationen über die Transformation von Niederschlag zu Abfluss in einem 100%ig blockgletscherbeeinflussten Gebiet liefern. Wie oben erwähnt werden als Eingangsgrößen Niederschlag und Temperatur basierend auf zwei unterschiedlichen Datensätzen angewendet. Dasselbe Modell unter Verwendung der Raster-Eingangsdaten (Schöner-ZAMG-Datensatz) wird dann auch für die regionale Modellierung verwendet (Kapitel 7.2), in der Einzugsgebiete mit geringerer Blockgletscherbeeinflussung untersucht werden (0% - 15%). Das Einzugsgebiet des Schöneben-Blockgletschers von 0,67km² kann gut abgegrenzt werden und eine Unterteilung in den Blockgletscher selbst (0,11km²), randliche Schuttfächer und die ringsum steilen Felswände ist gegeben (siehe Kapitel 2.2; Abbildung 4). Auch eine geologische Beschreibung wurde bereits in Kapitel 2.2 gegeben. All diese Informationen werden nicht in das N-A Modell mit einbezogen, wie dies für distributive Modelle oft geschieht, sondern das ganze Einzugsgebiet wird als eine Einheit betrachtet. Niederschlag und Temperatur wirken auf das Einzugsgebiet flächendeckend gleichmäßig ein. Tagessummen des Niederschlags und Tagesmittelwerte der Lufttemperatur der Wetterstation S-AWS für den Zeitraum 1.12.2011 bis 26.08.2014 werden als Eingangsdaten für das GR4J+ verwendet und das N-A Modell mit den Tagesmittel der gemessenen Abflüsse der Schönebenquelle kalibriert und validiert. Vergleichend wird der Schöner-ZAMG-Datensatz für die Zeitperiode 1.7.2002 (ab hier gibt es Abflussdaten) bis 29.04.2007 (Ende des Schöner-ZAMG-Datensatzes) herangezogen. Generell kann gezeigt werden, dass das Modell mit beiden Eingangsdatensätzen den gemessenen Abfluss zufriedenstellend reproduzieren kann (Abbildung 50 und Tabelle 13).

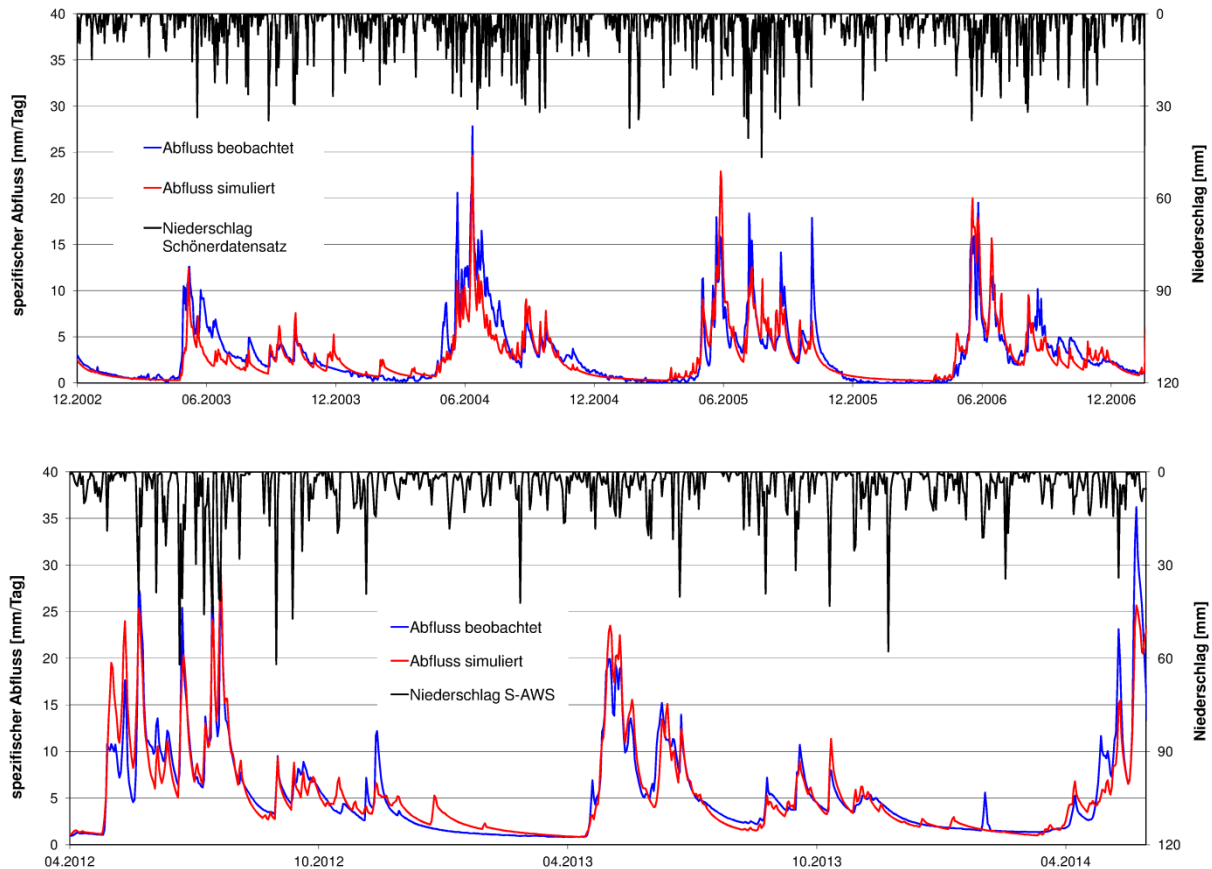


Abbildung 50: Beobachteter und simulierter Abfluss der Schönebenquelle unter Verwendung des Niederschlags (und der Temperatur; hier nicht gezeigt) des Schöner-ZAMG-Datensatzes (oben) und der Messdaten der S-AWS (unten).

In Tabelle 13 sind die Effizienzkriterien sowie die optimalen Modellparameter der Modellsimulationen unter Verwendung der zwei unterschiedlichen Eingangsdatensätze aufgelistet und mit den durchschnittlichen Modellparameter- und Güte-Werten aus der Studie von Perrin et al. (2003) verglichen. Die kalibrierten Modell-Parameter unterscheiden sich zwar aufgrund der beiden unterschiedlichen Eingangsdatensätze, es zeigt sich aber im Vergleich zu Durchschnittswerten aus Perrin et al. (2003), dass der Bodenspeicher (x_1) selbst eher eine untergeordnete Rolle spielt und im Gegensatz dazu der Gebietsspeicher (x_3) relativ groß ist. In beiden Fällen ist der Austauschterm (x_2) positiv, d.h. es ist ein „Zufluss“ von Wasser nötig, um die Wasserbilanz ausgeglichen zu bilanzieren. Der Verzögerungsterm (x_4) deutet eine sehr geringe Verzögerung im „System“ an. Das Gütemaß („goodness-of-fit“) der Modellsimulationen (Tabelle 13) bestätigt den guten visuellen Fit der Abbildung 50, jedoch erscheint die Modellierung mit den Eingangsdaten der Wetterstation (S-AWS) besser. Dies ist vermutlich auf den groben (1km) Schöner-ZAMG-Rasterdatensatz der Eingangsdaten Niederschlag und Temperatur zurückzuführen, der für dieses kleine Einzugsgebiet von $0,67\text{km}^2$ nur bedingt repräsentativ ist.

Tabelle 13: Modellparameter und Effizienzkriterien des N-A Modells unter Verwendung der zwei unterschiedlichen Eingangsdatensätze (Schöner-ZAMG-Datensatz und S-AWS) sowie durchschnittliche Werte aus der Studie von Perrin et al. (2003) (kein Schneemodul).

		GR4J+ SchönerDS	GR4J+ S-AWS	GR4J Ø (Perrin et al., 2003)
Modellparameter	x1: Bodenspeicher [mm]	14.55	89.78	350.00
	x2: Austauschterm [mm]	2.30	9.40	0.00
	x3: Gebietsspeicher [mm]	487.78	302.82	90.00
	x4: Verzögerung [Tage]	1.33	1.15	1.70
	Tsnow [°C]	1.05	2.56	-
	Tmelt [°C]	4.10	4.61	-
	Cmelt [mm/°C]	3.32	3.65	-
Effizienzkriterien	\overline{NSE} [%]	78.60	89.47	56.80
	NSE_Q [%]	76.32	89.50	51.00
	$NSE\sqrt{Q}$ [%]	81.41	90.10	61.90
	$NSE \ln Q$ [%]	78.07	88.79	57.50
	Wasserbilanz [%]	90.58	97.58	79.00

Diese Aussage trifft auch bei einem „Split-Sample Test“ (Klemes, 1986) zu, bei dem jeweils eine Hälfte des Datensatzes zum Kalibrieren und die andere Hälfte zum Validieren des Modells herangezogen werden. Abbildung 51 zeigt die modellierten Hydrographen basierend auf der Kalibrierung auf die jeweils erste und zweite Hälfte des Datensatzes sowie der gesamten Zeitreihe im Vergleich zur beobachteten Schüttung. Tabelle 14 zeigt die Effizienzkriterien der unterschiedlichen Kalibrierungen und der entsprechenden Validierungen. Die Verwendung des „optimalen“ Parametersatzes, der sich bei der Kalibrierung unter Verwendung des S-AWS Datensatzes (2012-2014) ergibt, erlaubt eine annehmbare Simulation der Abflussdynamik, die unter Verwendung des Schöner-ZAMG-Datensatzes errechnet wird (2002-2007), und umgekehrt (hier nicht gezeigt).

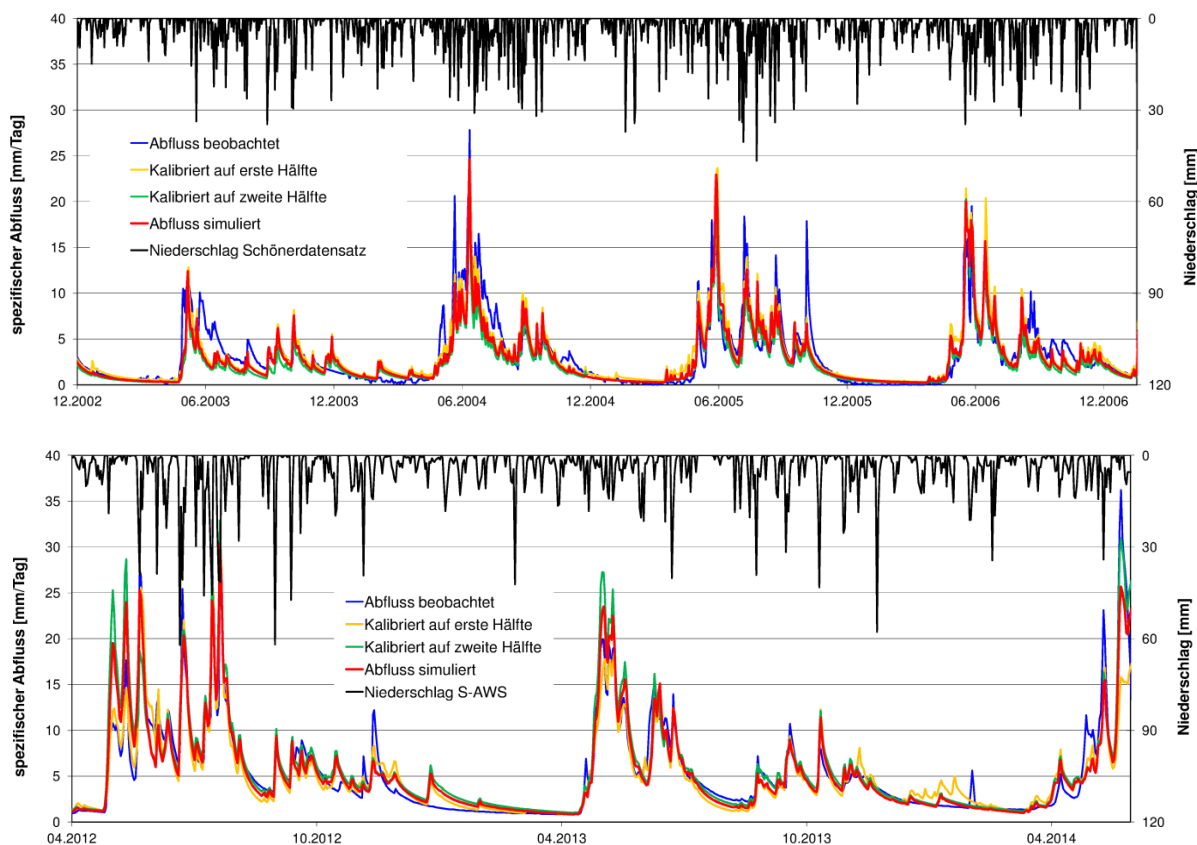


Abbildung 51: Beobachteter und simulierter Abfluss der Schönebenquelle unter Verwendung des Niederschlags (und der Temperatur; hier nicht gezeigt) des Schöner-ZAMG-Datensatzes (oben) und der Messdaten der S-AWS (unten). Simulierte Abflüsse sind einmal kalibriert auf den ganzen Datensatz (rote Linie), einmal auf die erste Hälfte des Datensatzes (orange Linie) und einmal auf die zweite Hälfte des Datensatzes (grüne Linie). Modifiziert nach Wagner et al. (akzeptiert).

Tabelle 14: Effizienzkriterien (\overline{NSE}) des N-A Modells kalibriert und validiert auf unterschiedliche Zeiträume und unter Verwendung der unterschiedlichen Eingangsdatensätze für Niederschlag und Temperatur (SchönerDS=Schöner-ZAMG-Datensatz; S-AWS=Datensatz der Wetterstation S-AWS). Modifiziert nach Wagner et al. (akzeptiert).

Effizienzkriterien \overline{NSE}	gesamte Zeitreihe		erste Hälfte der Zeitreihe		zweite Hälfte der Zeitreihe	
	SchönerDS	S-AWS	SchönerDS	S-AWS	SchönerDS	S-AWS
kalibriert auf die gesamte Zeitreihe	78.60	89.47	75.89	90.73	80.05	87.41
kalibriert auf die erste Hälfte der Zeitreihe	74.36	84.81	77.86	92.31	71.23	73.02
kalibriert auf die zweite Hälfte der Zeitreihe	76.20	87.50	68.82	86.02	80.75	89.62

Aufgrund der alpinen Lage und der beträchtlichen Schneemengen, die als Zwischenspeicher fungieren, wurde ein Schneemodell eingebaut. Das Schneemodell selbst kann auf seine physikalische Relevanz getestet werden, indem mit den tatsächlichen Schneebedingungen verglichen wird, die z.B. anhand der S-RDC Kamera visuell aufgenommen wurden. Abbildung 52 zeigt die gute Übereinstimmung zwischen der simulierten Schneedecke des N-A Modells anhand der S-AWS Eingangsdaten der Schneebedeckung bzw. deren Rückgang

vom 20.05., 07.06., 14.06. bis zum 19.06.2014 (Abbildung 52b-e), im Einzugsgebiet aufgenommen durch die S-RDC.

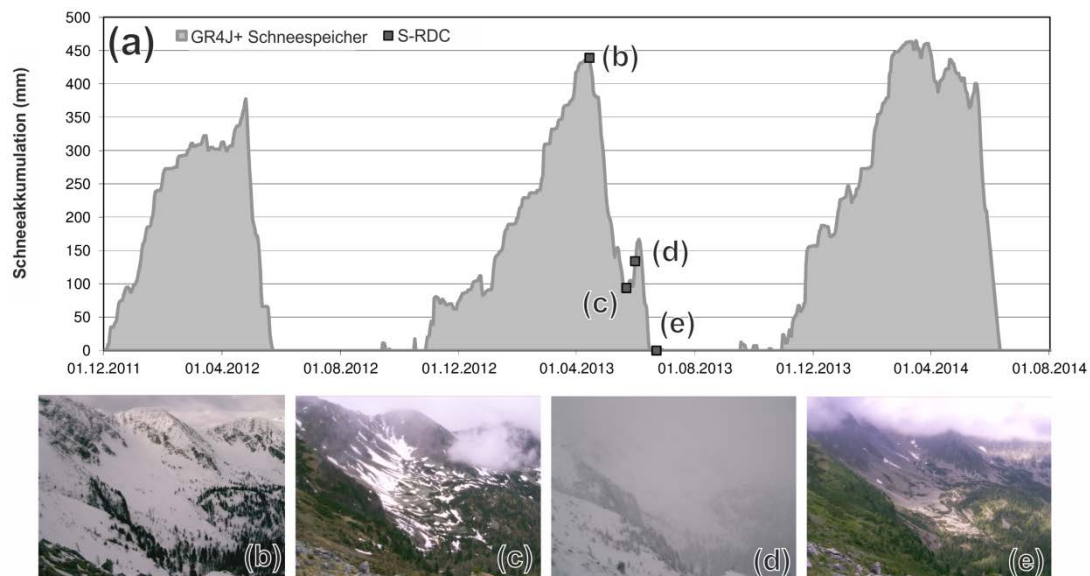


Abbildung 52: Simulierter Schneespeicher der N-A Modellierung (a) und die jeweilige Schneebedeckung im Schönebeneinzugsgebiet erfasst mit der S-RDC (b-e). Die simulierten Ab- und Zunahmen stimmen gut mit den Geländeaufnahmen überein. Modifiziert nach Wagner et al. (akzeptiert)

Ein Vergleich der Modellparameter des N-A Modells mit den Einzugsgebietscharakteristika der Schönebenequelle ergibt folgende Übereinstimmungen:

- Der geringe Bodenspeicher (x1) entspricht der Tatsache, dass das Einzugsgebiet sehr vegetationsarm ist und viel grobes Blockwerk bzw. blanken Fels aufweist.
- Der relativ hohe Wert des Gebietsspeichers (x3) passt sehr gut zu der Vorstellung bzw. Feldbeobachtung, dass der Blockgletscher selbst (und umliegende Sedimente) als Grundwasserspeicher agieren.

In Abbildung 53 sind die Anteile des direkten Abflusses und des Abflusses aus dem Gebietsspeicher dargestellt. Anhand dieser Graphik ist gut ersichtlich, dass der direkte Abfluss eher gering ist und der Großteil des Abflusses über den Gebietsspeicher erfolgt. Des Weiteren zeigt sich, dass der Gebietsspeicher relativ „schnell“ auf Niederschlags- (bzw. Schneeschmelz-) Ereignisse anspricht, da der Verzögerungsterm (x4) klein ist. Trotzdem ist aber eine gute Speicherung im Aquifer (=Gebietsspeicher) gegeben und dieser liefert den Basisabfluss zu niederschlagsarmen Zeiten. Der positive Austauschterm deutet darauf hin, dass die Wassermenge, die als Abfluss übrig bleibt (Abfluss = Niederschlag – Verdunstung), zu wenig ist, um die beobachteten Abflüsse zu erhalten. Nachdem das Einzugsgebiet aber

gut abgrenzbar ist, scheint dies eher auf Unsicherheiten der Niederschlagsmessungen in alpinen Einzugsgebieten zurückzuführen zu sein (Sevruk et al., 2009; Wolff et al., 2015).

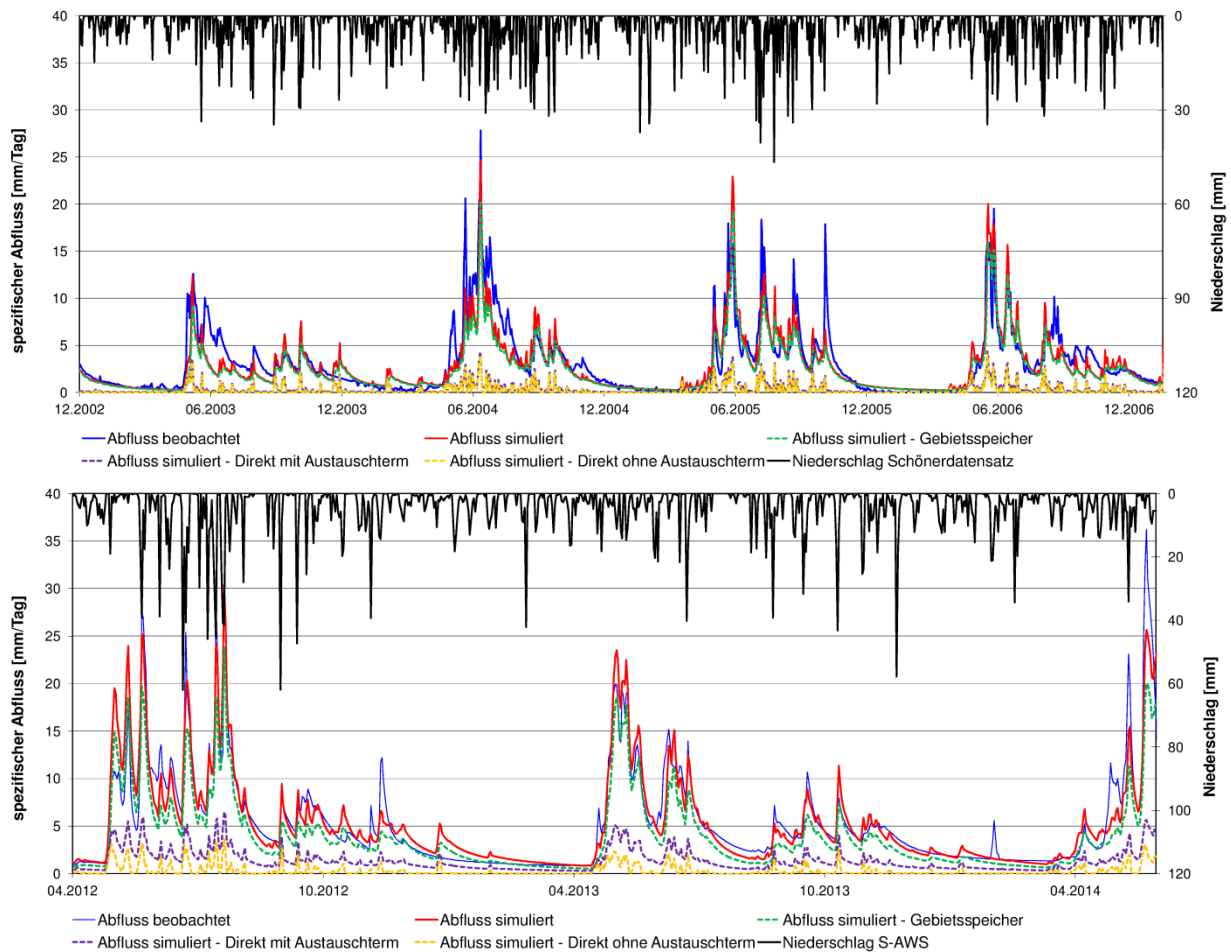


Abbildung 53: Beobachteter und simulierter Abfluss der Schönebenquelle unter Verwendung des Niederschlags (und der Temperatur; hier nicht gezeigt) des Schöner-ZAMG-Datensatzes (oben) sowie der Wetterstation (S-AWS) (unten) und die unterschiedlichen Komponenten des Abflusses: Anteil des Abflusses aus dem Gebietsspeicher (grün strichlierte Linie) und Anteil des direkten Abflusses (violett strichlierte Linie inklusive dem Austauschterm und orange strichlierte Linie ohne den Austauschterm; unten (2012-2014) relevanter als oben (2002-2006)).

Trotz des positiven Simulationsergebnisses und der generellen Übereinstimmung mit konzeptionellen Einzugsgebietsvorstellungen ist zu erkennen, dass gewisse Abflussereignisse nicht reproduziert werden können (z.B. 02.02.2014) und manchmal Abflussereignisse simuliert werden (z.B. 25.12.2012 oder 10.01.2014), die nicht in den gemessenen Daten wiederzufinden sind (Abbildungen 50, 51). Dies kann auf die Einfachheit des Modells und dessen räumlich nicht aufgelöste Berechnungen zurückgeführt werden. Der Niederschlag in dem simulierten Einzugsgebiet wird durch eine mittlere Tageslufttemperatur gesteuert. Das N-A Modell verfügt zwar über ein Schneemodell, es wird aber hierbei nicht

berücksichtigt, dass, wenn aufgrund erhöhter Tageslufttemperaturen entweder Regen fällt und dieser auf eine geschlossene Schneedecke trifft oder eben kurzfristig Schnee schmilzt, was nicht gleich zu einer Abflussbildung führen muss. Dies erzeugt im Modell eben zu Zeiten einer Schneedecke kleinere Abflussereignisse, die es nicht gibt (z.B. 18.12.2013 und 10.01.2014 ersten zwei violetten Kästchen in Abbildung 54). Anders herum kann es sein, dass aufgrund niedriger mittlerer Lufttemperaturen das Modell Niederschlag als Schnee interpretiert, dieser aber zumindest in den tiefer gelegenen Teilbereichen des Einzugsgebiets doch als Regen fällt. Aufgrund der nicht gegebenen räumlichen Heterogenität kann ein beobachtetes Ereignis nicht reproduziert werden (02.02.2014 drittes violette Kästchen in Abbildung 54). Die Berücksichtigung dieser Prozesse würde den Einbau weiterer Modellparameter erfordern oder ein semi-distributives Modell voraussetzen. Insgesamt kann aber gesagt werden, dass das Modell die Abflussdynamik für die gegenständliche Fragestellung sehr gut simuliert, weshalb die bestehende Modellstruktur beibehalten und keine weiteren Parameter eingebaut wurden.

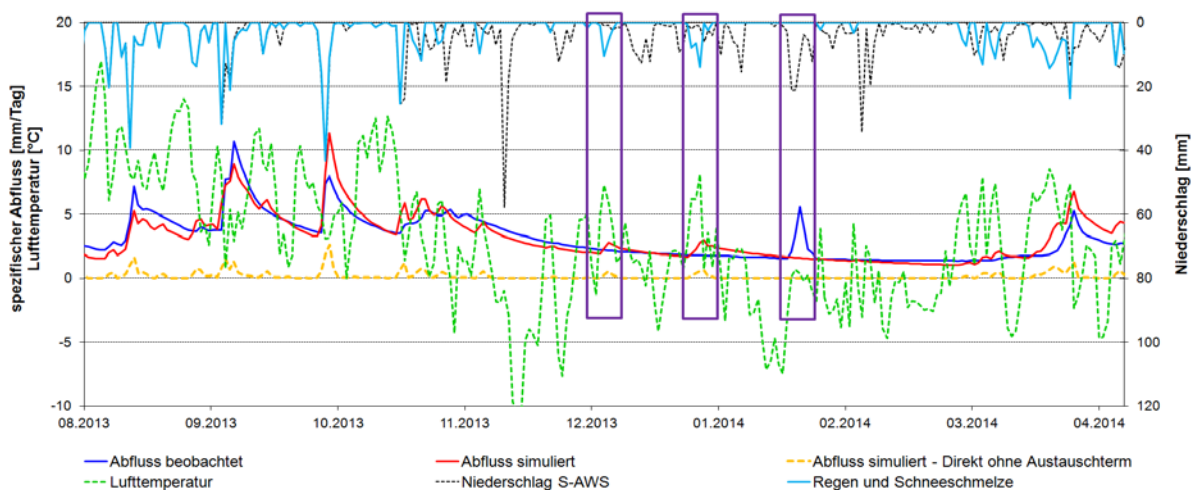


Abbildung 54: Beobachteter und simulierter Abfluss der Schönebenquelle unter Verwendung des Niederschlags (schwarz strichlierte Linie) und der Temperatur (grün strichlierte Linie) der Wetterstation (S-AWS), Anteil des direkten Abflusses ohne den Austauschterm (orange strichlierte Linie) und als hellblaue Linie die Summe aus Regen und Schneeschmelze (Lufttemperaturgesteuert). Die violetten Kästchen zeigen die drei Zeitfenster 18.12.2013, 10.01.2014 und 02.02.2014 in denen der Abfluss des N-A Modells nicht dem beobachteten Abfluss entspricht.

Anhand der kalibrierten Modellparameter kann für das Einzugsgebiet des Schöneben-Blockgletschers gezeigt werden, dass der Gebietsspeicher eine entscheidende Rolle in der Transformation von Niederschlag zu Abfluss spielt. Berücksichtigt man nun, dass ein Teil des Einzugsgebiets aus blankem Fels bzw. Steilwänden besteht und die Grundwasserspeicherung dort als eher gering anzunehmen ist, kann man diese Speichereigenschaften somit dem Blockgletscher und seinen umliegenden Schuttfächern

zuschreiben. Eine genaue Abgrenzung dieser zwei Schuttakkumulationen in Bezug auf Aquifer- bzw. Speichereigenschaften ist schwierig. Jedoch würde sich unter Vernachlässigung der als Fels ausgewiesenen Fläche im Einzugsgebiet, der Gebietspeicher bezogen auf die kleinere effektive Fläche dementsprechend vergrößern (siehe Abb. 63 in Kapitel 7.2).

7.2 Regionale Modellierung

Dasselbe Modell, wie es für den Schöneben-Blockgletscher Verwendung findet, wird auf regionaler Ebene für 12 weitere Einzugsgebiete in den Niederen Tauern, in denen der Abfluss durch Messstationen erfasst wird, angewandt (Tabelle 12). Die Abflussmessstellen sind teilweise nicht innerhalb der Niederen Tauern gelegen (z.B. Pöls und Gaishorn), aber entwässern Einzugsgebiete die einen relevanten Anteil in den Niederen Tauern besitzen. Der Pegel Irdning (Donnersbach) konnte nicht verwendet werden, da ein Großteil des Einzugsgebietes für den Speicher Großsölk abgeleitet wird und diese Ableitung nicht quantitativ vorlag. Die betrachteten Einzugsgebiete weisen einen unterschiedlichen Anteil an von Blockgletschern beeinflussten Teileinzugsgebieten auf. Abbildung 55 zeigt die Lage der betrachteten Einzugsgebiete und Tabelle 12 gibt einen Überblick über die Einzugsgebietscharakteristika. In der regionalen Studie geht es darum, ob in der Abflussdynamik und den Parametern des N-A Modells sich die Beeinflussung der Blockgletscher als Speicher/Puffer auch in übergeordneten Einzugsgebieten widerspiegelt.

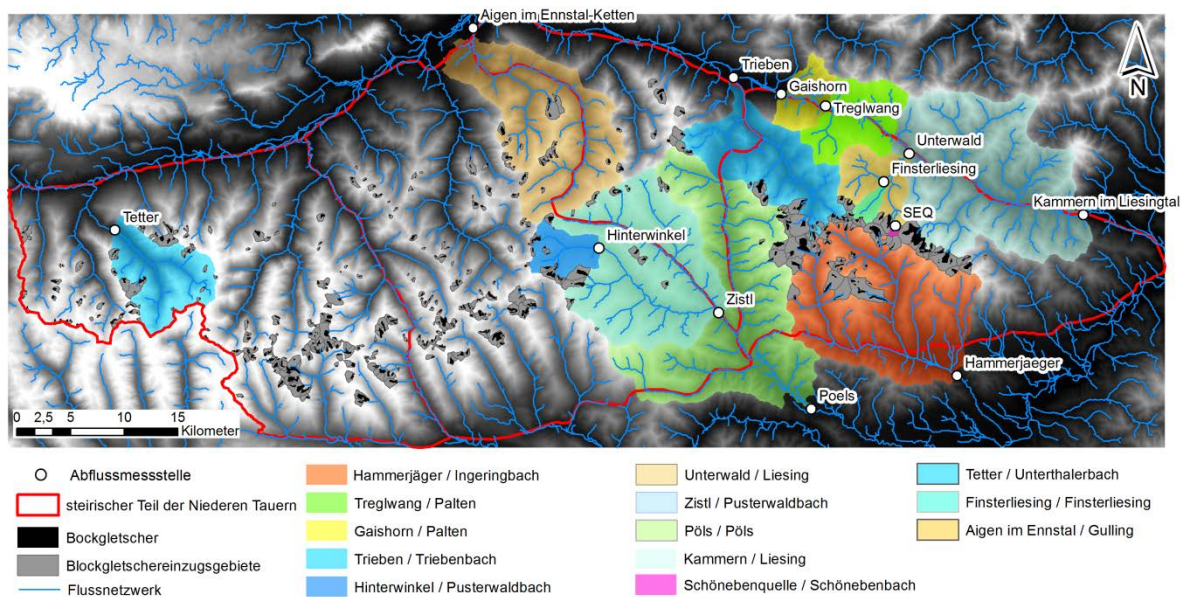


Abbildung 55: Lage der mit Abflussmessstationen bestückten Einzugsgebiete der Niederen Tauern sowie der Blockgletscher und deren Einzugsgebiete.

Bei den zur Verfügung stehenden Abflussmessstellen handelt es sich um sehr unterschiedliche Einzugsgebiete mit Flächen zwischen $0,67\text{km}^2$ (Schönebenquelle) und 422km^2 (Pöls). Die flächenmäßige Anteil der Teileinzugsgebiete, die über Blockgletscher entwässern, variiert zwischen 0% (Treglwang und Gaishorn am See) und 15%. Lediglich die Schönebenquelle (siehe lokale Modellierung im Kapitel 7.1) weist einen Anteil von 100% auf. Die Analyse der Abflussganglinien zeigt, dass blockgletscherbeeinflusste Einzugsgebiete „gedämpfter“ reagieren; d.h. die Abflussspitzen sind geringer und der Basisabfluss höher als bei naheliegenden Einzugsgebieten die eine geringere oder keine Beeinflussung durch Blockgletscher aufweisen (siehe beispielhaft Abbildung 56). Alle drei Einzugsgebiete in Abbildung 56 weisen Porenaquifere in den Talfüllungen auf, wobei deren Interaktion mit dem Oberflächengerinne nicht weiter bekannt ist.

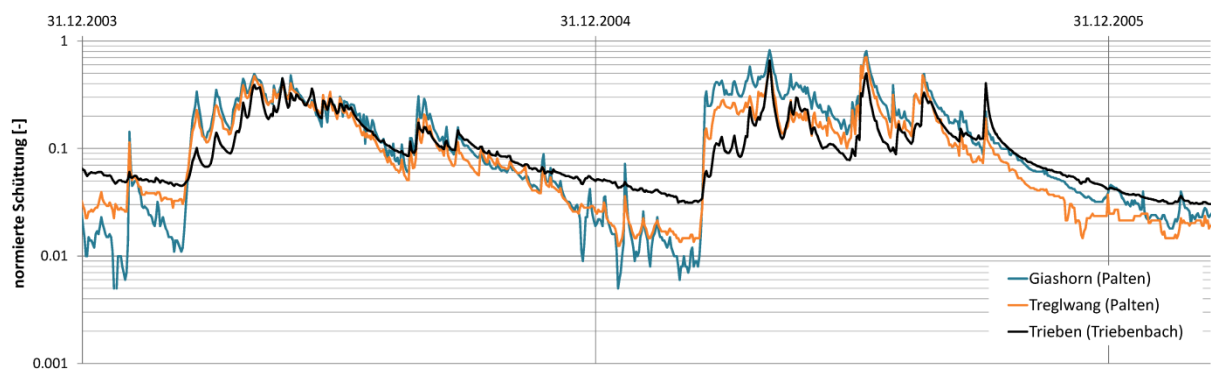


Abbildung 56: Vergleich von drei Hydrographen mit normierter Schüttung. Die Einzugsgebiete Gaishorn und Treglwang sind nicht von Blockgletschern beeinflusst während das Einzugsgebiet Trieben einen flächenmäßigen Blockgletscheranteil von gut 12% aufweist. Alle drei Einzugsgebiete liegen geographisch nahe beieinander und somit spielen mikroklimatische Unterschiede eine untergeordnete Rolle.

Als meteorologische Eingangsdaten wird der Schöner-ZAMG-Datensatz (1km Raster Auflösung) verwendet und für jedes Einzugsgebiet flächengewichtet gemittelt. Die Abflüsse an den jeweiligen Pegeln werden mit dem N-A Modell (monatlicher und täglicher Zeitschritt) anhand der Niederschlags- und Temperaturzeitreihen simuliert. Zur Kalibrierung und Validierung werden die beobachteten Abflusszeitreihen herangezogen. Abbildung 57 zeigt beispielhaft beobachtete und simulierte Abflüsse der Pegel Hammerjäger (Ingeringbach) und Unterwald (Liesingbach) unter Verwendung des Tagesmodells. Abbildung 58 zeigt die Effizienzkriterien der Modelle für die einzelnen Einzugsgebiete und Abbildung 59 die Parametersets der kalibrierten Modelle der jeweiligen Einzugsgebiete. Das Effizienzkriterium \overline{NSE} zeigt, dass für alle Pegel-Einzugsgebiete eine zufriedenstellende Modellierung mit dem N-A Modell erreicht wurde. Das Monatsmodell zeigt für alle betrachteten Einzugsgebiete eine etwas bessere Anpassung an die beobachteten Daten als das Tagesmodell, aber generell

kann gezeigt werden, dass das verwendete N-A Modell in der Lage ist, die Abflussdynamik der Einzugsgebiete wiederzugeben.

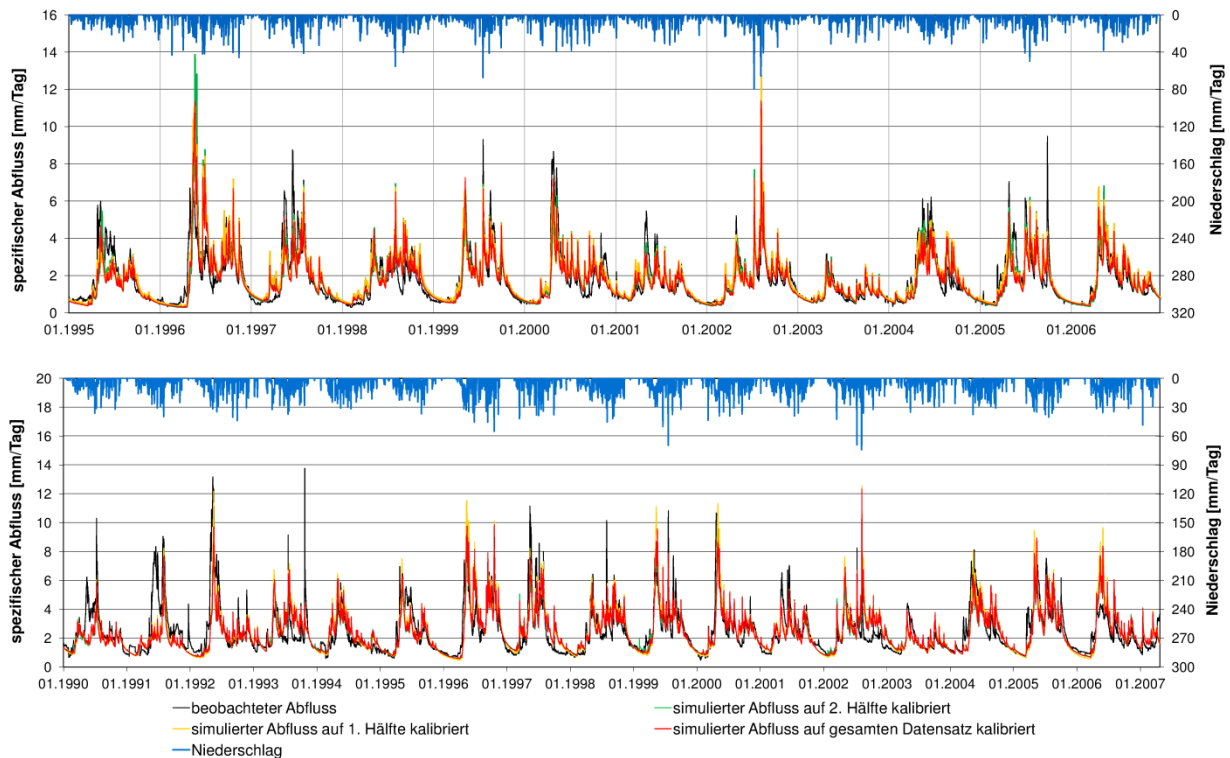


Abbildung 57: Beobachtete und simulierte Abflüsse der Pegel Hammerjäger (Ingeringbach; 198,5km²) (oben) und Unterwald (Liesingbach; 44,1km²) (unten).

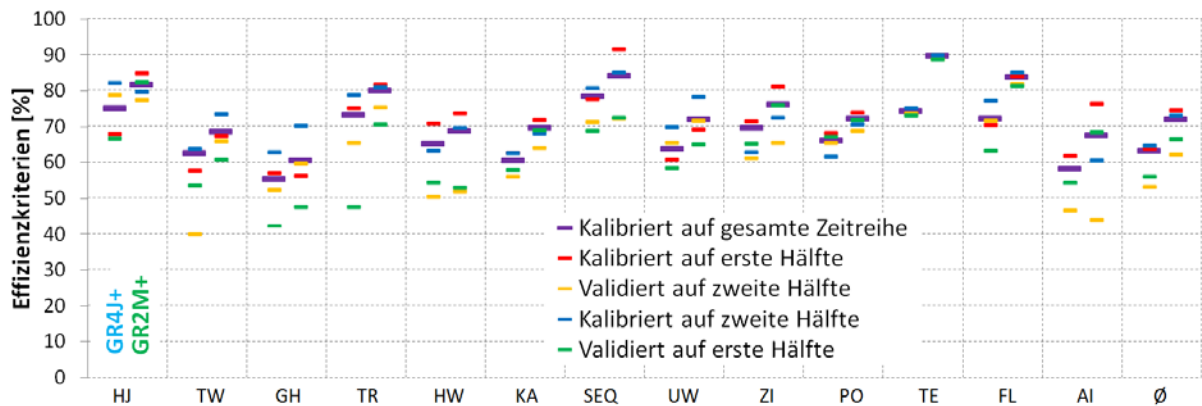


Abbildung 58: Effizienzkriterien der kalibrierten und validierten Pegel-Einzugsgebiete für das Monats- (GR2M+) und das Tagesmodell (GR4J+). Kalibration auf die gesamte Zeitreihe, Kalibration auf die erste Hälfte der Zeitreihe und Validierung auf die zweite Hälfte sowie vice versa („Split-Sample Test“), und die durchschnittlichen Effizienzkriterien der 13 Einzugsgebiete. HJ=Hinterwinkel; TW=Treglwang; GH=Gaishorn; TR=Trieben; HW=Hinterwinkel; KA=Kammern; SEQ=Schönebenquelle; UW=Unterwald; ZI=Zistl; PO=Pöls; TE=Tetter; FL=Finsterliesing; AI=Aigen; Ø=Mittelwert aller Gebiete.

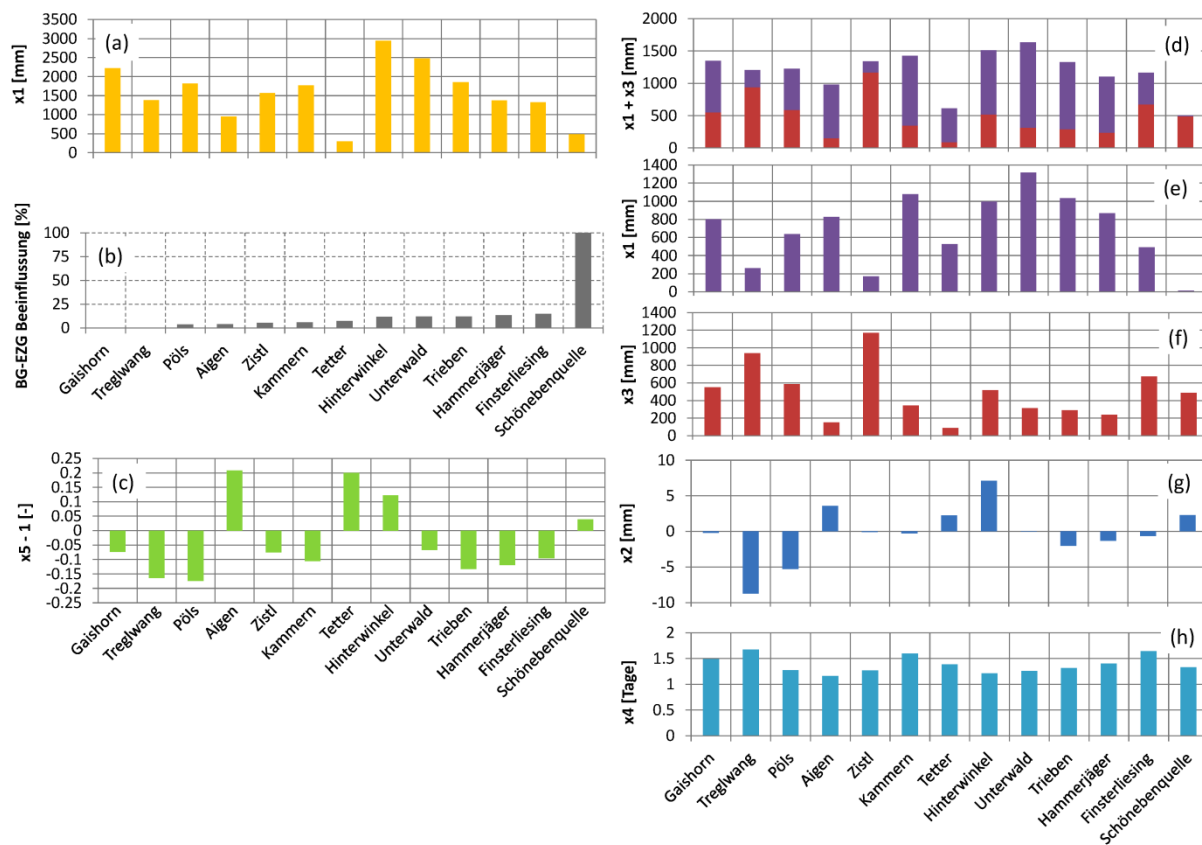


Abbildung 59: Parameter des GR2M+ (a, c) und des GR4J+ (d-h) der 13 Einzugsgebiete ansteigend sortiert nach der prozentuellen Beeinflussung durch blockgletscherbeeinflusste Teileinzugsgebiete (b). Der Austauschterm $x5$ des GR2M+ wird „normiert“ dargestellt. Normalerweise variiert dieser Parameter um 1 herum (Abfluss < 1; Zufluss > 1); der Austauschterm $x2$ im GR4J+ wird allerdings als positiver Wert (Zufluss) oder negativer Wert (Abfluss) dargestellt, um diese Werte vergleichbar zu machen, wurde von dem Austauschterm des GR2M+ 1 abgezogen ($x5 - 1$).

Grundsätzlich korrelieren die Parameter des Monatsmodells mit denen des Tagesmodells beim Vergleich aller 13 Einzugsgebiete (Abbildung 59). Jedoch ist keine Korrelation der Parameter (speziell die Speicherparameter $x1$ und $x3$) mit dem Grad der Blockgletschereinzugsgebietsbeeinflussung zu erkennen. Die Kapazitäten des Bodenspeichers $x1$ im Monatsmodell verhalten sich ähnlich den Summen aus den Kapazitäten des Bodenspeichers und des Gebietsspeichers $x1 + x3$ und der Austauschterm $x5$ des Monatsmodells ist in guter Übereinstimmung mit dem Austauschterm $x2$ des Tagesmodells. D.h., dass die generelle Speicherfähigkeit der einzelnen Einzugsgebiete für das Monats- und das Tagesmodell vergleichbar sind, aber diese Speicherfähigkeiten nicht mit dem Grad der Blockgletscherbeeinflussung direkt korrelieren.

Die Einzugsgebiete Tetter und Schönebenquelle weisen die geringsten Speicherfähigkeiten und die Einzugsgebiete der Pegel Hinterwinkel und Unterwald die höchsten Speicherfähigkeiten auf. Die Pegel Gaishorn und Treglwang, die keine Blockgletscherbeeinflussung aufweisen (0%), weisen ebenfalls eine hohe Speicherfähigkeit

auf. Die jeweilige Auftrennung in Boden- und Gebietsspeicher im GR4J+ ist durchaus variabel. Der Verzögerungsterm x_4 des GR4J+ ist bei allen Einzugsgebieten als eher gering einzustufen (zwischen 1,16 und 1,68; bei Perrin et al. (2003) ist das 80% Konfidenzintervall zwischen 1.1 und 2.9). In weiterer Folge soll speziell das Tagesmodell GR4J+ zur Diskussion herangezogen werden, da hierbei die Speicherkapazität von Einzugsgebieten durch die freien (kalibrierten) Parameter x_1 (Kapazität des Bodenspeichers) und x_3 (Kapazität des Gebietsspeichers) und nicht nur durch einen freien Speicher (x_1) wie beim Monatsmodell GR2M+ beschrieben werden kann. Die Übereinstimmung zwischen Monats- und Tagesmodell weist auf die generellen Unterschiede der Einzugsgebiete hin, die mit den unterschiedlichen Einzugsgebietscharakteristika in Verbindung gebracht werden können.

Es fällt auf, dass das Einzugsgebiet der Schönebenquelle eine verhältnismäßig geringe Speicherkapazität aufweist (Abbildung 59d). In diesem Zusammenhang muss in Erinnerung gerufen werden, dass ein kleines ($<1\text{km}^2$) alpines Einzugsgebiet (mittlere Höhe $> 2000\text{m}$ ü.A.) mit größeren Einzugsgebieten (bis zu 422km^2) verglichen wird, die zwar in den höheren Lagen vergleichbare Bedingungen aufweisen, jedoch in tieferen Lagen deutlich durch Vegetation und Bodenbildung gekennzeichnet sind. Auffallend ist, dass im Falle des Einzugsgebietes der Schönebenquelle ($0,67\text{km}^2$; 100% Blockgletscherbeeinflussung) ein fast vernachlässigbarer Bodenspeicher angedeutet wird. Das andere Einzugsgebiet mit relativ gesehen geringer Speicherkapazität – das Einzugsgebiet des Pegels Tetter (Unterthalerbach; $65,2\text{km}^2$) – weist dagegen einen verhältnismäßig hohen Bodenspeicher und nur einen geringen Gebietsspeicher auf. Nur 7,1% dieses Einzugsgebietes wird durch Blockgletscher beeinflusst. Abbildung 60 zeigt den prozentuellen Anteil des Boden- und Gebietsspeichers der 13 Einzugsgebiete.

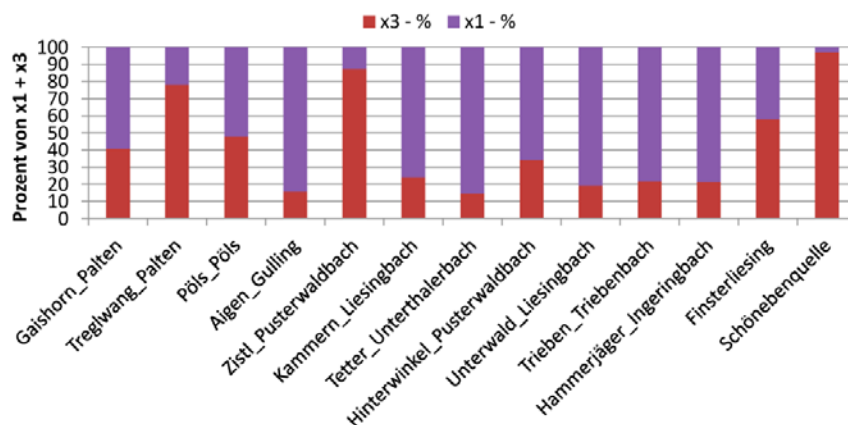


Abbildung 60: Prozentueller Anteil des Boden- bzw. Gebietsspeichers in den jeweiligen Einzugsgebieten. Die prozentuelle Aufteilung bei Perrin et al. (2003) ist 80% x_1 zu 20% x_3 (basierend auf den angegebenen Mittelwerten).

Anhand der Ergebnisse der Modellierung der Schönebenquelle scheint eine große Blockgletscherbeeinflussung im alpinen Setting eines kristallinen Einzugsgebiets durch einen geringen Bodenspeicher (x1) und einen großen Gebietsspeicher (x3) repräsentiert zu sein (Verhältnis 3:97; Abbildung 60). Dies entspricht auch der konzeptionellen Vorstellung des Einzugsgebietes, wie in Kapitel 7.1 bereits ausgeführt wurde. Leider stehen zurzeit keine Daten von kleinen alpinen Einzugsgebieten ohne Blockgletscherbeeinflussung zur Verfügung, um einen direkten Vergleich im gleichen „Maßstab“ durchführen zu können.

Wie kann aber diese Beeinflussung der Blockgletscher auf größere, nur zum Teil von Blockgletschern beeinflusste Einzugsgebiete übertragen werden bzw. inwieweit ist ein solches „Signal“ in einem räumlich nicht aufgelöstem N-A Modell noch erkennbar? Es ist zu erwarten, dass Vegetation, Bodenbildung sowie das Auftreten von Porengrundwasserleitern in den größeren („übertieften“) Tälern die Auswirkung der Blockgletscher überprägen. Vegetation und Bodenbildung sollten sich allerdings in einer Vergrößerung des Bodenspeichers widerspiegeln und nur der Effekt von Porengrundwasserleitern (oder anderen Poren-, Kluft- oder Karstaquiferen) sich in der Vergrößerung des Gebietsspeichers auswirken.

Die Veränderung der Blockgletscherbeeinflussung und deren Auswirkung auf die Modellparameter des N-A Modells soll anhand des Teileinzugsgebiets Schönebenquelle selbst (100% blockgletscherbeeinflusst; 0,67km², SRGcatch) und des Teileinzugsgebiets der Station Finsterliesing (14,78% Blockgletscherbeeinflussung; 7,26km², FLCatch sowie des übergeordneten Einzugsgebiets der Station Unterwald am Liesingbach (7,13% Blockgletscherbeeinflussung; 44,1 km²; UWcatch; Abbildung 61) gezeigt werden. Dieser Abschnitt fasst im Wesentlichen die Ergebnisse von Wagner et al. (akzeptiert) zusammen.

Die jeweiligen Teileinzugsgebiete werden mit dem bestehenden Modellansatz bei der Kalibrierung des Haupteinzugsgebietes nicht berücksichtigt (ein möglicher diesbezüglicher Ansatz hierfür wird in Lerat et al. (2012) beschrieben). Die drei (Teil-)Einzugsgebiete entwässern ein Gebiet, welches lithologisch gesehen als durchaus einheitlich betrachtet werden kann. Primär ist in diesem kristallinen Einzugsgebiet (Unterwald) keine große Grundwasserspeicherung im geklüfteten Grundgebirge zu erwarten. Jedoch sind die Lockergesteins-/Schuttmassen mit teilweise beträchtlicher (einige Zehnermeter) Mächtigkeit als potentieller Grundwasserspeicher anzusehen, speziell die Blockgletscher. Generell nimmt die Blockgletscherbeeinflussung von der Schönebenquelle über den Pegel der Finsterliesing bis hin zum Pegel Unterwald ab, die Vegetation und Bodenbildung jedoch zu.

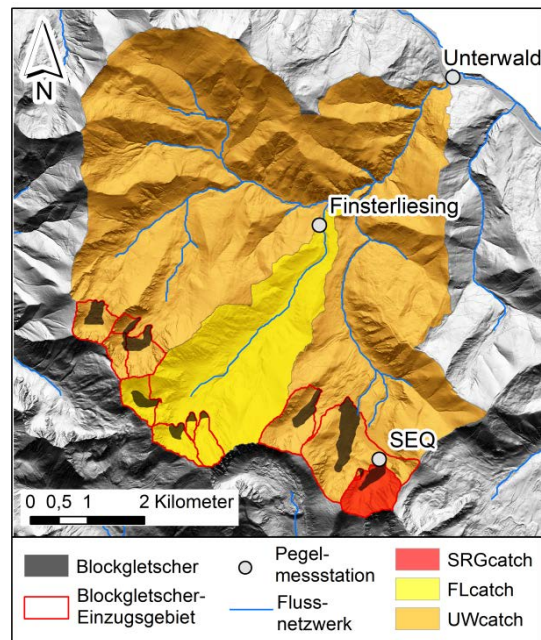


Abbildung 61: Einzugsgebiet der Station Unterwald (Liesingbach) und der Teileinzugsgebiete der Stationen Finsterliesing und Schönebenquelle. Modifiziert nach Wagner et al. (akzeptiert).

Ein semidistributiver Ansatz des N-A Modells erlaubt des Weiteren eine effektive Berücksichtigung der blockgletscherbeeinflussten Teileinzugsgebiete, wie beispielhaft an den zwei Einzugsgebieten Finsterliesing und Unterwald gezeigt werden kann. Basierend auf Überlegungen der physikalischen Gleichartigkeit können alle blockgletscherbeeinflussten Teileinzugsgebiete durch die für den Schöneben-Blockgletscher errechneten Modellparameter simuliert werden. Der berechnete Abfluss all dieser Zeileinzugsgebiete in den Einzugsgebieten Finsterliesing und Unterwald kann dann als externe Zuflüsse in einem semidistributiven Modell berücksichtigt werden. Hierbei werden nur die Bereiche der Einzugsgebiete herangezogen, die nicht zu den Blockgletscherbeeinflussten Flächen zählen und die Wassermengen aus den blockgletscherbeeinflussten Gebieten als Zufluss nach x_1 (Bodenspeicher) hinzugefügt (Abbildung 62).

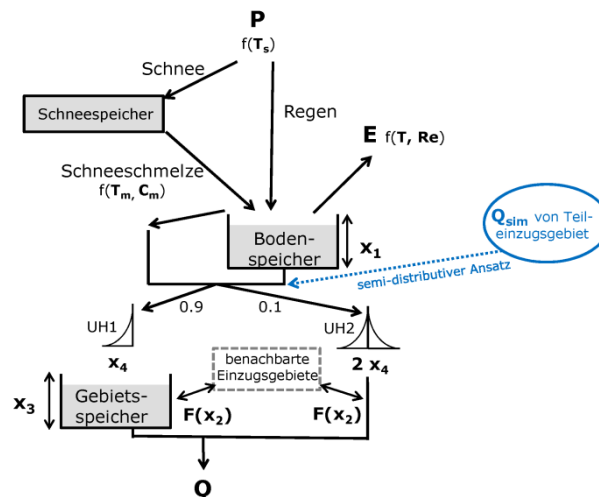


Abbildung 62: Semidistributiver Modellansatz des GR4J+. Modellparameter siehe Abb. 11 Kapitel 4.3. Modifiziert nach Wagner et al. (akzeptiert).

Dieser Ansatz erlaubt es, explizit den simulierten Abfluss der Blockgletscherbeeinflussten Teileinzugsgebiete dem Gesamtabfluss der jeweiligen Messstellen Finsterliesing und Unterwald gegenüber zu stellen (Wagner et al., akzeptiert).

Wie bereits in Kapitel 7.1 angesprochen, ist die 100%ige Beeinflussung der Schönebenquelle gekennzeichnet durch einen geringen Bodenspeicher ($x_1=15\text{mm}$), einen großen Gebietsspeicher ($x_3=488\text{mm}$) sowie einen geringen Verzögerungsterm ($x_4=1,33$ Tage). Der Pegel Finsterliesing mit seiner fast 15%igen Beeinflussung durch Blockgletscher kann am besten simuliert werden, indem der Bodenspeicher im Vergleich zur Schönebenquelle stark ($x_1=490\text{mm}$), der Gebietsspeicher etwas ($x_3=674\text{mm}$) und auch der Verzögerungsterm ($x_4=1,65$ Tage) leicht erhöht werden. Für den Pegel Unterwald (der die zwei anderen gerade genannten Einzugsgebiete als Teileinzugsgebiete umfasst) kann durch Verwendung eines sehr großen Bodenspeichers ($x_1=1.317\text{mm}$), einem geringen Gebietsspeicher ($x_3=314\text{mm}$) und einem geringen Verzögerungsterm ($x_4=1,26\text{mm}$) eine zufriedenstellende Simulation erreicht werden (Tabelle 15). Vergleicht man dies mit den Durchschnittswerten von Perrin et al. (2003), so ist der Bodenspeicher der Finsterliesing leicht erhöht und der der Station Unterwald stark erhöht (über dem 80% Konfidenzintervall von Perrin et al. (2003)). Alle drei Einzugsgebiete weisen eine Kapazität des Gebietsspeichers auf, der über dem 80%igen Konfidenzintervall ($x_1=300\text{mm}$) der Studie von Perrin et al. (2003) liegt. Das Verhältnis Bodenspeicher zu Gebietsspeicher des GR4J+ Modells für die Schönebenquelle, den Pegel Finsterliesing und Unterwald ist 3:97; 42:58 und 81:19. Somit würde das Verhältnis Bodenspeicher zu Gebietsspeicher im Einzugsgebiet des

Pegels Unterwald etwa dem Mittel des Verhältnisses der Studie von Perrin et al. (2003) aufweisen (~ein „typisches“ Einzugsgebiet); nicht jedoch in absoluten Werten gesehen. Die Parameterwerte der zwei Einzugsgebiete welche mit dem semidistributiven Ansatz sich ergeben, weisen auf eine ähnliche Verteilung hin (Tabelle 15; Wagner et al., akzeptiert). Auch unter Verwendung des Monatsmodells (GR2J+) ergibt sich ein ähnliches Bild (hier nicht gezeigt). Die Werte des Speichers x_1 der drei Einzugsgebiete nehmen von der Schönebenquelle ($x_1=484\text{mm}$) über den Pegel der Finsterliesing ($x=1.325\text{mm}$) hin zum Pegel Unterwald ($x_1=2.475\text{mm}$) zu. In der Studie von Mouelhi et al. (2006) wird im Mittel ein Wert von 380mm für x_1 angeführt. (95% Konfidenzintervall bei 2.640mm). Auch der Großteil der anderen Einzugsgebiete der Region weist erhöhte Speicherkapazitäten auf. Dies könnte auf eine generell gute / erhöhte Speicherkapazität dieser Gebiete hindeuten und ist unter Umständen auf die glazial überprägten Einzugsgebiete und den damit verbundenen Lockergesteinsablagerungen zurückzuführen. In der Studie von Perrin et al. (2003) wurden keine vergleichbaren Einzugsgebiete berücksichtigt.

Tabelle 15: Modellparameter und Effizienzkriterien des GR4J+ N-A Modells für die Abflussmessstationen Schönebenquelle (SRGcatch, Finsterliesing (FLcatch) und Unterwald (UWcatch) und des jeweiligen semidistributiven Ansatzes (-sD) sowie durchschnittliche Werte und 80%-Konfidenzintervalle aus der Studie von Perrin et al. (2003). Modifiziert nach Wagner et al. (akzeptiert)

		Schöner-ZAMG-Datensatz					Perrin et al. (2003)
		SRGcatch	FLcatch	FLcatch-sD	UWcatch	UWcatch-sD	Median (80% Konfidenzintervall)
Modellparameter	x_1 (mm)	14,55	490,26	568,46	1317,37	1513,38	350 (100 to 1200)
	x_2 (mm)	2,3	-0,65	-1,03	-0,02	0,01	0 (-5 to 3)
	x_3 (mm)	487,78	673,63	503,74	314,12	343,53	90 (20 to 300)
	x_4 (Tage)	1,33	1,65	1,41	1,26	1,43	1.7 (1.1 to 2.9)
	T_s (°C)	1,05	1,95	1,54	1,59	1,75	-
	T_m (°C)	4,1	3,4	4,08	4,18	3,5	-
	C_m (mm/°C)	3,32	2,54	2,72	2,45	1,86	-
Effizienz-kriterien	\overline{NSE} (%)	78,6	72,42	73,13	63,97	64,28	56,8
	NSE_Q (%)	76,32	64,59	65,74	59,98	60,34	51
	$NSE\sqrt{Q}$ (%)	81,41	74,42	74,89	64,7	64,98	61,9
	$NSE\log Q$ (%)	78,07	78,26	78,74	67,24	67,53	57,5
	WB (%)	90,58	96,51	96,64	97,5	98,45	79

Würde im Einzugsgebiet der Finsterliesing der gesamte Gebietspeicher (x_3) des GR4J+ rein durch die Blockgletscher selbst repräsentiert sein (die Fläche der Blockgletscher als auch die Fläche der Blockgletschereinzugsgebiete ist nicht viel mehr als die der Schönebenquelle; siehe Tabelle 12), so würde dies bedeuten, dass die Mächtigkeit des Aquifers im Vergleich zu dem der Schönebenquelle etwas größer wäre. Vermutlich ist dies aber eher auf die Tatsache zurück zu führen, dass im Einzugsgebiet der Finsterliesing ein beträchtlicher Anteil an weiteren Schuttmassen anzutreffen ist, die potentiell als

Grundwasserspeicher dienen können. Dies wird auch durch den semidistributiven Ansatz bestätigt, denn der Gebietsspeicher fällt in diesem Fall zwar kleiner aus ($x_3=504\text{mm}$ statt 674mm wenn die Blockgletscherbeeinflussten Flächen inkludiert werden, Tabelle 15), jedoch ist dieser immer noch als hoch anzusehen. Der relativ große Bodenspeicher (x_1) entspricht der Tatsache, dass Vegetation und Bodenbildung hier schon eine bedeutendere Rolle spielen als im Einzugsgebiet der Schönebenquelle. Im semidistributiven Modell steigt dieser Wert sogar noch, da in diesem ja die höher liegenden blockgletscherbeeinflussten Flächen nicht mitberücksichtigt werden. Für die Station Unterwald ist ein noch viel höherer Bodenspeicher (x_1) und ein geringerer Gebietsspeicher (x_3) als für die Schönebenquelle oder die Finsterliesing bestimmt worden. Dies würde mit der geringeren Blockgletscherbeeinflussung übereinstimmen. Der Liesingbach selbst weist vor der Einmündung der Finsterliesing keine blockgletscherverdächtigen Formen auf, was wiederum den ungedämpfteren Durchgang von Niederschlagsereignissen ermöglicht (Schatzl, 2002). Jedoch gibt es in Teilen des Liesingbacheinzugsgebietes potentielle Speicher wie Schuttfächer, deren Mächtigkeit aber noch unbekannt ist. Der Gebietsspeicher im N-A Modell der Station Unterwald weist Werte auf (über dem Konfidenzintervall von 80% von Perrin et al. (2003)), die auf einen erhöhten Basisabfluss hinweisen. Eine mögliche Erklärung wären hierfür unter anderem auch die Blockgletscher. Es kann daher für diese Einzugsgebiete geschlossen werden, dass die Abnahme der Blockgletscherbeeinflussung mit einer Abnahme des Gebietsspeichers einhergeht und im Falle des Pegels Unterwald die Blockgletscherbeeinflussung trotzdem immer noch eine Rolle spielt. Dies kann vor allem durch den semidistributiven Ansatz aufgezeigt werden.

Abbildung 63 zeigt eine Gegenüberstellung der Speicherkapazitäten basierend auf dem Modell GR4J+ für die Einzugsgebiete Unterwald, Finsterliesing und Schönebenquelle mit den Einzugsgebietscharakteristika Blockgletscheranteil, Blockgletschereinzugsgebietsanteil und Schuttanteil im Vergleich zu Werten aus Perrin et al. (2003).

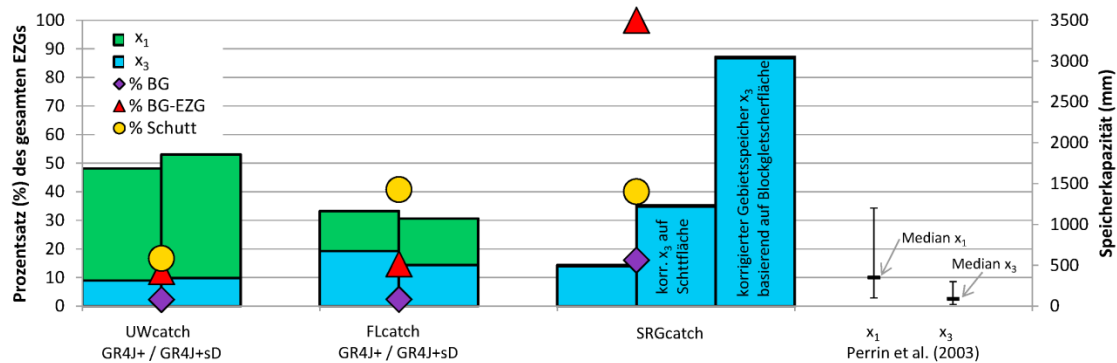


Abbildung 63: Gegenüberstellung der Speicherkapazitäten (x_1 und x_3 für GR4J+) der Einzugsgebiete Unterwald, Finsterliesing und Schönebenquelle mit den Einzugsgebietscharakteristika Blockgletscheranteil (BG), Blockgletschereinzugsgebietsanteil (BG-EZG) und Schuttanteil (Schutt). GR4J+sD = Ergebnisse anhand des semidistributiven Ansatzes für die Einzugsgebiete Finsterliesing und Unterwald. Der Gebietspeicher der Schönebenquelle ist von links nach rechts einmal für das ganze Einzugsgebiet dargestellt, einmal korrigiert auf die Fläche die mit Schutt bedeckt ist (~40%) und einmal auf die Fläche bezogen, die nur durch den Blockgletscher bedeckt ist (~16%). Die Werte von Perrin et al. (2003) zeigen den Median als auch die 80%igen Konfidenzintervalle. Modifiziert nach Wagner et al. (akzeptiert).

Abbildung 64 und 65 zeigen den simulierten Anteil der blockgletscherbeeinflussten Teileinzugsgebiete im Vergleich zum Gesamtabfluss für die Messstellen Finsterliesing und Unterwald auf Tagesbasis als auch anhand monatlicher Mittelwerte. Interessanterweise ist die Blockgletscherbeeinflussung während der Wintermonate eher gering. Sehr wohl aber ist deren prozentueller Anteil während der späten Schneeschmelze als auch während der Sommermonate hoch. Basierend auf den durchgeführten Simulationen machen die blockgletscherbeeinflussten Gebiete einen Anteil von etwa 16% und 13% für die Einzugsgebiete Finsterliesing und Unterwald aus. Basierend auf monatlichen Mittelwerten erreichen die blockgletscherbeeinflussten Flächen für die Station Finsterliesing Werte von 10% im April bis 24% im August; für die Station Unterwald ergeben sich Werte von 7% im März bis 23% im Mai (Abbildung 65). Basierend auf den Tageswerten variiert der prozentuelle Anteil der blockgletscherbeeinflussten Teileinzugsgebiete von 6% bis 63% für Finsterliesing und von 4% bis 52% für Unterwald, was temporär einem mehr als vierfachen Wert der flächenhaften Beeinflussung entspricht (siehe Tabelle 12).

Basierend auf diesem semi-distributiven Ansatz kann somit von einer durchaus relevanten Beeinflussung der Blockgletscherteileinzugsgebiete auf die zwei übergeordneten Einzugsgebiete der Finsterliesing und Unterwald geschlossen werden. Diese zeitlich variablen und folglich zeitweise verhältnismäßig großen Schüttungsanteile sind speziell für Fragestellungen von Verunreinigungen (z.B. Schwermetallbelastungen) hinsichtlich Verdünnungseffekte von großer Bedeutung.

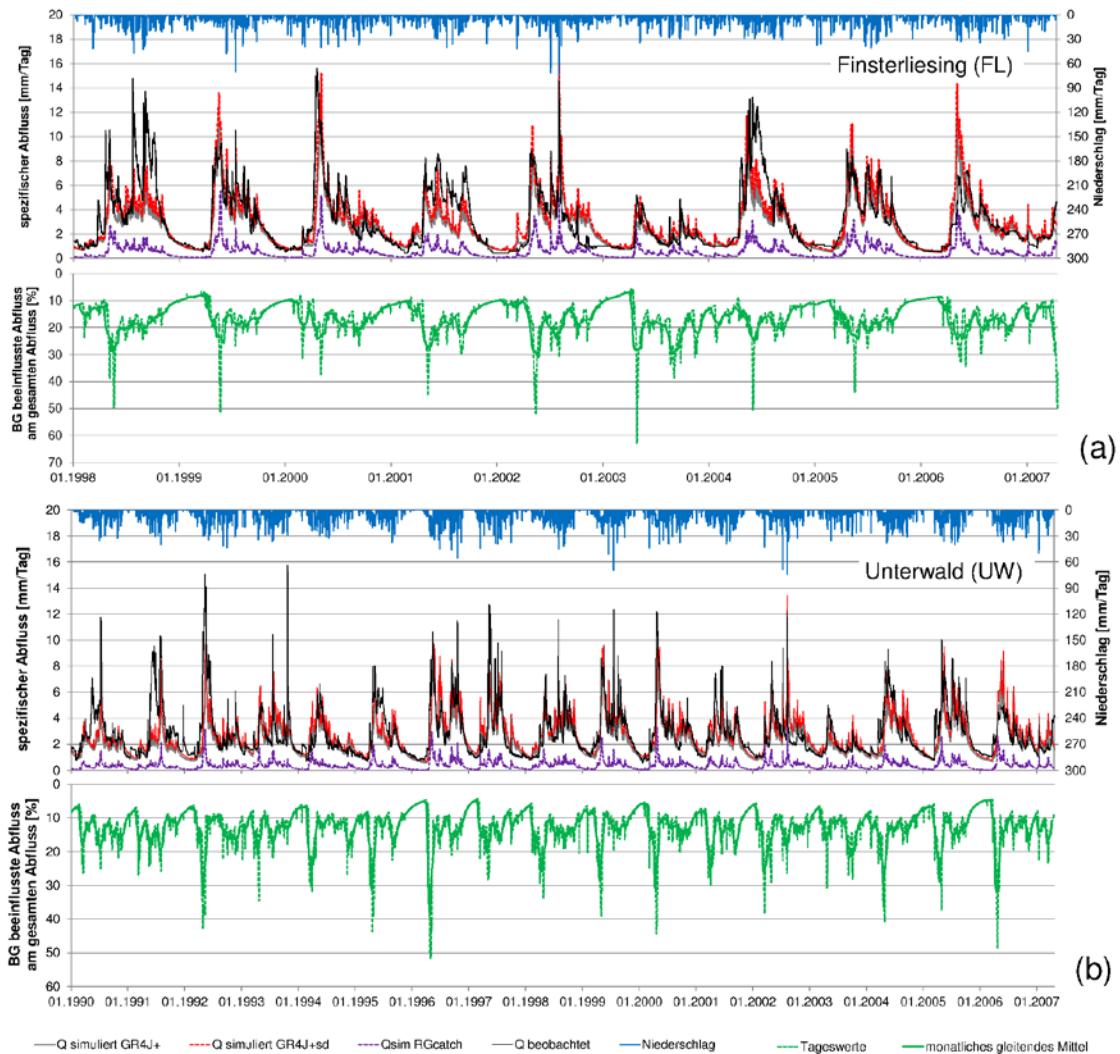


Abbildung 64: Beobachteter und simulierter Abfluss der Pegel (a) Finsterliesing (FL) und (b) Unterwald (UW). Simulierter Abfluss basierend auf dem GR4J+ Modell und dem semidistributiven Ansatz (GR4J+sd) als auch der Abfluss der Blockgletscherbeeinflussten Teilgebiete (Qsim RGcatch). Zusätzlich ist der Prozentsatz der Blockgletscherbeeinflussten Abflüsse in den eigenständig berechneten Teileinzugsgebieten im Vergleich zum Gesamtabfluss dargestellt; auf Tagesbasis und unter der Verwendung eines einmonatigen gleitenden Mittelwertes. Modifiziert nach Wagner et al. (akzeptiert).

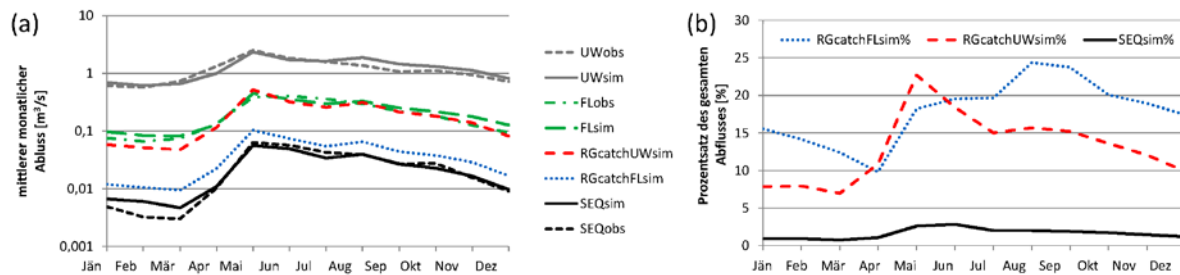


Abbildung 65: (a) Beobachtete und simulierte saisonale Abflüsse der Pegel Finsterliesing (FL), und Unterwald (UW), Schönebenquelle (SEQ) und der Abflüsse aller blockgletscherbeeinflussten Teileinzugsgebiete der Messstellen Finsterliesing (RGcatchFLsim) und Unterwald (RGcatchUWsim) (b) für den Zeitraum Juni 2002 bis April 2007. Prozentsatz der simulierten Abflüsse der blockgletscherbeeinflussten Teileinzugsgebiete der Messstelle Finsterliesing (RGcatchFLsim%), der Messstelle Unterwald (RGcatchUWsim%) sowie der Anteil der Schönebenquelle am Gesamtabfluss der Messstelle Unterwald (SEQsim%). Modifiziert nach Wagner et al. (akzeptiert).

Wie die hier aufgezeigten Interpretationen der Blockgletscherbeeinflussung der Stationen Schönebenquelle, Finsterliesing und Unterwald bezüglich Speicherparameter der N-A Modelle auf die anderen regionalen Einzugsgebiete (Tabelle 12) übertragen werden können, soll nun im Folgenden diskutiert werden. Gleich vorab muss festgehalten werden, dass die Beeinflussung der Blockgletscher eine untergeordnete Rolle spielen muss, nachdem keine offensichtliche regionale Korrelation ersichtlich ist. Dies heißt aber nicht, dass die Blockgletscher und die damit verbundenen Speichereigenschaften vernachlässigbar sind, sondern eben bei den betrachteten Einzugsgebieten durch andere „Prozesse“ überdeckt werden.

Die Station Hammerjäger (Ingeringbach) entwässert ein Einzugsgebiet, in dem ein Teileinzugsgebiet den Dürrtal-Blockgletschers einschließt. Das Gesamteinzugsgebiet weist eine vergleichbare Einzugsgebietscharakteristik wie das der Station Unterwald auf. Beide Einzugsgebiete können mit einem sehr ähnlichen Verhältnis zwischen Boden- und Gebietsspeicher simuliert werden (79:21 und 81:19). Beide weisen auch eine vergleichbare Blockgletscherbeeinflussung von 13,3% und 12,0% auf. Auch das Einzugsgebiet der Station Trieben mit seiner 12,1%igen Blockgletscherbeeinflussung wird durch vergleichbare Speicherkapazitätsverhältnisse am besten reproduziert (78:22). In Absolutwerten betrachtet ist das Einzugsgebiet der Station Unterwald durch etwas höhere Speicherkapazitäten als die Stationen Trieben und Hammerjäger repräsentiert (umgekehrt proportional zur Einzugsgebietsgröße). Somit scheint ein „typisches“ Einzugsgebiet der Seckauer Tauern mit glazialer Überprägung und einer Blockgletscherbeeinflussung von um die 12% durch einen Gebietsspeicher charakterisiert zu sein, der gut die dreifache Kapazität der durchschnittlichen Einzugsgebiete von Perrin et al. (2003) aufweist.

Auch die Station Kammern im Liesingtal (Liesing) verhält sich ähnlich wie die drei vorher genannten. Allerdings ist hier die Blockgletscherbeeinflussung nur mehr die Hälfte (5,7%). Im Liesingtal muss aber bereits der dem Liesingtal parallel verlaufende Porengrundwasserleiter mitberücksichtigt werden.

Die Einzugsgebiete der Pegel Hammerjäger (Ingeringbach; 198,5km²) und Zistl (Pusterwaldbach; 197,7km²) haben eine vergleichbare Größe. Die Blockgletscherbeeinflussung ist für das Einzugsgebiet des Pegels Hammerjäger höher (13,33%) als die des Einzugsgebiets des Pegels Zistl (5,27%). Obwohl die Summe der Speicherkapazität (Bodenspeicher und Gebietsspeicher) vergleichbar ist, sind im Einzugsgebiet des Pegels Zistl ein größerer Gebietsspeicher und ein viel geringerer Bodenspeicher nötig, um die beobachteten Abflüsse zu simulieren. Dies könnte dadurch erklärbar sein, dass der Pegel Zistl bereits durch einen Porengrundwasserleiter beeinflusst ist, der Pegel Hammerjäger jedoch nicht. Des Weiteren befinden sich im Einzugsgebiet des Pegel Zistl einige Bereiche mit Karbonatgesteinen (Abbildung 66). Die wiederum könnten der Grund für den starken Zufluss (x2) im Einzugsgebiet des Pegels Hinterwinkel sein (im Oberlauf des Pegel Zistl befindlich). Interessanterweise ist die Auswirkung des Porengrundwasserleiters am Pegel Pöls (übergeordnetes Einzugsgebiet der Einzugsgebiete Hinterwinkel und Zistl) nicht durch einen höheren Gebietsspeicher gekennzeichnet (Verhältnis x1:x3 = 52:48). Das Einzugsgebiet des Pegels Tetter (Unterthalerbach) fällt durch seinen sehr geringen Gebietsspeicher (x3=90mm) auf. Dieser verhältnismäßig geringe Gebietsspeicher entspricht allerdings dem Durchschnittswert, den die Studie von Perrin et al. (2003) angibt. Das Einzugsgebiet der Station Aigen im Ennstal weist eine sehr geringe Blockgletscherbeeinflussung von 3,8% auf und einen verhältnismäßig geringen Gebietsspeicher, vergleichbar mit dem der Station Tetter (Verhältnis x1:x3 = 84:16 und 85:15).

Die Einzugsgebiete der Pegel Gaishorn und Treglwang weisen keine (0%) Blockgletscherbeeinflussung auf, sehr wohl aber hohe Gebietsspeicher (x3= 550 und 939mm). Dies deutet auf andere Grundwasserspeicher hin, welche bspw. mit dem Porengrundwasserleitern im Paltental selbst in Zusammenhang gebracht werden können (Abbildung 66). Hier sei wieder auf den Pegel Zistl (Pusterwaldbach) verwiesen, der unter Umständen auch aufgrund dieser Einzugsgebietscharakteristik einen sehr hohen Gebietsspeicher aufzuweisen hat.

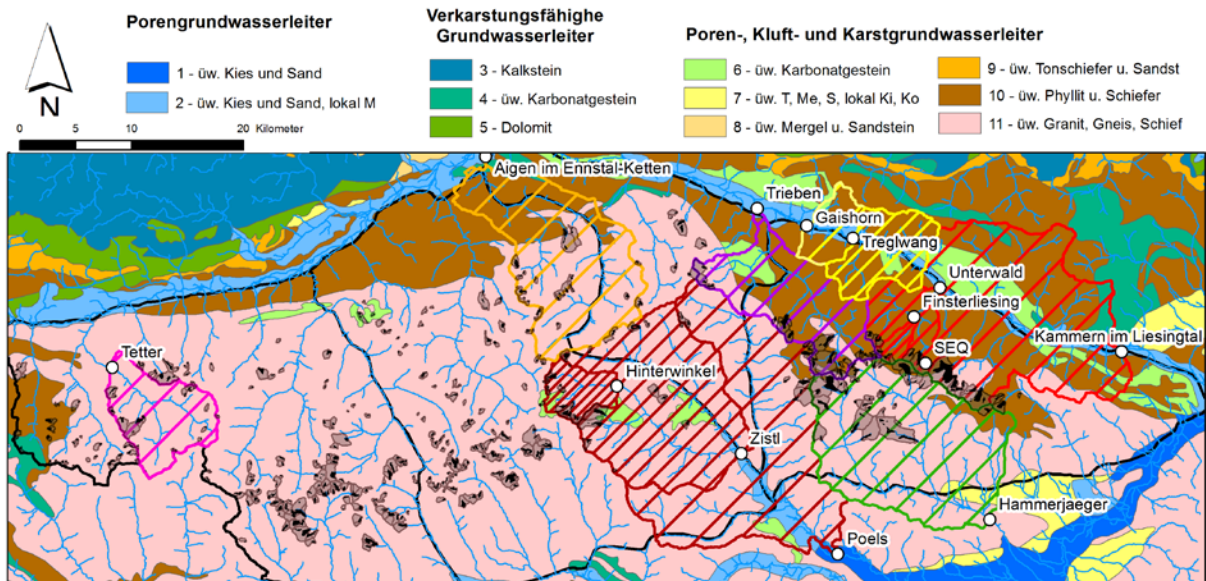


Abbildung 66: Die zur Analyse herangezogenen Einzugsgebiete (farblich verschieden schraffierte Flächen) sowie die hydrogeologische Einteilung der Niederen Tauern und der unmittelbaren Umgebung wie diese im Hydrologischen Atlas von Österreich zu finden ist (BMLFUW, 2007).

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass am Beispiel der Schönebenquelle die Relevanz der Schuttakkumulationen (primär die des Blockgletschers selbst) ausgewiesen werden konnte. Darüber hinaus scheint die Abnahme der Blockgletscherbeeinflussung vom Pegel Schönebenquelle über den Pegel Finsterliesing bis hin zum Pegel Unterwald in den Speicherparametern des N-A Modells Eingang zu finden. Ein temporär bis zu vierfacher Abflussanteil der blockgletscherbeeinflussten Teileinzugsgebiete auf Tagesbasis konnte für die Pegel Unterwald und Finsterliesing errechnet werden. Des Weiteren konnte anhand der Übereinstimmung der Pegel Unterwald, Trieben und Hammerjäger eine dreifach erhöhte Kapazität des Gebietsspeichers in Einzugsgebieten mit gut 12%iger Beeinflussung im Vergleich zu durchschnittlichen Kapazitäten (aus der Studie von Perrin et al., 2003) aufgezeigt werden. Ein Vergleich mit Einzugsgebieten, die ein Fehlen der Blockgletscherbeeinflussung aufweisen (Gaishorn und Treglwang), ist schwierig, da diese Gebiete vermutlich aufgrund der Beeinflussung durch Porengrundwasserleiter ebenfalls hohe Gebietsspeicherkapazitäten aufweisen und eine Trennung dieser Effekte mit der bestehenden Datengrundlage und dem hier verwendet N-A Modell nicht möglich ist.

Des Weiteren zeigt sich, dass die Blockgletscherbeeinflussung der anderen betrachteten Einzugsgebiete nicht eindeutig vom Einfluss anderer (glazialer) Lockersedimente sowie Unterschieden in der Lithologie und der Vegetation getrennt werden kann und unter Verwendung der bestehenden Datensätze und Pegelstandorte sowie der Einschränkungen des Modellansatzes nicht explizit ersichtlich ist. Blockgletscher sind zum jetzigen Zeitpunkt nur flächenhaft ausgewiesen und ihre (wassergesättigte) Mächtigkeit (bis auf die des

Schöneben-Blockgletschers) und somit ihr Speichervolumen nicht bestimmt. Andere Lockersedimente sind nur zum Teil bzw. für den Maßstab der Untersuchung unzureichend ausgewiesen (Geologische Karte/Polygone). Auch das Vorhandensein (und die Mächtigkeit) von Verwitterungsschwarzen ist momentan mit großen Unsicherheiten verbunden.

8 Diskussion und Synthese

Das **Speicher- und Abflussverhalten** von Aquifersystemen wie bspw. von reliktschen Blockgletschern ist im Wesentlichen von ihrem internen Aufbau und der Aquiferbasis (Fläche, Krümmung und Neigung) bestimmt. Ein Verständnis des hydraulischen Verhaltens reliktscher Blockgletscher erfordert einen interdisziplinären Ansatz, der unterschiedliche hydrogeologische und geophysikalische Untersuchungsmethoden kombiniert. Die Ergebnisse einer Lokalstudie am Schöneben-Blockgletscher geben erste Einblicke in ein so komplexes Aquifersystem (Winkler et al., 2016). Hydrograph- und Traceranalysen weisen auf einen heterogenen Aquifer mit mindestens zwei Aquiferkomponenten hin, die unterschiedliche hydraulische Eigenschaften haben. Zum einen zeigt sich eine nur sehr kurz im Untergrund gespeicherte Abflusskomponente, die einen Durchfluss des infiltrierenden Niederschlags durch den Blockgletscher in wenigen Stunden bewirkt. Zum anderen liegt ein Basisabfluss vor, der auf eine Speicherung des Grundwassers über mehrere Monate hinweg hinweist. Die Abflusskomponententrennung bei Grundwasserneubildungsereignissen auf Basis der konservativen Tracer elektrische Leitfähigkeit und stabile Isotope, ^{18}O und Deuterium, stimmt gut überein und ergibt ca. 20% kurz gespeichertes Wasser und ca. 80% länger gespeichertes Grundwasser. Diese Beobachtung des hohen Anteils an länger gespeichertem Grundwasser deckt sich mit zahlreichen Beobachtungen in anderen kleinen teils alpinen Einzugsgebieten (z.B. Kirchner, 2003). Erste Berechnungen der hydraulischen Durchlässigkeit dieser Komponenten des Schöneben-Blockgletschers lassen für die Basisabflusskomponente auf gering schluffige bis feinsandige Lockergesteine schließen, wohingegen die rasch zirkulierende Abflusskomponente auf grobkörnige kiesige bis steinige/blockige Lockergesteinskomponenten hindeutet. Der Tracerversuch aus dem Jahre 2009 bestätigt die langsame Abflusskomponente (Winkler et al., 2012) und anhand des Tracerversuchs 2012 konnte das schnelle Ansprechverhalten der Quelle nachgewiesen werden (Winkler et al., 2016). Die basierend auf den hydraulischen Eigenschaften ermittelte Korngrößenverteilung deckt sich mit den wenigen Beobachtungen, die aus der Literatur zu diesem Thema bekannt sind (Untersweg und Proske, 1996; Zurawek, 2002). Das Wasservolumen, welches über die Zeitperiode des Winters abfließt, inklusive des noch zu Beginn der Schneeschmelze gespeicherten Volumens, konnte auf Basis von 4 Auslaufkurven auf ca. 500.000m³ errechnet werden. Unter der Annahme einer effektiven Porosität von 0,2 entspricht dies einer Mächtigkeit einer flächendeckenden gesättigten Zone vor dem Auslaufen von ca. 14+/- 5m. Eine eisfreie, feinkörnige Basisschicht von ca. 10-15m konnten auch Hausmann et al. (2012) bei aktiven Blockgletschern in Tirol nachweisen. Ähnliche Mächtigkeiten einer basalen feinkörnigen Schicht sind von Krainer et al. (2015) aus Bohrkernen von aktiven Blockgletschern in Südtirol dokumentiert. Eine derartige Schicht

konnte jedoch mit den geophysikalischen Untersuchungen am Schöneben-Blockgletscher nicht detektiert werden. Aufgrund der unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Schallwellen im Festgestein und den darüber liegenden Lockergesteinen und der angewendeten Messanordnung beim Schöneben-Blockgletscher ist es möglich, dass eine 14+/-5m mächtige Basisschicht nicht erfasst („überschossen“) werden konnte (Schmöllner, 1978). Generell ist zu sagen, dass die geometrische Erfassung des Schöneben-Blockgletschers mit Unsicherheiten in Bezug auf seine Ausdehnung verbunden ist, da eine klare Abgrenzung zu den angrenzenden Schuttfächern schwierig ist. Auf die hier erzielten Erkenntnisse der geophysikalischen Untersuchungen sollte aufbauend eine Verfeinerung / Nachmessung erfolgen. Daher wären weitere Seismik-Profile sowie auch die Wiederholung der GPR-Messungen mit einer 15-35MHz-Antenne (siehe Hausmann et al., 2002) wünschenswert, um die Basis und speziell den übertieften Bereich des Schöneben-Blockgletschers besser zu erfassen. Die Kombination der Erkenntnisse über das Auslaufverhalten der Quelle, der Analyse der natürlichen und künstlichen Tracer und der Ergebnisse der Geophysik ermöglicht jedoch die Ausweisung eines **konzeptionellen Aufbaus** des Schöneben-Blockgletschers. Es kann grundsätzlich von drei Schichten ausgegangen werden (Abbildung 67):

- Die oberste geringmächtige (wenige Meter) Deckschicht besteht aus sehr groben Blockschutt, wobei einzelne Blöcke mehrere Kubikmeter erreichen können.
- Darunter liegt eine bis zu mehrere Zehnermeter mächtige Schicht aus feinkörnigerem Lockermaterial, die wie die grobblockige Deckschicht eine hohe hydraulische Durchlässigkeit und eine geringe Speicherfähigkeit besitzt, und eine rasche Abflusskomponente ermöglicht.
- Die Aquiferbasis wird vermutlich von gering schluffigen, feinsandigen Lockersedimenten mit einer Mächtigkeit von maximal 14+/-5m aufgebaut. Diese weist eine um ca. 3 Größenordnungen geringere hydraulische Durchlässigkeit als die darüber liegende Schicht auf, hat ein gutes Speichervermögen, und repräsentiert somit die Aquiferkomponente für den Basisabfluss.

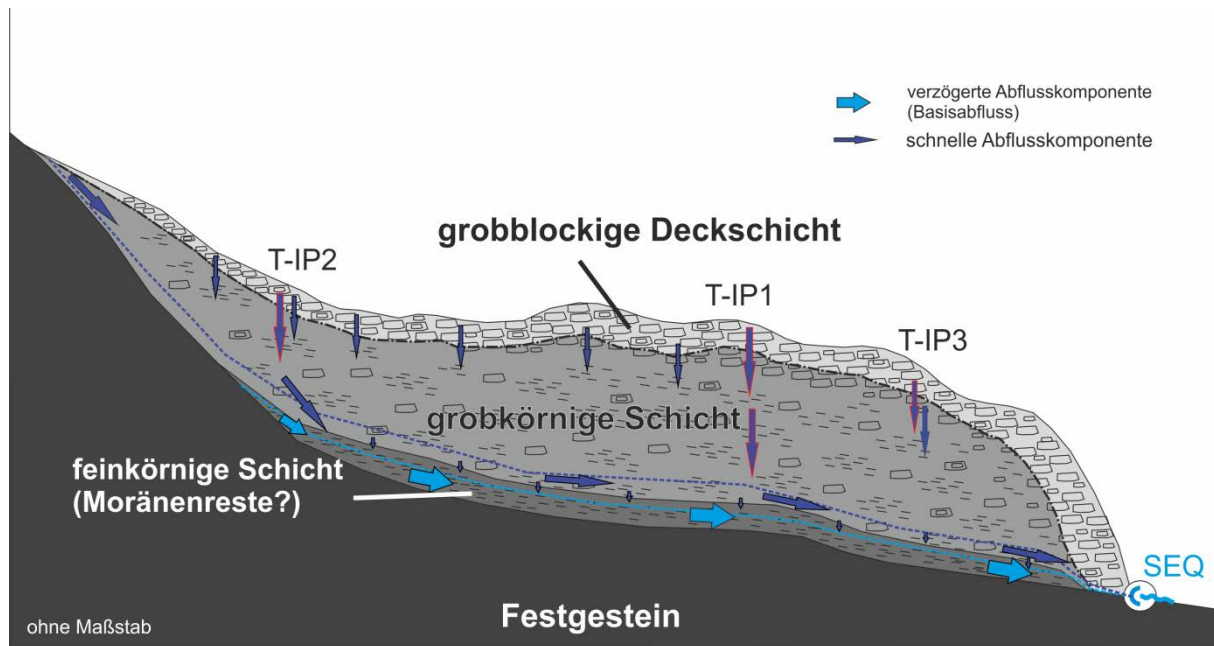


Abbildung 67: Konzeptionelles Modell des Schöneben-Blockgletschers (nicht maßstabsgetreu) mit einem dreischichtigen Aufbau nach Winkler et al. (2016).

Detaillierter muss das thermische Verhalten dieser Schuttakkumulationen diskutiert werden. Die Wassertemperatur als reaktiver Tracer bestätigt im Wesentlichen eine sehr rasch zirkulierende Abflusskomponente, wobei negative Temperaturspitzen durch Neubildungsereignisse im Sommer nur wenige Stunden nach der hydraulischen Anregung des Systems erkennbar sind. Es zeigt sich bei der Wassertemperatur eine deutlich schnellere Temperaturerholung zu den Ausgangswerten als bei den konservativen Tracern (elektrische Leitfähigkeit und Isotope). Im Sommer ist das infiltrierende Niederschlagswasser deutlich wärmer als das lange gespeicherte Grundwasser, wodurch als Reaktion auf ein Neubildungsereignis eine positive Temperaturspitze folgen müsste. Erkennbar ist aber eine kurze Phase mit geringerer Wassertemperatur als vor dem Neubildungsereignisses. Demzufolge muss im Untergrund eine Zone relativ nahe der Quelle vorliegen, die das Grundwasser abkühlt. Eine mögliche Erklärung könnten unterkühlte Bereiche mit kleinem Speichervolumen im Nahbereich der Blockgletscherstirn sein, deren kühleres Wasser bei entsprechender hydraulischer Anregung kurzzeitig eine geringere Wassertemperatur an der Quelle verursacht. Diese kühleren Bereiche können aufgrund von bspw. residualen Eislinen oder aufgrund des Kühleffekts durch den Blockschutt (Harris und Pedersen, 1998; Guadong et al., 2007) vorliegen. Eine Luftzirkulation („Chimney Effekt“) konnte punktuell auf der gesamten Fläche des Schöneben-Blockgletscher anhand von Raureifbildungen nachgewiesen werden (Kellerer-Pirklbauer et al., 2015). Die Blockschutttemperaturen am Blockgletscher in 1m Tiefe weisen zwar generell tiefere Werte und eine geringere Variabilität im Vergleich zur Blockschuttoberfläche und der Lufttemperatur auf, reichen aber nicht aus,

um die Wassertemperaturabnahme an der Quelle zu erklären. Mit den bestehenden Erkenntnissen kann somit noch keine eindeutige Aussage über den Kühlprozess gemacht werden.

Die **wasserwirtschaftliche Bedeutung** der Blockgletscher zeigt sich durch ihre gute Speichereigenschaft, indem sie Wasser speichern und zeitverzögert (u.U. in Trockenzeiten) wieder abgeben können. Somit beeinflussen sie maßgeblich die darunter liegenden Oberflächengerinne. Die N-A Modellierung zeigt für das Blockgletschereinzugsgebiet Schöneben einen hohen Gebietsspeicher, der allerdings relativ „schnell“ auf Niederschlags- (bzw. Schneeschmelz-) Ereignisse anspricht, da der Verzögerungsterm ($x4$) klein ist. Dies lässt sich dadurch erklären, dass die ungesättigte Zone gut durchlässig ist und somit die Grundwasserneubildung rasch erfolgen kann. Trotzdem ist aber eine gute Speicherung im Aquifer (=Gebietsspeicher) gegeben, und dieser liefert den Basisabfluss zu niederschlagsarmen Zeiten sowie im Winter. Der Abflussanteil des Schöneben-Blockgletschereinzugsgebietes und anderer Blockgletschereinzugsgebiete in den übergeordneten Einzugsgebieten der Finsterliesing und der Messstation Unterwald konnte anhand einer einfachen semidistributiven Niederschlags-Abfluss Modellierung (Wagner et al., akzeptiert) abgeschätzt werden. In Zeiten der späten Schneeschmelze und in den Sommermonaten ist der Abflussanteil bis zu vierfach größer als der aus dem Flächenverhältnis errechnete Anteil. Der positive Austauschterm deutet darauf hin, dass die Wassermenge, die als Abfluss übrig bleibt ($\text{Abfluss} = \text{Niederschlag} - \text{Verdunstung}$), zu wenig ist, um die beobachteten Abflüsse zu erreichen. Einerseits könnte dies auf einen Zufluss von außerhalb des Einzugsgebiets hindeuten, oder auch darauf, dass entweder der Niederschlag unterschätzt wird und/oder die Verdunstung überschätzt wird. Ersteres scheint in diesem kleinen kristallinen Einzugsgebiet eher unwahrscheinlich, zudem anhand des Markierungsversuches 2009 mit künstlichen Tracern gezeigt werden konnte, dass ein geringer Abfluss zum Postleitenbach gegeben ist (Winkler et al, 2012). Eine Unterschätzung des Niederschlages ist wahrscheinlich, da einerseits bis zu 100% Unsicherheit bei der Messung von festem Niederschlag bei windigen Bedingungen vorliegt (z.B. Sevruk et al., 2009) und andererseits aufgrund der Ost-Nordostexposition des Kars Schneeverfrachtungen in Kammlage anzunehmen sind. Als weitere Möglichkeit kann es zu einer leichten Überschätzung der Verdunstung kommen (da die bestehenden Verdunstungsformeln generell in landwirtschaftlichen Regionen entwickelt wurden). All diese Überlegungen zeigen, dass gerade in alpinen Einzugsgebieten die Ermittlung der Eingangsparameter für die Wasserbilanz und letztendlich die N-A Modellierung mit großen Unsicherheiten behaftet ist

und noch intensivere Untersuchungen und Forschungsarbeiten benötigt werden bzw. längere Zeitreihen der Eingangsdaten als auch der Abflusszeitreihen wünschenswert sind. Mit den Ergebnissen der geophysikalischen Untersuchungen (Refraktionsseismik als auch GPR) wurde eine Basisfläche des Blockgletschers und seiner Umgebung generiert, die im östlichen Teil einen übertieften Bereich mit einer nahezu horizontalen Basis vermuten lässt. Aufgrund der nicht vollständig durchgehenden Profile ist ein gewisser Spielraum für alternative Interpolationen gegeben, wodurch bedeutenden Unsicherheiten in der Ausweisung der Geometrie bestehen. Mit der analytischen Modellierung konnte gezeigt werden, dass unter der Annahme einer geringmächtigen gesättigten Zone, dieser Bereich allein nicht die nötigen Speicherkapazitäten besitzt, und somit auch andere Bereiche des Aquifers eine Rolle spielen. Des Weiteren konnte bei der Sensitivitätsanalyse der analytischen Methode festgestellt werden, dass viele Faktoren wie z. B. die Aquiferform, die Form des Basisprofils in Längsachse und eine vertikale Heterogenität große Auswirkungen auf das Auslaufverhalten eines geneigten Aquifers aufweisen; sprich die Aquiferbasis eine sehr wichtige Randbedingung liefert, die u.U. sogar bedeutender ist als die interne Struktur (Schichten unterschiedlicher hydraulischer Durchlässigkeit und Kanäle mit erhöhten Durchlässigkeiten). Da diese Faktoren durch die geophysikalischen Untersuchungen nur bedingt erfasst werden konnten, kommen hiermit zusätzlich zur Niederschlagsmessung und Evapotranspirationsbestimmung (~ Neubildungskomponente) weitere Unsicherheiten hinzu. Mit der Vorgabe einer möglichst geringmächtigen gesättigten Zone bei der numerischen Modellumsetzung, basierend auf den Ergebnissen der geophysikalischen Untersuchungen, den vielen Unsicherheiten und den unbekanntenen Anfangsbedingungen wird eine genauere Kalibration an die Schüttungsganglinie der Schönebenquelle erschwert. Die Modellszenarien zeigen, dass es einen raschen Zufluss durch die ungesättigte Zone gibt, was gut zur Hydrographanalyse und der mit den Tracern und Isotopen bestimmten schnellen Abflusskomponente passt und auch mit den Ergebnissen der lokalen N-A Modellierung übereinstimmt. Letztendlich zeigt die numerische Modellierung, dass es sich um einen heterogenen Aquifer handelt, dessen komplexes Abflussverhalten noch nicht zufriedenstellend simuliert werden konnte.

Ein Vergleich der beiden lokalen Untersuchungsgebiete (Schöneben- und Dürrtalquelle) zeigt, dass bei beiden Quellen eine ähnliche Dynamik der elektrischen Leitfähigkeit beobachtet werden kann, die Wassertemperatur jedoch einen beinahe gegenläufigen saisonalen Zyklus aufweist. Die Ursache kann darauf zurückgeführt werden, dass die Dürrtalquelle nicht direkt an der Blockgletscherstirn entspringt und das Grundwasser ~350m durch Moränenablagerungen fließt. Aufgrund einer noch zu kurzen Beobachtungszeitreihe an der Dürrtalquelle ist hier aber noch keine eindeutige Aussage möglich. Die

Temperaturverteilungen und die Temperaturabnahme von Luft über Blockschuttoberfläche zu Blockschutt in 1m Tiefe stimmen generell mit denen des Schöneben-Bockgletschers überein. Es zeigt sich keine offensichtliche Auswirkung aufgrund der unterschiedlichen Exposition der beiden Blockgletscher.

Regional weisen die blockgletscherbeeinflussten Einzugsgebietsflächen der Niederen Tauern bereits 6,1% der Gesamtfläche auf und betrachtet man nur die Seckauer Tauern über einer Seehöhe von 2000m, so steigt dieser Anteil auf beträchtliche 51,2%. Dies zeigt deutlich, dass Blockgletscher für die Abflussdynamik des Untersuchungsgebiets eine bedeutende Rolle spielen, besonders unter Berücksichtigung der Erkenntnisse über die Speicher-/Puffereigenschaften des Schöneben-Blockgletschers (Wagner et al., akzeptiert). Eine Auswertung des Blockgletscherinventars zeigt auch eine West-Ost-Tendenz von kleineren, höher liegenden reliktschen Blockgletschern und deren Einzugsgebieten zu größeren, tiefer gelegenen Exemplaren, was vermutlich auf die unterschiedlich starke Vergletscherung und die damit verbundene Länge der eisfreien Periode zurückzuführen ist (Nagl, 1976). Die sieben intakten Blockgletscher befinden sich alle in den Schladminger Tauern im Westen. Diese sollen in künftigen Forschungsarbeiten untersucht werden, um Rückschlüsse über das Abflussverhalten intakter Blockgletscher zu erhalten. Der Vergleich mit den bestehenden Erkenntnissen von reliktschen Blockgletschern ermöglicht in weiterer Folge ein besseres Verständnis des sich ändernden Abflussverhaltens, welches mit der Klimaerwärmung und der damit verbundenen Anhebung der Permafrostuntergrenze zu erwarten ist.

Basierend auf dem neuen Blockgletschereinzugsgebietsinventar und einer langjährigen mittleren Wasserbilanzberechnung für das gesamte Gebiet der steirischen Niederen Tauern konnte eine Beeinflussungskarte erstellt werden. Es zeigt sich bspw. in den Seckauer Tauern, dass im langjährigen Mittel ein Anteil von 10–30% der unterstromigen Gerinne durch blockgletscherbeeinflusste Abflüsse verursacht wird. Saisonal betrachtet ist dieser Anteil teils noch viel höher. Das N-A Modell auf Tagesbasis zeigt, dass für den Liesingbach an der Messstation Unterwald ein mehr als vierfacher Abflussanteil der blockgletscherbeeinflussten Einzugsgebiete relativ zum flächenhaften Anteil auftritt. Dies zeigt die wasserwirtschaftlich große Bedeutung dieser Schuttakkumulationen. Zudem stellen reliktsche Blockgletscher wichtige Grundwasserspeicher und somit Wasserressource in Trockenzeiten für das sensible Ökosystem in alpinen Einzugsgebieten dar (Wagner et al., akzeptiert).

Des Weiteren wurde das N-A Modell, welches am Schöneben-Blockgletscher zur Einzugsgebietscharakterisierung herangezogen wurde, auch für größere Einzugsgebiete in den Niederen Tauern verwendet, welche eine geringere Blockgletscherbeeinflussung

aufweisen. Generell konnte eine zufriedenstellende Simulation der Abflüsse mit dem einfachen N-A Modell erzielt werden. Andere Einzugsgebietscharakteristika, wie zusätzliche (glaziale) Lockersedimente, größere Porengrundwasserleiter in Tallagen, glaziale Überprägungen, Lithologieunterschiede, Verwitterungszonen und Vegetation lassen eine direkte Beeinflussung der Blockgletscher auf die Abflussdynamik und somit der Parameter des N-A Modells nicht eindeutig erkennen. D.h. mit den derzeitigen Daten kann keine generelle (regionale) Korrelation zwischen blockgletscherbeeinflusster Fläche und den Speicherparametern (speziell der Kapazität des Gebietsspeichers) des N-A Modells der jeweiligen Einzugsgebiete abgeleitet werden. Jedoch konnte teilweise die Auswirkung der Blockgletscher auf die unterstromigen Gerinne anhand der immer noch relevanten Kapazitäten des Gebietsspeichers im N-A Modells aufgezeigt werden. Somit scheinen Einzugsgebiete mit einer 12%igen Blockgletscherbeeinflussung im Vergleich zu anderen Einzugsgebieten (Perrin et al., 2003) erhöhte Speichereigenschaften aufzuweisen.

Reliktische Blockgletscher konnten aufgrund ihrer hydraulischen Eigenschaften und ihrer zahlreichen Verbreitung in den steirischen Niederen Tauern anhand von lokalen Detailuntersuchungen und regionalen Beobachtungen als relevante Grundwasserleiter und folglich als wasserwirtschaftlich bedeutende Speicher-/Puffer in alpinen Regionen ausgewiesen werden.

9 Schlussfolgerung und Ausblick

Durch lokal detaillierte hydrogeologische Untersuchungen periglazialer Lockersedimente am Beispiel des Schöneben-Blockgletschers konnte gezeigt werden, dass einerseits eine rasche Abflusskomponente nach Grundwasserneubildungsereignissen zu beobachten ist, andererseits aber lange Verweilzeiten auf eine gute Speichereigenschaft des Aquifers hinweisen. Reliktische Blockgletscher sind als eine wichtige Wasserressource für das sensible Ökosystem in alpinen Einzugsgebieten anzusehen. Des Weiteren tragen sie bei Starkniederschlagsereignissen je nach Sättigungsgrad durch ihre Speicherwirkung unterstromig zur Prävention von Hochwasserwellen bei, da große oberflächlich ab rinnende Wassermengen in den Schuttkörpern zumindest teilweise gespeichert und dann dosiert abgegeben werden. Die Untersuchungen ermöglichen ein besseres Verständnis der Entwässerungsdynamik beispielhaft am reliktschen Schöneben-Blockgletscher und reliktscher Blockgletscher im Allgemeinen, jedoch bleiben einige Fragen offen bzw. haben die Untersuchungen neue Fragen aufgeworfen.

Eine detailliertere N-A Modellierung mittels physikalisch basierter, distributiver Modelle für ein besseres Verständnis der unterstromigen Gerinne scheint zielführend. Eine Änderung des Abflussverhaltens durch klimawandel-bedingte Veränderungen (Bewuchs, Landnutzung etc.) könnte somit besser verstanden werden. Jedoch darf die Limitierung durch eine geringe Anzahl an Inputparametern und speziell Pegelmessstationen nicht außer Acht gelassen werden. Die Auswirkung der Blockgletscher in datenlosen Einzugsgebieten stellt sicherlich auch weiterhin eine große Anforderung an die hydro(geo)logische Modellierung, und einfache N-A Modelle, wie das hier bereits verwendete, sollten weiterentwickelt werden. Ein einfacher semidistributiver Ansatz ermöglichte einen ersten Einblick in die unterstromige Relevanz der blockgletscherbeeinflussten Einzugsgebiete (Wagner et al., akzeptiert). Auch in Hinblick auf Szenarien- bzw. Prognoserechnungen für zukünftige Auswirkungen des Klimawandels auf blockgletscherbeeinflussten Einzugsgebiete bieten sich diese Modellansätze an (bspw. bei sich ändernden Niederschlagsintensitäten oder -mengen).

Eine Ausweitung des lokalen Schöneben-Blockgletscher Untersuchungsgebietes mit weiteren Pegelmessstellen wie diese bereits existiert haben, würde das Verständnis der unterstromigen Beeinflussung durch Blockgletscher weiter verbessern. Eine Reaktivierung der Pegel Finsterliesing und Liesing bis Finsterliesing (HD 2602 und HD 2600) sowie ein Pegel entlang des Schönebenbaches (kurz vor der Einmündung in die Liesing) und ein Pegel im benachbarten Saugraben (nicht Blockgletscher beeinflusst) in Kombination mit dem bestehenden Pegel Schöneben würden ein ideales Testgebiet ergeben.

Anhand erster hydrochemischer Untersuchungen durch die Gewässeraufsicht des Landes Steiermarks sowie im Rahmen der Gewässerzustandsüberwachung des Bundesministeriums konnte an einzelnen blockgletschergebundenen Quellen in den Seckauer Tauern ein Auftreten von Arsen teils über den Schwellen- und Parameterwerten für Trinkwasser nachgewiesen werden. Untersuchungen an Blockgletscherquellen in Tirol bezüglich Schwermetallbelastung ergaben massive Überschreitungen der Grenzwerte der Trinkwasserverordnung. Die Untersuchungen aus Tirol zeigen, dass es sich hierbei höchstwahrscheinlich um einen atmosphärischen Eintrag der Schwermetalle handelt (Thies et al., 2013; Krainer et al., 2015), wodurch auch eine Belastung der steirischen Blockgletscher und der damit verbundenen Quellen gegeben sein kann. Flächendeckende, gezielte hydrochemische Untersuchungen wurden für die steirischen Niederen Tauern noch nicht durchgeführt. Daher wäre die flächendeckende Untersuchung der Wasserqualität der Blockgletscherquellen ein wichtiger künftiger Schritt. Es sollten Probenahmen an Blockgletscherquellen unter Berücksichtigung der saisonalen Schwankungen (z.B. bei Niedrigwasser, und somit einem möglichst hohen Anteil an länger gebundenem Grundwasser) erfolgen, wobei auf das in diesem Projekt erarbeitete detaillierte Blockgletscherinventar zurückgegriffen werden kann. Eine großflächige Quellkartierung (Ausweisung der Quellwässer mit höherer elektrischer Leitfähigkeit und Schüttung) der Blockgletscherquellen ist hierfür unumgänglich. Hier muss auch darauf verwiesen werden, dass sich die Erfassung nicht nur auf den steirischen Teil der Niederen Tauern beschränken soll, da atmosphärische Einträge von bspw. Schwermetallen im gesamten östlichen Alpenraum Auswirkungen haben und daher Belastungen hervorrufen können. Es wäre hier sinnvoll, in Kooperation mit den Bundesländern Tirol, Kärnten und Salzburg den gesamten östlichen Alpenraum näher zu untersuchen.

Generell stellt sich die Frage, welche Rolle Schuttakkumulationen wie reliktsche Blockgletscher in alpinen Einzugsgebieten bei sich ändernden Niederschlagsintensitäten und -mengen zukommt. Klimawandel bewirkt auch eine Änderung der Höhenlage der Permafrostuntergrenze, wodurch aktive Blockgletscher künftig zu reliktschen werden. Das hydraulische Verhalten sowie die Speicher – und Abflussdynamik beider Schuttakkumulationsformen im Vergleich ist noch nicht untersucht. Alpine Einzugsgebiete sind auch durch weitere glaziale und periglaziale Schuttakkumulationen wie bspw. Moränen charakterisiert, deren Einfluss auf die Entwässerungsdynamik von alpinen Einzugsgebieten noch weitgehend unerforscht ist. Für eine nachhaltige Nutzung dieser Wässer müssen bspw. nachstehende Fragen untersucht und beantwortet werden:

- Welchen Einfluss haben andere glaziale und periglaziale Schuttakkumulationen auf die Entwässerung von alpinen Einzugsgebieten?
- Wie wirken sich Klima bedingte Änderungen der Niederschlagsintensität und –mengen auf die Entwässerung alpiner Einzugsgebiete aus?
- Wie unterscheidet sich die Abflusssdynamik von blockgletscherbeeinflussten Einzugsgebieten von vergleichbaren, alpinen Einzugsgebieten, die keine Blockgletscherbeeinflussung aufweisen?
- Was für Auswirkungen sind zu erwarten, wenn derzeit noch intakte Blockgletscher durch Klimaerwärmung reliktsch werden?

Die Prozesse zur Genese und Entwicklung der Blockgletscher (von aktiv zu reliktsch), im Wesentlichen der Abschmelzprozess des Eises, sind noch weitgehend unbekannt. Untersuchungen zum thermischen Verhalten von derartigen Schuttakkumulationen sind somit nicht nur eine Grundlage zum besseren Verständnis der Entwässerungsdynamik (Charakterisierung der Aquiferkomponenten), sondern dienen auch zum Verständnis der Verschiebung der Permafrostuntergrenze und ihrer Auswirkungen.

Graz, Jänner 2016

Danksagung

Das Projekt wurde aus Mitteln des Europäischen Fonds für regionale Entwicklung und aus Mitteln des Landes Steiermark, Investition in ihre Zukunft, finanziert. Das Gelingen dieses Projektes und das Erreichen der vielen Forschungsergebnisse wurden durch zahlreiche Unterstützung seitens Behörden, Institutionen und Privatpersonen ermöglicht. Die geophysikalischen Untersuchungen und die Laboranalytik der Tracer- und Isotopenproben wurden von der JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH durchgeführt. Unser Dank gilt dem Hydrographischen Dienst Steiermark, dem Hydrographischen Zentralbüro (HZB), der GIS-Abteilung der Steiermärkischen Landesregierung, der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) und dem Umweltbundesamt (ANIP-Datenbank), die Daten für das gegenständliche Projekt zur Verfügung gestellt haben. Besonderer Dank gilt den Forstbetrieben Liechtenstein und Stift Heiligenkreuz, die großes Verständnis und Interesse für die Untersuchungen an den beiden Blockgletschern in ihren Forstgebieten entgegen brachten und sämtliche Geländetätigkeiten unterstützten. Andreas Pilz danken wir für seine Unterstützung bei der Errichtung der Wetterstation auf dem Schöneben-Blockgletscher und der Auswertung der meteorologischen Daten. Ein herzliches Dankeschön aber auch an die zahlreichen Studierenden (Bachelor- und Masterstudenten) und Kollegen des Instituts für Erdwissenschaften, die durch ihre Unterstützung im Gelände wesentlich am Gelingen beitrugen. Ralf Benischke und Steffen Birk sei an dieser Stelle für ihre fachlichen Beiträge und Anregungen in zahlreichen Diskussionen herzlich gedankt.

Referenzen

Amt der Steiermärkischen Landesregierung (2002): Wasserversorgungsplan Steiermark - Ein Leitfaden für die öffentliche Wasserversorgung, herausgegeben von der Fachabteilung FA 19A Wasserwirtschaftliche Planung und Hydrographie, S. 231, Graz.

ANIP (Austrian Network of Isotopes in Precipitation) (2007): Österreichisches Netzwerk für Isotopen ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^3H) in Niederschlägen und Oberflächengewässern. Landesministerium, Ämter d. Landesregierung, ARC und Umweltbundesamt, Wien. (<http://www.umweltbundesamt.at>).

Baedke, S.J., Krothe, N.C. (2001): Derivation of effective hydraulic parameters of a karst aquifer from discharge hydrograph analysis. *Water Resources Research* 37(1), 13-19.

Ballantyne C.K., Kirkbridge M.P. (1986): The Characteristics and significance of some lateglacial proglacial ramparts in upland Britain. *Earth Surfaces Processes and Landforms* 11, 659-671.

Barsch, D. (1996): Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. Springer Series in Physical Environment 16. Springer Verlag, Berlin, 331 S.

Beven, K. (1982): On subsurface stormflow: Predictions with simple kinematic theory for saturated and unsaturated flows. *Water Resources Research* 18, 1627-1633.

Beven, K. (1989): Changing ideas in hydrology – the case of physically-based models. *Journal of Hydrology* 105, 157-172.

Birk, S., Hergarten, S. (2010): Early recession behaviour of spring hydrographs. *Journal of Hydrology* 387(1-2), 24-32. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.03.026

Birk, S., Liedl, R., Sauter, M. (2004): Identification of localised recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico-chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany). *Journal of Hydrology* 286(1-4), 179-193.

BMLFUW (2007): Hydrologischer Atlas Österreichs, 3. Lieferung. Wien, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, ISBN 3-85437-250-7.

Boussinesq, J. (1877): Essai sur la théorie des eaux courantes du mouvement non permanent des eaux souterraines. (Essay on the theory of flowing waters and the transient movement of groundwater). Académie des Sciences, Institut de France 23, 252-260.

Brutsaert, W. (1994): The unit response of groundwater outflow from a hillslope. *Water Resources Research* 30, 2759-2763.

Brutsaert, W., Nieber, J.L. (1977): Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau, *Water Resources Research* 13, 637–643.

Doherty, J. (2010): PEST, Model-independent parameter estimation – User manual (5th ed., with slight additions), Brisbane, Australia, Watermark Numerical Computing, 333 S.

Dyck, S. und Peschke, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. 3. stark bearbeitete Auflage, Verlag für Bauwesen GmbH, Berlin, ISBN 3-345-00586-7.

Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Hrsg.) (2011): Quaternary glaciations – extend and chronology. A closer look. *Development in Quaternary Sciences* 15, 2-1108.

Frauenfelder, R., Kääh, A. (2000): Towards a palaeoclimatic model of rock-glacier formation in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology* 31, 281-286.

Gasser, D., Gusterhuber, J., Krische, O., Pühr, B., Scheucher, L., Wagner, T., Stüwe, K. (2009): Geology of Styria: An overview. *Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark* 139, 5–36.

Gödel, S. (1993): Geohydrologie der Blockgletscher im Hochreichhart-Gebiet (Seckauer Tauern, Steiermark). Unveröffentlichte Diplomarbeit, 165 S., Universität Wien.

Gray, D. M. (1970): Handbook on the Principles of Hydrology. Secretariat Canadian National Committee for the international Hydrological Decade, Ottawa.

Guadong, C., Yuanming, L., Zhinzhong, S., Fan, J. (2007): The 'Thermal Semi-conductor' Effect of Crushed Rocks. *Permafrost and Periglacial Processes* 18, 151-160.

Haeberli, W. (1973): Die Basis Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 9, 221-227.

Harris, S. A., Pedersen, D. E. (1998): Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes* 9(2), 107–120.

Harum, T., Holler, C., Saccon, P., Entner, I., Hofrichter J. (2001): Abschätzung des nachhaltig nutzbaren Quellwasserdargebots im alpinen Raum Österreichs. Wasserwirtschaftskataster, 77 S., Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.

Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., Ullrich, C. (2012): Internal structure, ice content and dynamics of Ölgrube and Kaiserberg rock glaciers (Ötztal Alps, Austria) determined from geophysical surveys. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105(2), 12-31.

Hergarten, S., Birk, S. (2007): A fractal approach to the recession of spring hydrographs. *Geophysical Research Letters* 34, L11401. doi:10.1029/2007GL030097

Hergarten, S., Winkler, G., Birk, S. (2014): Transferring the concept of minimum energy dissipation from river networks to subsurface flow patterns. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 4277-4288.

Hogarth, W. L., Li, L., Lockington, D.A., Stagnitti, F., Parlange, M.B., Barry, D.A., Steenhuis, T.S., Parlange J.-Y. (2014): Analytical approximation for the recession of a sloping aquifer, *Water Resources Research* 50, 8564–8570. doi:10.1002/2014WR016084

Hölting, B. (1992): Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. 415 S., Enke Verlag; Stuttgart.

Hölting, B., Coldewey W.G. (2013): Hydrogeologie - Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. 438 S., Heidelberg (Springer Spektrum).

Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G.K., Kleinfurchnner, H. (2012): A new rock glacier inventory in the eastern European Alps. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105(2), 78-93.

Kellerer-Pirklbauer, A., Pauritsch, M., Winkler, G. (2015): Widespread occurrence of ephemeral funnel hoarfrost and related air ventilation in coarse-grained sediments of a relict rock glacier in the Seckauer Tauern Range, Austria. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography* 97(3), 453-471. doi:10.1111/geoa.12087

Kirchner, J. (2003): A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. *Hydrological Processes* 17, 871-874. doi: 10.1002/hyp.5108

Klemes, V. (1986): Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Science Journal* 31(1), 13-24.

- Krainer, K., Bressan, D., Dietre, B., Haas, J.N., Hajdas, I., Lang, K., Mair, V., Nickus, U., Reidl, D., Thies, H., Tonidandel, D. (2015): A 10,300-year-old permafrost core from the active rock glacier Lazaun, southern Ötztal Alps (South Tyrol, northern Italy). *Quaternary Research* 83(2), 324-335. doi:10.1016/j.yqres.2014.12.005
- Kresic N. (2007): *Hydrogeology and Groundwater Modelling*. CRC Press, Taylor & Francis Group, Boca Raton, FL, 807 S.
- Kresic, N., Bonacci, O. (2010): Spring discharge hydrograph. In: Kresic, N., Stevanovic, Z. (Hrsg.) *Groundwater Hydrology of Springs: Engineering, Theory, Management, and Sustainability*, S. 129–163. Elsevier, Amsterdam.
- Kresic, N., Stevanovic, Z. (2010): *Groundwater Hydrology of Springs: Engineering, Theory, Management, and Sustainability*, S. 573. Elsevier, Butterworth-Heinemann, Amsterdam.
- Lerat, J., Andréassian, V., Perrin, C., Vaze, J., Perraud, J. M., Ribstein, P., Loumagne, C. (2012): Do internal flow measurements improve the calibration of rainfall-runoff models? *Water Resources Research* 48, W02511. doi:10.1029/2010WR010179
- Lichtenegger, F., Morawetz, R., Schreilechner, M. (2014): *Geophysik Blockgletscher Kleinriechart*. Unveröffentlichter Bericht, JOANNEUM RESEARCH Forschungsgesellschaft mbH Resources, S.19, Leoben.
- Lieb, G.K., Kellerer-Pirklbauer, A., Kleinfurchnner, H. (2010): *Rock glacier inventory of Central and Eastern Austria elaborated within the PermaNET project*. Institute of Geography and Regional Science, University of Graz. Digital Media (Inventory Version Nr. 2: January 2012).
- Maillet, E. (1905): *Mécanique et physique du globe. Essai d'hydraulique souterraine et fluviale*. 218 S., Paris.
- Majone, B., Bertagnoli, A., Bellin, A. (2010): A non-linear runoff generation model in small Alpine catchments. *Journal of Hydrology* 385, 300-312.
- McDonald, M.G., Harbaugh, A.W. (1988): *A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model: Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey, Book 6, Chapter A1*, 586 S.
- McGuire, K., McDonnell, J. (2006): A review and evaluation of catchment transit time modelling. *Journal of Hydrology* 330, 543-563.

Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V. (2006): Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology* 318, 200–214.

Nagl, H. (1976): Die Raum-Zeit Verteilung der Blockgletscher in den Niederen Tauern und die eiszeitliche Vergletscherung der Seckauer Tauern. *Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark* 106, 95-118.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 27(3), 282-290.

Neunteufel, R; Richard, L; Perfler, R; Tuschel, S; Böhm, K; Haas, E (2012): Wasserverbrauch und Wasserbedarf - Auswertung empirische Daten zum Wasserverbrauch. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, 252 S.

Niswonger, R.G., Panday, S., Ibaraki, M. (2011): MODFLOW-NWT, A Newton formulation for MODFLOW-2005: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6–A37, 44 S.

Nutbrown, D.A., Downing, R.A. (1976): Normal-mode analysis of the structure of baseflow-recession curves. *Journal of Hydrology* 30, 327-340.

Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., Loumagne, C. (2005): Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modeling. *Journal of Hydrology* 303, 290–306.

Palmer, D. (1980): The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Society of Exploration Geophysics*, 104 S.

Parlange, J. -Y., Parlange, M.B., Steenhuis, T.S., Hogarth, W.L., Barry, D.A., Li, L., Stagnitti, F., Heilig, A., Szilagyi, J. (2001): Sudden drawdown and drainage of a horizontal aquifer, *Water Resources Research* 37, 2097–2101.

Pauritsch, M., Birk, S., Wagner, T., Hergarten, S., Winkler, G. (2015): Analytical approximations of discharge recessions for steeply sloping aquifers in alpine catchments. *Water Resources Research* 51. doi:10.1002/2015WR017749

Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V. (2003): Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 279(1-4), 275-289.

Prettenthaler, F., Podesser, A., Pilger, H. (Hrsg.) (2010): Studien zum Klimawandel. Band IV: Klimaatlas Steiermark Periode 1971 – 2000. Eine anwenderorientierte Klimatographie. Amt der Steiermärkischen Landesregierung, 361 S.

Richter, W., Lillich, W. (1975): Abriß der Hydrogeologie. 281 S., Stuttgart (Schweizerbarth Verlag).

Rocha, D., Feyen, J., Dassargues, A. (2007): Comparative analysis between analytical approximations and numerical solutions describing recession flow in unconfined hillslope aquifers. *Hydrogeology Journal* 15, 1077-1091.

Rorabaugh, M.I. (1964): Estimating changes in bank storage and ground-water contribution to streamflow. *IAHS Publication* 63, 432-441.

Rupp, D. E., Selker, J. S. (2005), Drainage of a horizontal Boussinesq aquifer with a power law hydraulic conductivity profile, *Water Resources Research* 41, W11422.

Rupp, D. E., Selker, J. S. (2006): On the use of the Boussinesq equation for interpreting recession hydrographs from sloping aquifers. *Water Resources Research* 42, W12421.

Sahuquillo, A., Gómez-Hernández, J.J. (2003): Comment on “Derivation of effective hydraulic parameters of a karst aquifer from discharge hydrograph analysis” by Baedke, S.J. and Krothe, N.C., *Water Resources Research* 39(6), 1152. doi: 10.1029/2002WR001472

Sanford, W. E., Parlange, J. Y., Steenhuis, T. S. (1993): Hillslope drainage with sudden drawdown: Closed form solution and laboratory experiments. *Water Resources Research* 29, 2313-2321.

Sauter, M. (1992): Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW Germany). *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe C*, 13, 150 S., Tübingen.

Schatzl, R. (2002): Hochwasserbericht des hydrographischen Dienstes Steiermark zum Ereignis vom 16.07.2002. 8 Seiten, <http://app.hydrographie.steiermark.at/berichte/hwjuli02.pdf>.

Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogeny. *Eclogae geol. Helv.* 97, 93-117.

Schmöller, R. (1978): Der Grundwasserleiter im Murboden des Fohnsdorfer Beckens als refraktionsseismisch überschossener Schicht. Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum 39, 97-108.

Schmöller, R. (1982): Some aspects of handling velocity inversion and hidden layer problems in seismic refraction work. Geophysical Prospecting 30, 735-751.

Schöner, W., Dos Santos Cardoso, E. (2004): Datenbereitstellung, Entwicklung von Regionalisierungstools und einer Schnittstelle zu den regionalen Klimamodellen (Arbeitsbericht für den Zeitraum 1.11.2003 bis 30.9.2004). Projektbericht für das Projektjahr 1, Projekt reclip:more (Research for Climate Protection: Model Run Evaluation). 44 Seiten, http://foresight.ait.ac.at/SE/projects/reclip/reports/report6_Regionalisierung_ZAMG.pdf

Schulla, J., Jasper, K. (2007): Model Description WaSiM-ETH (Water balance Simulation Model ETH), Technical Report, ETH-Zürich, Institute for Atmospheric and Climate Science, Zürich. 181 S.

Sevruk, B., Ondràs, M., Chvila, B. (2009): The WMO precipitation measurement intercomparisons. Atmospheric Research, 92, 376-380.

Smith, L., Wheatcraft, S. W. (1992): Groundwater flow. In: Maidment, D. R., (Hrsg.) Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, New York, pp 6.1-6.58.

Steenhuis, T. S., Stagnitti, F., Walter, M. F., Parlange, J. Y., Sanford, W. E., Heilig, A. (1999): Can we distinguish Richards' and Boussinesq's equations for hillslopes? The Coweeta experiment revisited. Water Resources Research 35, 589-595.

Stichler, W., Herrmann, A. (1983): Application of environmental isotope techniques in water balance studies of small basins. Proc. of the Hamburg Workshop "New Approaches in Water Balance Computations", August 1983, IAHS-Publ. No. 148, 93-112.

Taucher, W. (2010): Climatic conditions of six selected sites in the Hohe and Niedere Tauern Range 1961–2006. Unveröffentlichte Masterarbeit, S. 156, Karl-Franzens-Universität Graz.

Thies, H., Nickus, U., Tolotti, M., Tessadri, R., Krainer, K. (2013): Evidence of rock glacier melt impacts on water chemistry and diatoms in high mountain streams. Cold Regions Science and Technology 96, 77-85.

Thornthwaite, C. W. (1948): An approach towards a rational classification of climate. Geographical Review 38, 55–94.

Troch, P., van Loon, E., Hilberts, A. (2002): Analytical solutions to a hillslope-storage kinematic wave equation for subsurface flow. *Advances in Water Resources*, 25, 637-649.

Troch, P.A., Paniconi, C., van Loon, E.E. (2003): Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 1. Formulation and characteristic response. *Water Resources Research* 39(11), 1316. doi:10.1029/2002WR001728

Troch, P. A., et al. (2013): The importance of hydraulic groundwater theory in catchment hydrology: The legacy of Wilfried Brutsaert and Jean-Yves Parlange. *Water Resources Research* 49, 5099–5116. doi:10.1002/wrcr.20407

Untersweg, T., Proske, H. (1996): Untersuchungen an einem fossilen Blockgletscher im Hochreichhartgebiet (Niedere Tauern, Steiermark). *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung* 33, 201–207.

Untersweg, T., Schwendt, A. (1995): Die Quellen der Blockgletscher in den Niederen Tauern. *Bericht der wasserwirtschaftlichen Planung Nr. 78*, 76 S., Graz.

Untersweg, T., Schwendt, A. (1996): Blockgletscher und Quellen in den Niederen Tauern. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 87, 47–55.

Wagner, T., Mayaud, C., Benischke, R., Birk, S. (2013): Ein besseres Verständnis des Lurbach-Karstsystems durch ein konzeptionelles Niederschlags-Abfluss-Modell. *Grundwasser* 18, 225-235.

Wagner, T., Pauritsch, M., Winkler, G. (akzeptiert): Impact of relict rock glaciers on spring and stream flow of alpine watersheds: Examples of the Niedere Tauern Range, Eastern Alps (Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*, akzeptiert.

Wakonigg, H. (1996): Unterkühlte Schutthalden. *Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens Universität Graz (Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich)* 33, 209-223.

Wels, C., Cornett, R.J., Lazarete, B.D. (1991): Hydrograph separation: A comparison of geochemical and isotopic tracers. *Journal of Hydrology* 122, 253-274.

Wetzel, K-F. (2003): Runoff production processes in small alpine catchments within the unconsolidated Pleistocene sediments of the Laimbach area (Upper Bavaria). *Hydrological Processes* 17, 2463-2483.

Winkler, G., Kellerer-Pirklbauer, A., Pauritsch, M., Birk, S. (2012): Reliktische Blockgletscher – Grundwasserkörper in alpinen, kristallinen Einzugsgebieten. Beiträge zur Hydrogeologie 59, 119-137.

Winkler, G., Wagner, T., Pauritsch, M., Birk, S., Kellerer-Pirkelbauer, A., Benischke, R., Leis, A., Morawetz, R., Schreilechner, M.G. (2016): Identification and assessment of groundwater flow and storage components of the relict rock glacier Schöneben, Niedere Tauern Range, Eastern Alps (Austria). Hydrogeology Journal. doi:10.1007/s10040-015-1348-9

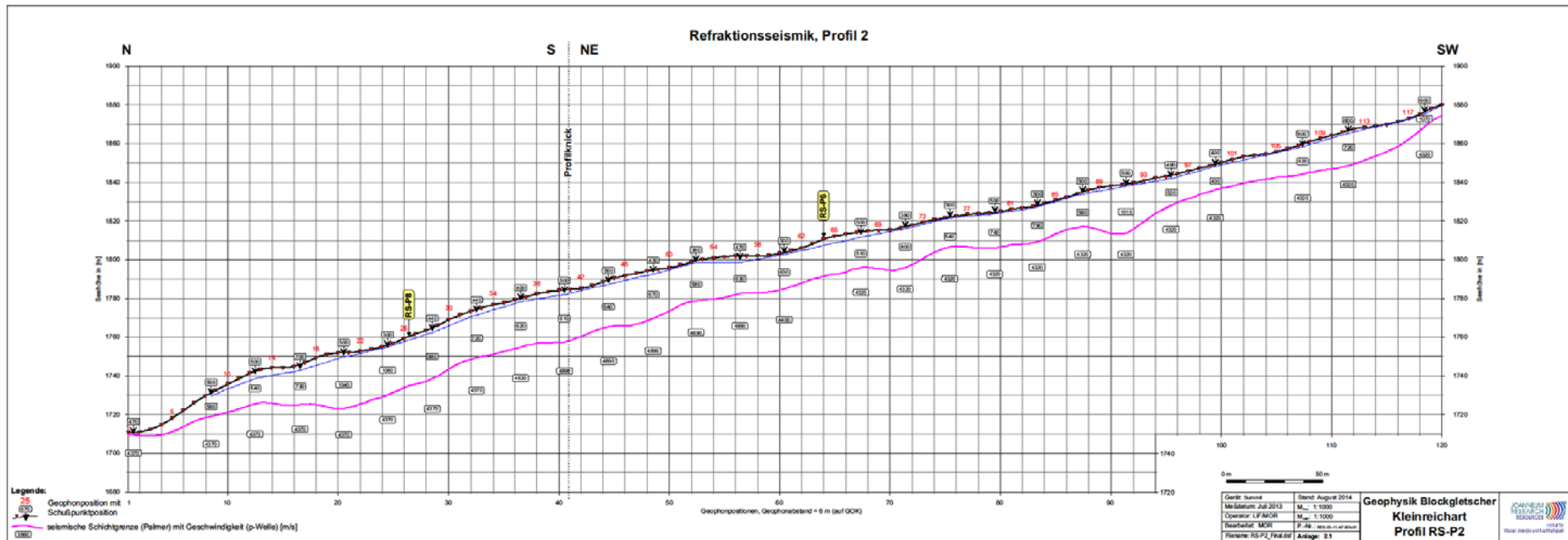
Wolff, M.A., Isaksen, K., Petersen-Øverleir, A., Ødemark, K., Reitan, T., Brækkan, R. (2015): Derivation of a new continuous adjustment function for correcting wind-induced loss of solid precipitation: results of a Norwegian field study. Hydrology and Earth System Sciences 19, 951-967. doi:10.5194/hess-19-951-2015

Xu, C.-Y., Seibert, J., Halldin, S. (1996): Regional water balance modelling in the NOPEX area: development and application of monthly water balance models. Journal of Hydrology 180, 211-236.

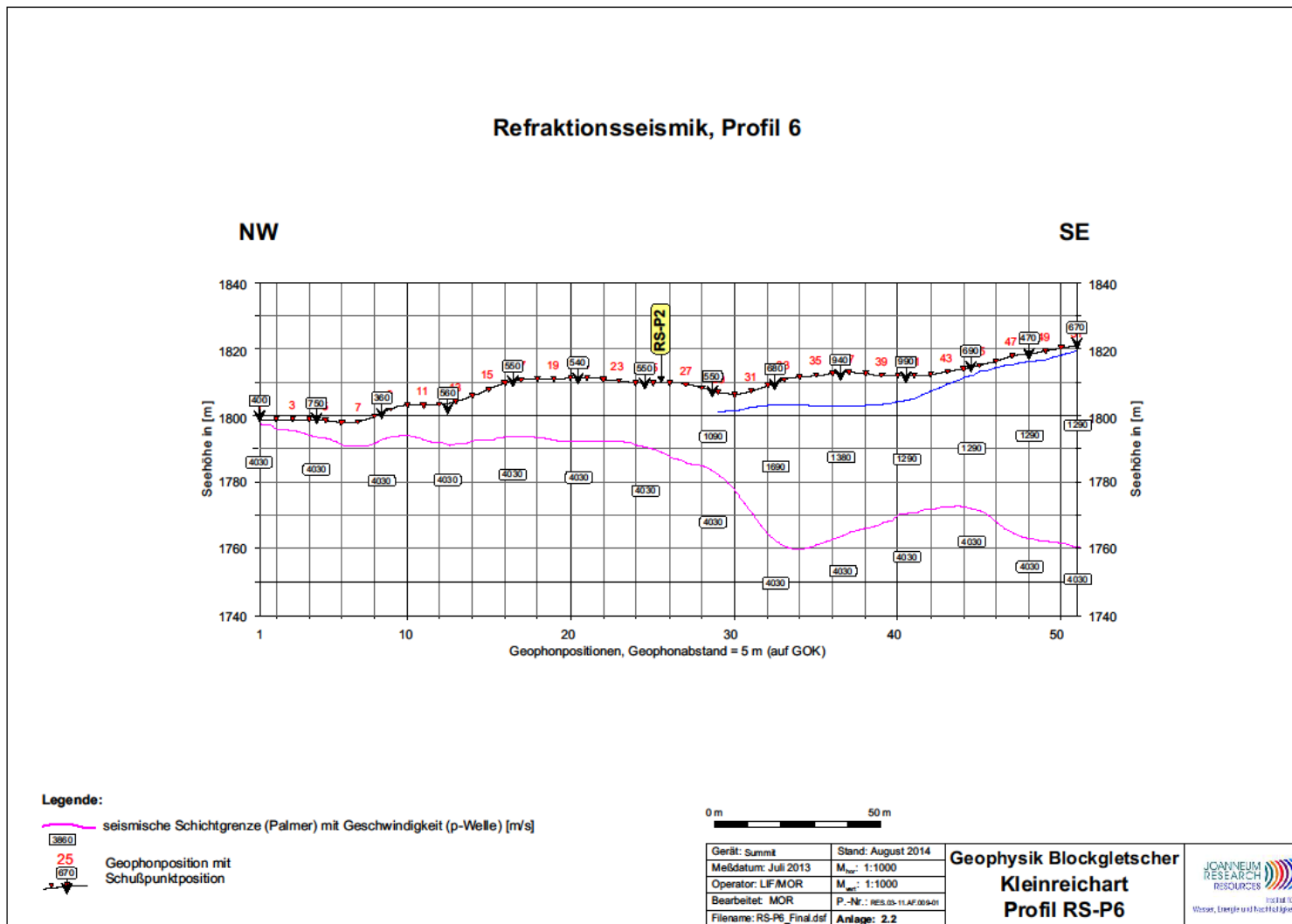
Zecharias, Y. B., Brutsaert, W. (1988): Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds. Water Resources Research 24, 1651-1658.

Zurawek, R. (2002): Internal Structure of a Relict Rock Glacier, Sleza Massif, Southwest Poland. Permafrost and Periglacial Processes 13, 29–42.

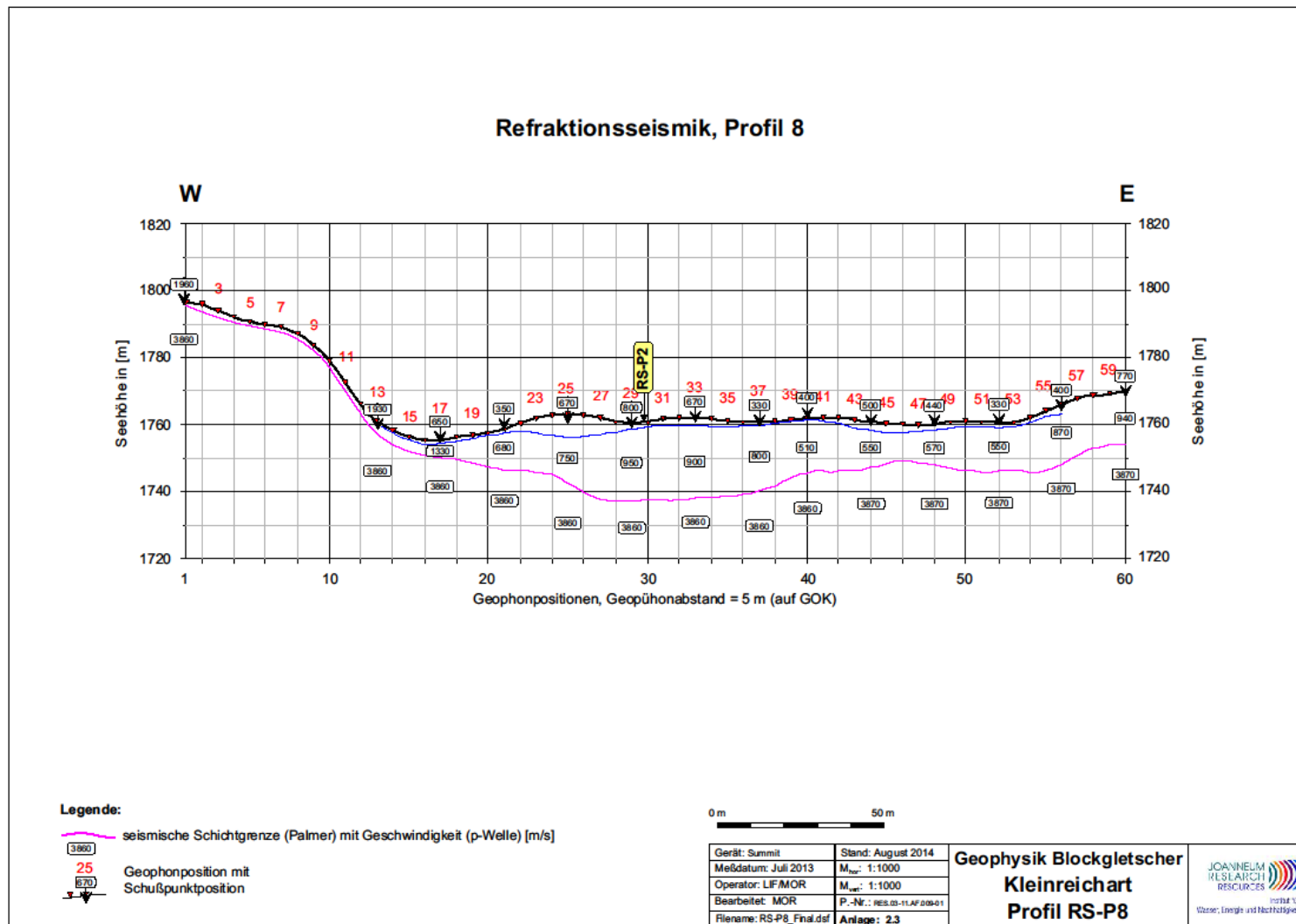
Anhänge:



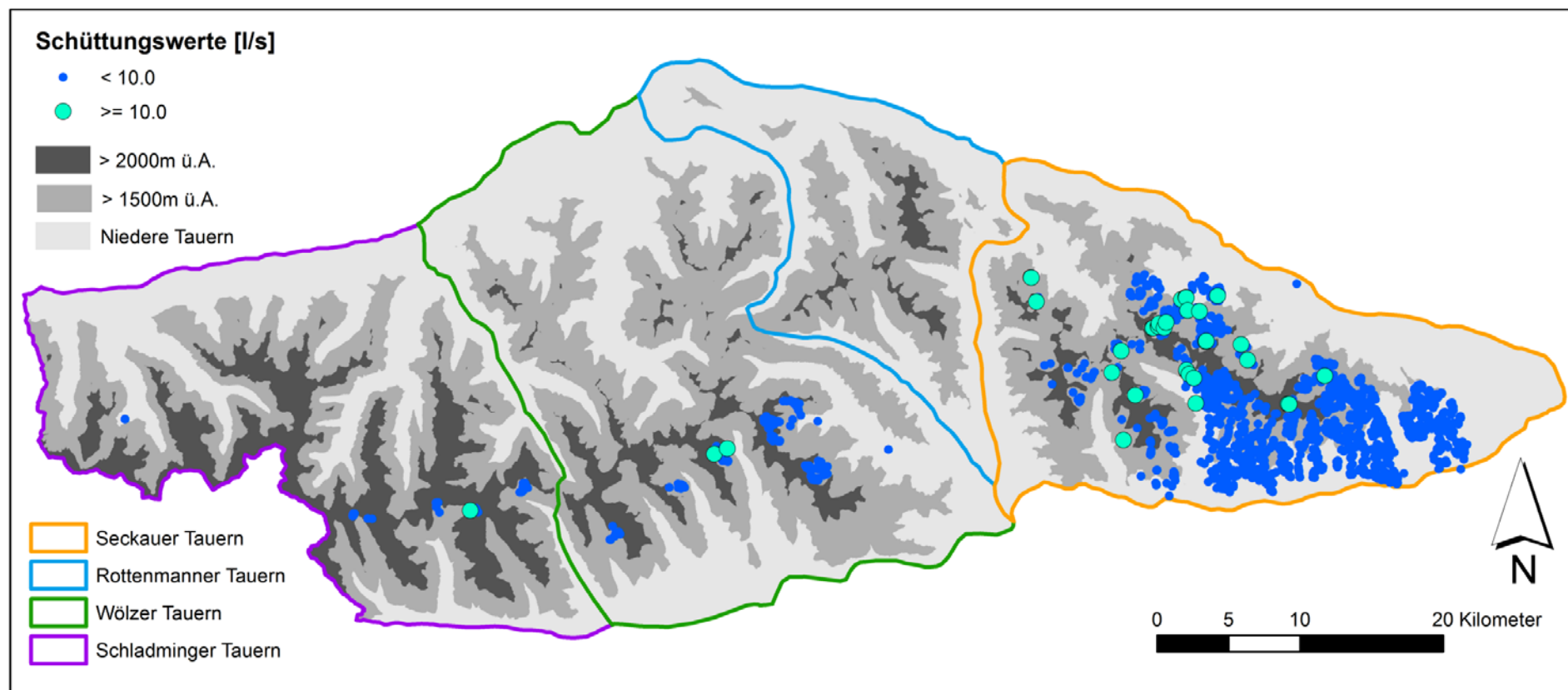
A-I: RS-P2 (Lichtenegger et al., 2014)



A-II: RS-P6 (Lichtenegger et al., 2014)



A-III: RS-P8 (Lichtenegger et al., 2014)



A-IV: Quellenkarte des steirischen Anteils der Niederen Tauern.