

Modellierung der Schneeschmelze während „rain-on-snow“ Ereignissen



(Carroll, 2005)

Masterarbeit GEO 511

Marco Larghi

06-911-952

30.04.2014

Betreuer: Michal Jeníček, Dr. Hydrology, Charles University in Prague

Verantwortliches Fakultätsmitglied: Prof. Dr. Jan Seibert, Professor, Head of the
Hydrology and Climate Unit

Physische Geographie – 3G

Geographisches Institut

DANKSAGUNG

Ich möchte mich bei all den Menschen bedanken, die mich während dieser Masterarbeit unterstützt haben. Mein besonderer Dank geht an:

Meine Eltern, Claudio und Carmen Larghi für die Unterstützung in jeder Hinsicht während meines ganzen Studiums und bei dieser Arbeit. Sie haben immer nur das Beste für mich getan.

Meine Freundin, Karin Hauser für ihr Verständnis und grosse Unterstützung während des ganzen Jahres. Ebenfalls danke ich ihr für die grammatikalischen Korrekturen.

Cornelia Heimgartner für die grammatikalischen Korrekturen.

All meinen Freunden für die Sport- und Bergerlebnisse, die eine gesunde und lustige Abwechslung waren.

Dr. Michal Jeníček für seine wertvolle Unterstützung bei Fragen und Schwierigkeiten.

ZUSAMMENFASSUNG

Wenn auf die bestehende Schneedecke flüssiger Niederschlag fällt, entstehen zusätzlich grosse Abflussmengen. Dieses Ereignis wird „rain-on-snow“ (ROS) genannt und kann eine Ursache von Überschwemmungen sein. „Rain-on-snow“ ist ein Ereignis, welches besonders häufig in mittleren Höhenlagen vorkommt. Die Bildung der Schneeschmelze unter „rain-on-snow“ Bedingungen ist auf die Windgeschwindigkeit in Verbindung mit Dampfdruck- und Lufttemperaturgradienten sehr empfindlich. Da während eines „rain-on-snow“ Ereignisses der Energie-Input der Sonne sehr gering ist, können grosse Schmelzraten nur mit hohen turbulenten Energieflüssen stattfinden, welche wiederum von Windgeschwindigkeiten angetrieben werden. Ein weiterer grosser Beitrag zur Nettoenergie zur Förderung der Schneeschmelze wird durch den Kondensationsprozess geleistet, welcher die Energie in der Schneedecke frei gibt.

Hochwasserereignisse, wie das vom Oktober 2011 im Berner Oberland (Schweiz), haben vor Augen geführt, dass es nach wie vor schwierig ist, die Auswirkungen von flüssigem Niederschlag auf die Schneedecke vorherzusagen und zu modellieren. Ziel dieser Arbeit besteht in der Beurteilung der Anwendbarkeit des HBV-Light Modells (Bergström, 1976) für die Modellierung der Schneeschmelze, in Hinblick auf „rain-on-snow“ Ereignisse. Für die Analyse werden drei Untersuchungsgebiete in der Schweiz auf verschiedenen Höhen ausgewählt: Alpthal, Dischma und Sitter. Die Abflusssimulationen werden mit dem hydrologischen Modell HBV-Light durchgeführt. Aus den Simulationen resultiert eine deutliche Unterschätzung des simulierten Abflusses während „rain-on-snow“ Ereignissen gegenüber des beobachteten Abflusses. Trotzdem spielt die Anzahl „rain-on-snow“ Tage keine bedeutende Rolle im Bezug auf die Modellgenauigkeit, da kein Zusammenhang zwischen der Anzahl „rain-on-snow“ Tage und der Modellgenauigkeit besteht.

Schlüsselwörter: HBV, rain-on-snow, Abflusssimulation, Modellgenauigkeit, Schneeschmelze, Hochwassergefahr, Überschwemmungen

LISTE DER VERWENDETEN ABKÜRZUNGEN

BAFU	Bundesamt für Umwelt
Bzw.	Beziehungsweise
Fit	Modellgenauigkeit
GIS	Geoinformationssystem
HBV	Hydrologisches Modell (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning model)
LM	Lindstrom Measure
Low flows	Niedriger Wasserstrom
NSE	Nash Sutcliffe Efficiency
Peak flow	Abflussspitze
Prec	Niederschlag
Qobs	Beobachteter Abfluss
Qsim	Simulierter Abfluss
ROS	rain-on-snow
SLF	Institut für Schnee- und Lawinenforschung
SPSS	Statistisches Programm (Statistical Package for the Social Sciences)
SWE	Schneewasseräquivalent
Temp	Lufttemperatur
Verr	Volumenfehler
WSL	Eidgenössische. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft

INHALTSVERZEICHNIS

Danksagung	ii
Zusammenfassung.....	iii
Liste der verwendeten Abkürzungen	iv
1. Einleitung	1
1.1. Einleitung	1
1.2. Kontext.....	2
1.3. Motivation.....	2
1.4. Terminologie	3
1.5. Zweck und Ziele der Arbeit	4
1.6. Forschungsfrage und Hypothesen	4
1.7. Aufbau der Arbeit.....	5
2. Stand der Forschung	6
2.1. „Rain-on-snow“ Ereignisse.....	6
2.2. Modellierung des Schneeschmelze-Abflusses	8
2.3. Unsicherheiten in hydrologischen Modellen.....	9
3. Untersuchungsgebiete, Daten und Methoden	11
3.1. Untersuchungsgebiete	11
3.1.1. Hydrologisches Untersuchungsgebiet Alpthal.....	12
3.1.2. Hydrologisches Untersuchungsgebiet Dischma	14
3.1.3. Hydrologisches Untersuchungsgebiet Sitter	15
3.1.4. Die drei Gebiete im Vergleich.....	17
3.2. Daten	20
3.2.1. Niederschlag, Lufttemperatur und Abfluss.....	20
3.2.2. Evapotranspiration.....	20
3.2.3. Temperatur- und Niederschlagsgradienten.....	20
3.2.4. Schneewasseräquivalent	21
3.2.5. Landbedeckung	21
3.2.6. Szenarien zur Klimaänderung in der Schweiz	21

3.3. Methode.....	21
3.3.1. HBV Modell	22
3.3.2. Temperatur-Index Methode (oder “degree-day” Methode).....	24
3.3.3. Kalibration des Modells	25
3.3.4. Warm-up Periode	28
3.3.5. Validation des Modells.....	28
3.3.6. Beurteilung der Modellgenauigkeit	28
3.3.7. Klimatische Periode.....	31
3.3.8. Modellierung der Auswirkungen des Klimawandels.....	32
4. Resultate	33
4.1. Alpthal.....	33
4.2. Dischma.....	40
4.3. Sitter	44
4.4. Simulation mit klimatischen Perioden	49
4.5. Auswirkungen des Klimawandels auf „rain-on-snow“ Ereignisse	53
5. Diskussion.....	55
5.1. Modellgenauigkeit.....	55
5.2. Korrelation zwischen „rain-on-snow“ Ereignissen und der Modellgenauigkeit	58
5.3. Klimatische Periode	62
5.4. „Rain-on-snow“ Ereignisse und Klimawandel.....	63
6. Schlussfolgerung	64
7. Literaturverzeichnis	67

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Beispiel eines ROS Ereignisses im Alpthal.....	3
Abbildung 2: Übersicht der drei Untersuchungsgebiete in der Schweiz.....	11
Abbildung 3: Jährliche, durchschnittliche Temperatur (links) und jährlicher, durchschnittlicher Niederschlag.....	12
Abbildung 4: Aufteilung des Gebietes Alpthal in Höhenzonen und Berechnung der Flächenanteile.....	13
Abbildung 5: Landüberdeckung des Gebietes Alpthal 1:50'000	13
Abbildung 6: Aufteilung des Gebietes Dischma in Höhenzonen und Berechnung der Flächenanteile	14
Abbildung 7: Landüberdeckung des Gebietes Dischma 1:25'000	15
Abbildung 8: Aufteilung des Gebietes Sitter in Höhenzonen und Berechnung der Flächenanteile	16
Abbildung 9: Landüberdeckung des Gebietes Sitter 1:25'000.....	16
Abbildung 10: Durchschnittlicher monatlicher Niederschlag (1990-2010)	17
Abbildung 11: Durchschnittliche monatliche Lufttemperatur (1990-2010).....	18
Abbildung 12: Durchschnittlicher monatlicher Abfluss (1990-2010) (eigene Darstellung)	18
Abbildung 13: Schema der Struktur des HBV-Modells.....	23
Abbildung 14: Hauptfenster der GAP-Kalibration in HBV-Light und die Parameter mit den Intervallen, welche für die GAP-Kalibrierung verwendet wurden.....	27
Abbildung 15: Eigenschaften des Untersuchungsgebietes Alpthal	28
Abbildung 16: Durchschnittliche, monatliche Abflüsse im Alpthal zwischen 1992 und 2011	34
Abbildung 17: Darstellung der simulierten Periode mit der besseren Genauigkeit	35
Abbildung 18: Darstellung der simulierten Periode mit der schlechteren Genauigkeit	36
Abbildung 19: Verhältnis zwischen Anzahl ROS Tagen pro Jahr und der Genauigkeit des Modells	38
Abbildung 20: Beobachteter und simulierter Abfluss während drei ROS Ereignissen	39
Abbildung 21: Durchschnittlicher, monatlicher Abfluss in Dischma zwischen 1972 und 2011	40
Abbildung 22: Darstellung der simulierten Periode mit der besseren Genauigkeit	41
Abbildung 23: Darstellung der simulierten Periode mit der schlechteren Genauigkeit	42
Abbildung 24: Verhältnis zwischen Anzahl ROS Tagen pro Jahr und der Genauigkeit des Modells	43
Abbildung 25: Beobachtete und simulierte Abflüsse während zwei ROS Ereignissen	44
Abbildung 26: Durchschnittlicher, monatlicher Abfluss in Sitter zwischen 1982 und 2011	45
Abbildung 27: Darstellung der simulierten Periode mit der besseren Genauigkeit	46
Abbildung 28: Darstellung der simulierten Periode mit der schlechteren Genauigkeit	47
Abbildung 29: Verhältnis zwischen Anzahl ROS Tagen pro Jahr und der Genauigkeit des Modells	48
Abbildung 30: Beobachtete und simulierte Abflüsse während eines ROS Ereignisses im Winter	49
Abbildung 31: Box Plot der Jahre in Bezug auf die Abweichung in der durchschnittlichen Jahrestemperatur und Niederschlag in Alpthal.....	50
Abbildung 32: Box Plot der Jahre in Bezug auf die Abweichung in der durchschnittlichen Jahrestemperatur und Niederschlag in Dischma.....	51

Abbildung 33: Box Plot der Jahre in Bezug auf die Abweichung in der durchschnittlichen Jahrestemperatur und Niederschlag in Sitter	52
Abbildung 34: Gegenüberstellung zwischen gegenwärtigen und zukünftigen ROS Ereignissen	53
Abbildung 35: Gegenüberstellung zwischen gegenwärtigen und zukünftigen ROS Ereignissen	54
Abbildung 36: Streuung zu der perfekten Modellgenauigkeit in Alpthal	57
Abbildung 37: Streuung zu der perfekten Modellgenauigkeit in Dischma	57
Abbildung 38: Streuung zu der perfekten Modellgenauigkeit in Sitter.....	58
Abbildung 39: Korrelationsanalyse zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und der Modellgenauigkeit im Alpthal	59
Abbildung 40: Korrelationsanalyse zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und der Modellgenauigkeit im Dischma.....	60
Abbildung 41: Korrelationsanalyse zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und der Modellgenauigkeit im Sitter	61

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Hauptmerkmale der drei Untersuchungsgebiete.....	17
Tabelle 2: Die 4 HBV-routine, Inputdaten und Outputdaten	24
Tabelle 3: Parameter der GAP Kalibration in HBV-Light. Beschreibung, Intervalle, Einheiten.....	26
Tabelle 4: Resultate der vier Simulationen mit verschiedenen klimatischen Perioden für das Gebiet Alpthal	50
Tabelle 5: Resultate der vier Simulationen mit verschiedenen klimatischen Perioden für das Gebiet Dischma.....	51
Tabelle 6: Resultate der vier Simulationen mit verschiedenen klimatischen Perioden für das Gebiet Sitter..	52
Tabelle 7: Genauigkeit der Simulationen der drei Untersuchungsgebiete	55
Tabelle 8: Durchschnittliche Simulationsgenauigkeit während „peak flows“ Ereignissen.....	56
Tabelle 9: Vergleich der Modellgenauigkeit zwischen einer "normalen" Simulationsmethode und einer Simulation mit ähnlichen klimatischen Bedingungen	62

.

1. EINLEITUNG

1.1. Einleitung

Wenn im Winter in alpinen Gebieten Niederschlag in Form von Schnee fällt, wird das Wasser vorübergehend gespeichert, was zu einer zeitlich begrenzten Entkopplung des Wasserkreislaufes führen kann. Mit dem Anstieg der Lufttemperatur im Frühjahr beginnt die Schneeschmelze und das in der Schneedecke gespeicherte Wasser wird freigesetzt. Fällt während der Schneeschmelze zusätzlich flüssiger Niederschlag auf die Altschneedecke, so entstehen zusätzliche grosse Abflussmengen, die die Hochwassergefahr in Flüssen und Seen ansteigen lassen (Sui and Koehler, 2001 und McCabe et al., 2007). Die Schneedecke kann anfangs einen Teil des Regens aufnehmen und wirkt somit zunächst abschwächend auf die Abflussbildung. Wenn der Regen jedoch lang anhaltend und intensiv ist oder die Schneedecke bei Einsetzen des Niederschlags bereits vollständig durchfeuchtet ist, wirkt der flüssige Niederschlag verstärkend auf die Abflussbildung.

Diese speziellen Ereignisse werden „rain-on-snow“ (ROS) in Deutsch „Regen-auf-Schnee“ genannt und können Ursachen von Überschwemmungen sein. „Rain-on-snow“ Ereignisse finden im Frühling häufig statt, wenn Regen auf die winterliche Schneedecke fällt und die Schneeschmelze beschleunigt (Sui und Koehler, 2001). Vor allem, wenn der Niederschlag stark und die Schneedecke tief ist, ist die Gefahr von Überschwemmungen sehr gross (Surfleet und Tullos, 2003).

„Rain-on-snow“ ist ein Ereignis, welches besonders häufig in mittleren Höhenlagen vorkommt, wie prealpinen oder alpinen Gebieten (Surfleet und Tullos, 2003). Diese Höhenzonen (zwischen 350 und 1100 m ü.M.) bekommen oft einen Mix zwischen Regen und Schnee in Abhängigkeit von der Lufttemperatur während des Niederschlags (Surfleet und Tullos, 2003).

Über das Thema „rain-on-snow“ besteht in der Literatur noch kein umfängliches Wissen (Mazurkiewicz et al., 2008). Hochwasserereignisse, wie das vom Oktober 2011 im Berner Oberland, haben vor Augen geführt, dass es nach wie vor schwierig ist, die Auswirkungen von flüssigem Niederschlag auf die Schneedecke vorherzusagen und zu modellieren. Daher besteht die Notwendigkeit, die laufenden Prozesse in der Schneedecke zu erforschen, um diese besser erklären und beschreiben zu können.

Diese Arbeit soll einen Beitrag zu der Forschungstätigkeit in diesem Bereich leisten.

1.2. Kontext

Um besser in den Kontext einzusteigen, werden nachfolgend zwei aktuelle Beispiele aus der Schweiz beschrieben, welche die Problematik der „rain-on-snow“ Ereignisse, sehr treffend erläutern.

„Hochwassergefahr entsteht vor allem dann, wenn zusätzlich zur Schneeschmelze auch noch ausgiebige Regenfälle auftreten“ (Tages Anzeiger, 03.03.2012).

Edith Oosenbrug, Hydrologin beim Bundesamt für Umwelt (BAFU), behauptet, dass bei einem besonders schneereichen Winter nicht ausschliesslich mit Hochwasser zu rechnen ist. Die Schneehöhe an sich sagt noch nichts über die Wassermengen aus, diese können je nach Schneeigenschaften sehr unterschiedlich sein. Hochwassergefahr entsteht vor allem dann, wenn zusätzlich zur Schneeschmelze auch noch ausgiebige Regenfälle auftreten.

„Eine Kombination von viel Regen und Schneeschmelze aufgrund höherer Temperaturen hat in gewissen Tälern des Berner Oberlands für Verhältnisse wie beim Jahrhunderthochwasser von 2005 gesorgt“ (Tages Anzeiger, 10.10.2011).

Das Hochwasser vom 10. Oktober 2011 kam völlig überraschend und hinterliess massive Spuren im Lötschental und im Berner Oberland mit Gesamtschäden von rund CHF 85 Mio. Dieses Unwetterereignis hat viele Fragen aufgeworfen. Die Kombination von ausgiebigen Niederschlägen und rasch ablaufender Schmelze der Schneedecke, ist zumindest im Herbst sehr selten. Erstaunlich dabei ist die Tatsache, dass an sich nicht aussergewöhnliche Niederschlagsmengen und Schneeschmelzraten in gewissen Gebirgsflüssen, eine derart starke Abflussreaktion verursachen konnten (Badaux et al., 2013). Die auf den meteorologischen Modellen basierten Berechnungen mit dem hydrologischen Modell HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning), unterschätzten die Spitzenabflüsse deutlich. Daher fielen die Abflussvorhersagen des BAFU (Bundesamt für Umwelt) dann auch wenig alarmierend aus (Badaux et al., 2013). Damit hat sich herausgestellt, dass akuter Forschungsbedarf hinsichtlich solcher „rain-on-snow“-Hochwasser besteht.

1.3. Motivation

Bereits umgesetzt sind heute organisatorische Massnahmen zur Verbesserung der Früherkennung derartiger „rain-on-snow“ Ereignisse. Es wird jedoch vorerst sicherlich schwierig bleiben, kombinierte „rain-on-snow“ Ereignisse mit einer hohen Genauigkeit zu prognostizieren und rechtzeitig davor zu warnen. Die Gründe dafür liegen hauptsächlich in den eingeschränkten Vergleichsmöglichkeiten mit derart seltenen Ereignissen, den Limitierungen bei der Genauigkeit von Modellinputdaten und den noch zu wenig detaillierten Prozessabbildungen in den Abflussmodellen (Badaux et al., 2013).

Das Hochwasserereignis vom Berneroberrand ist nicht ein Einzelfall, und das Auftreten von schweren Überschwemmungen in mehreren Einzugsgebieten der mittel- und osteuropäischen Länder, haben das Interesse der Öffentlichkeit und Behörden auf sich gezogen. Der Bedarf an effizienten Massnahmen ist gross. Die Entwicklung und die Verwendung von nicht-strukturellen Massnahmen, wie zum Beispiel Hochwasservorhersagen- und Warnanlagen, stellt immer mehr eine der effektivsten Hochwasserschutzmassnahmen dar und ist genauso wichtig wie die strukturellen Massnahmen (z.B. Hochwasserschutz, Deiche, Hochwasserrückhaltebecken etc.) (Pekárová et al., 2005).

1.4. Terminologie

Harr und Berris (1983) definieren „rain-on-snow“ als Regen, welcher auf einen schneebedeckten Boden fällt.

In dieser Arbeit wird die Terminologie „rain-on-snow“ verwendet, wenn folgende Kriterien erfüllt sind:

- am Boden liegen mehr als 10 mm Schneewasseräquivalent (SWE)
- die tägliche Niederschlagsmenge ist höher als 20 mm
- die tägliche Lufttemperatur ist wärmer als die kritische¹ Lufttemperatur
- Es besteht eine Reaktion des Abflusses

Die Abbildung 1 zeigt ein Beispiel eines „rain-on-snow“ Ereignisses im Alpthal, welches die erwähnte Terminologie sinngemäss erläutert.

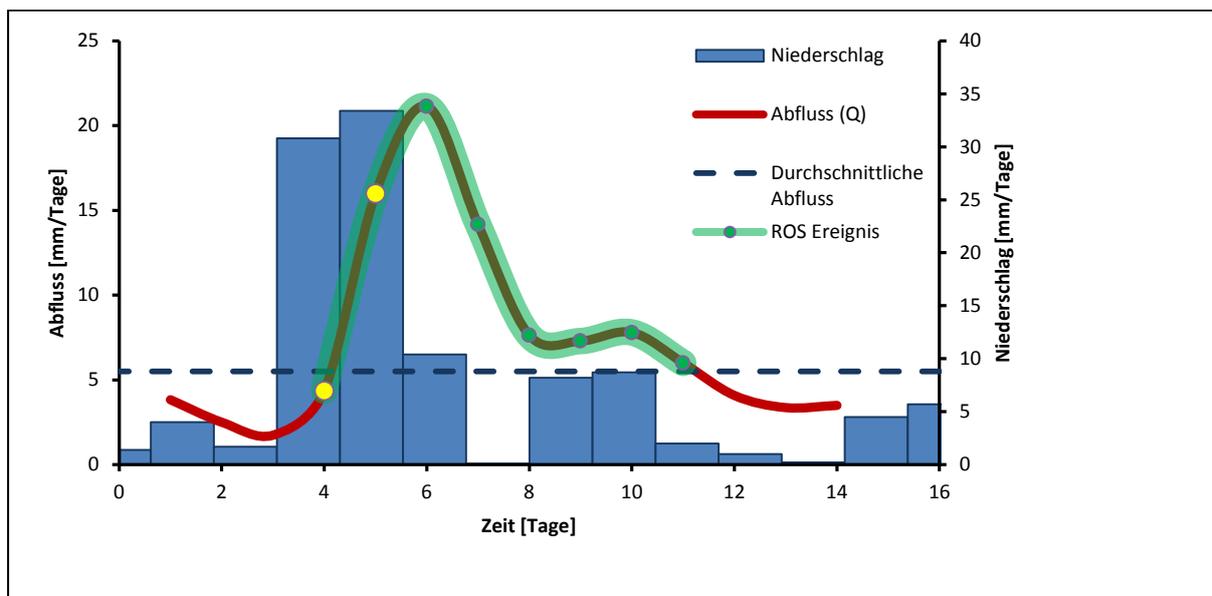


Abbildung 1: Beispiel eines ROS Ereignisses im Alpthal (eigene Darstellung)

¹ Kritische Lufttemperatur: oberhalb dieser Temperatur wird der Niederschlag im HBV Modell als Regen simuliert, unterhalb wird er als Schnee dargestellt.

Die grüne dicke Linie stellt ein „rain-on-snow“ Ereignis dar. Es beginnt bei Auftreten von flüssigem Niederschlag (mehr als 20 mm) und endet, wenn der Abfluss unter den Abflussdurchschnitt der Untersuchungsperiode sinkt.

Die gelben Punkte stellen die Tage dar, in denen flüssiger Niederschlag (mehr als 20 mm) auf die Schneedecke (SWE höher als 10 mm) fällt. Diese Tage dienen als Beginn eines ROS Ereignisses.

Alle Punkte auf der grünen Linie (sowohl die Gelbe als auch die Grüne) werden als „rain-on-snow“ Tage kennzeichnet, das heisst die Anzahl Tage, welche ein ROS Ereignis bilden. Also Tage, in denen der Abfluss durch „rain-on-snow“ gesteuert ist.

1.5. Zweck und Ziele der Arbeit

Meine Arbeit basiert grundsätzlich auf drei Anhaltspunkten: Für ein besseres Verständnis des Themas werden in einem ersten Teil die physikalischen und ökologischen Prozesse des Phänomens „rain-on-snow“ beschrieben. Der Hauptteil der Arbeit besteht in der Beurteilung der Anwendbarkeit des HBV-Light Modells (Bergström, 1976) für die Modellierung der Schneeschmelze, in Hinblick auf „rain-on-snow“ Ereignisse. In einem dritten Teil der Arbeit werden hypothetische und einfache Prognosen von „rain-on-snow“ Ereignissen für die Zukunft erstellt und analysiert.

1.6. Forschungsfrage und Hypothesen

Die folgenden Fragen und Hypothesen sollen in dieser Studie beantwortet werden:

- Was ist der physikalische Hintergrund für den Schneeschmelze-Abfluss, verursacht durch flüssigen Niederschlag auf die Schneedecke?

Hypothese 1: „rain-on-snow“ Ereignisse erzeugen einen schnellen Anstieg des Abflusses während den Ereignissen.

- Ist das HBV-Modell geeignet für die Modellierung der Schneeschmelze-Abflüsse, welche durch die „rain-on-snow“ Ereignisse verursacht werden? Ist es möglich, die „degree-day“ Methode für die oben genannte Art von Simulationen zu verwenden?

Hypothese 2: In Jahren mit vielen „rain-on-snow“ Ereignissen ist die Genauigkeit der Simulation schlechter.

Hypothese 3: In warmen und nassen Perioden gibt es vermehrt „rain-on-snow“ Tage und daher ist auch die Modellgenauigkeit in diesen Perioden schlechter.

- Wie häufig sind „rain-on-snow“ Ereignisse in Zukunft zu erwarten?

Hypothese 4: Das Auftreten von „rain-on-snow“ Ereignissen nimmt in höheren Lagen zu.

1.7. Aufbau der Arbeit

Nach einer kurzen Einleitung, in der in das Thema „rain-on-snow“ eingeführt wird und die Ziele und Hypothese formuliert werden, folgt ein Kapitel mit der Zusammenfassung zum Stand der Forschung über „rain-on-snow“ Phänomene und über die Modellierung von Abflüssen mittels dem hydrologischen Modell HBV-Light.

Im Kapitel 3 werden in einem ersten Schritt die Untersuchungsgebiete beschrieben und charakterisiert, danach werden die Daten dargestellt und die angewendete Methode illustriert. Besondere Aufmerksamkeit wird den Methoden für die Berechnung und Auswertung der Modellgenauigkeit gegeben.

In dem Hauptteil der Arbeit, dem Kapitel 4, werden alle Resultate mittels Grafiken und Tabellen für jedes Untersuchungsgebiet dargestellt und beschrieben. Im Kapitel 5 werden dann die Resultate kommentiert und Vergleiche zwischen den drei Gebieten vorgenommen. Die Resultate werden ebenfalls mit anderen Studien aus den Literaturen verglichen.

Das Kapitel 6 dient als Schlussfolgerung der Arbeit. Die Forschungsfragen werden beantwortet und die Arbeitshypothesen entweder angenommen oder abgelehnt.

2. STAND DER FORSCHUNG

In diesem Kapitel wird eine Zusammenfassung präsentiert, welche den aktuellen Stand der Forschung zusammenfasst. Drei Themen werden hier beschrieben: „rain-on-snow“ Ereignisse, die Modellierung der Schneeschmelze und die Unsicherheiten der Modellsimulationen.

2.1. „Rain-on-snow“ Ereignisse

Im Frühjahr werden Regenereignisse im Gebirge häufiger. SLF (2014) erklärt den Prozess „rain-on-snow“ wie folgt: Da der Schnee aus einem porösen (schwamm-ähnlichen) Gerüst aus Eis und Luft besteht, kann er zuerst viel Wasser aufsaugen. Das Regenwasser wird bei einer trockenen Schneedecke von den oberflächennahen Schichten aufgesaugt und gefriert dort. Dadurch wird sehr viel latente Wärme freigesetzt, welche während des Gefrierens des Regenwassers in die Schneedecke zugeführt wird. Diese zusätzliche Wärme verzögert den Gefrierprozess. Wird noch mehr Wasser zugeführt, so erhöht sich die Schneetemperatur bis auf null Grad und das Wasser beginnt dann langsam nach unten zu fließen (Perkolation). Ist die ganze Schneedecke durchfeuchtet und isotherm so bringt zusätzliche Wärme den Schnee zum Schmelzen.

Van Heeswijk et al. (1996) zeigen, dass Niederschläge allein wenig Einfluss auf die Bildung von Schneeschmelze haben. Sie berichten, dass eine Verdoppelung der Niederschlagsmenge, eine Zunahme der Schneeschmelze von nur 0,1-0,5 mm/Tag zur Folge hat, während die Zunahme der Lufttemperatur von 2 °C die Schneeschmelze von 0,7 bis 5,8 mm/Tag erhöht. Daraus schliessen sie, dass die Bildung der Schneeschmelze unter „rain-on-snow“ Bedingungen empfindlicher auf die Windgeschwindigkeit in Verbindung mit Dampfdruck- und Lufttemperaturgradienten ist, als auf die Niederschlagsmenge.

Die Studien von Mazurkiewicz et al. (2008) zeigen, dass die grosse Abflussspitzen in den offenen Gebieten oft von einer dünnen Schneedecke, niedrigen Erhebungen und hohen Niederschlagsmengen verbunden mit hohen Windgeschwindigkeiten, charakterisiert werden. Dünne Schneedecken und bevorzugte Fliesswege für die Perkolation ermöglichen eine kürzere Laufzeit des Niederschlagswassers durch die Schneedecke bis in den Boden. Neben der Versickerung von Niederschlägen wird Wasser in der Schneedecke durch Kondensation zugegeben. Kondensation fügt Wasser zu und gibt Energie in der Schneedecke frei, welche einen Beitrag zur Nettoenergie für die Schneeschmelze zur Verfügung gibt. Auch Wondzell und King (2003) beweisen, dass die primäre Energiequelle, um Schnee zu schmelzen die Kondensation von Wasserdampf auf die Schneedecke ist. Der Kondensationsprozess benötigt eine hohe turbulente Austauschrate, welche nur mit starken Windgeschwindigkeiten möglich ist (Mazurkiewicz et al., 2008).

Energie-Input in der Schneedecke während „rain-on-snow“ Ereignisse sind relativ gering. Dies

wegen der verringerten Sonneneinstrahlung (der Himmel ist während den Niederschlägen immer bewölkt), welche den grössten Beitrag zum Schmelzprozess liefert (Mazurkiewicz et al., 2008). Also ohne einen hohen Nettostrahlungsinput, können hohe Schmelzraten nur mit hohen turbulenten Energieflüssen stattfinden (Berris und Harr, 1987). Turbulenter Energieaustausch wird vor allem von hohen Windgeschwindigkeiten angetrieben, welche grosse Energieflüsse in der Schneedecke erzeugen (Mazurkiewicz et al., 2008).

Berris und Harr (1987) und Marks et al. (1998) haben festgestellt, dass die Schneeschmelze in den bewaldeten Standorten während „rain-on-snow“ Ereignissen viel niedriger ist als in offenen Gebieten. Das Fehlen von Wald führt zu kontinuierlich höheren Energie-Inputs auf der Schneedecke, welche eine konsequent isothermale Schneedecke bilden. Bewaldete Gebiete sind von externen Energie-Inputs wie Sonnenstrahlungen oder hohen Windgeschwindigkeiten geschützt. In bewaldeten Gebieten gelangt wegen Interzeption der Pflanzen während „rain-on-snow“ Ereignissen, weniger Regenwasser in die Schneedecke (Berris und Harr, 1987). Berris und Harr (1987) und Marks et al. (1998) beweisen auch, dass eine dünne Schneedecke sehr gefährlich ist während eines „rain-on-snow“ Ereignisses, da die Schneedecke innerhalb eines einzigen Ereignisses komplett schmelzen kann und somit einen sehr grossen Abfluss verursachen kann.

Wie die oben genannten zwei Beispiele (Kapitel 1.2.) hervorheben, spielen „rain-on-snow“ Ereignisse oft eine bedeutende Rolle bei der Entstehung hoher Wasserabflüsse. Singh et al. (1997) behaupten, dass solche Ereignisse ein viel grösseres Potential bei der Erzeugung von schweren Überschwemmungen haben, als die strahleninduzierte Schneeschmelze. Um dies zu bestätigen, wurde die Mehrheit der grossen Überschwemmungen in British Columbia, Washington, Oregon und Kalifornien mit „rain-on-snow“ Ereignissen in Verbindung gebracht (Brunengo, 1990; Kattelmann, 1987).

„Rain-on-snow“ Ereignisse lösen nebst Überschwemmungen auch Erdbeben aus (Singh et al., 1997). So wurden an einem Standort in der Oregon Cascades, rund 85% aller Erdbeben, die genau datiert werden konnten, mit dem Ereignis ROS in Verbindung gebracht (Harr, 1981). Kürzlich berichteten Sandersen et al. (1997), dass die Auslösung von Murgängen in Norwegen oft durch die Kombination von Niederschlag und Schneeschmelze verursacht werden.

„Rain-on-snow“ Ereignisse werden auch als eine Ursache für die Freisetzung von Lawinen gesehen (Singh et al., 1997 und McCabe et al., 2007). Dazu wurden bereits verschiedene Studien über die Rolle des Regens, bei der Auslösung von Lawinen in maritimen Klimazonen durchgeführt (Conway und Raymond, 1993). Der feuchte Schnee hat eine Temperatur von rund Null Grad, er ist weich und leicht verformbar. Bei einer grösseren Überlast durch Neuschnee kann ein Bruch in dieser feuchten Schicht erfolgen (SLF, 2014).

McCabe et al. (2006) und Ye et al. (2008) berichten Änderungen in der historischen Frequenz von „rain-on-snow“ Ereignissen. Diese werden mit erhöhter Lufttemperatur aufgrund des

Klimawandels verbunden. Auch Surfleet und Tullos, (2013) beobachten eine Änderung der Frequenz von „rain-on-snow“ Ereignissen in den westlichen Vereinigten Staaten. Diese Ereignisse wurden in den letzten 35 Jahren in den unteren Höhenbereichen seltener und in grösseren Höhenbereiche häufiger (McCabe et al., 2006).

Mit wärmeren Lufttemperaturen sind weniger Schnee, senkende Schneewasseräquivalent und eine Verschiebung der Regen-Schnee Übergangszone in höheren Lagen vorhergesagt (Surfleet und Tullos, 2013).

Mote et al. (2010) sagen eine Steigung des Hochwassers im Winter voraus. In Zukunft werden Niederschläge vermehrt in Form von Regen stattfinden, sodass Wasser in Winter weniger als Schnee gespeichert wird. Aus diesem Grund wird der Abfluss im Winter stärker und der Schneeschmelze-Abfluss in Frühling schwächer (Surfleet und Tullos, 2013).

2.2. Modellierung des Schneeschmelze-Abflusses

Laut Jeniček et al. (2012), ist für eine genaue Prognose der Schneeschmelze notwendig, die Merkmale des Einzugsgebietes und die Anfangsbedingungen vor der Simulation gut zu kennen. Die wichtigsten Anfangswerte für die Hochwasservorhersage, welche durch Schneeschmelze verursacht wird, sind die Eigenschaften der Schneedecke, vor allem die Schneehöhe und das Schneewasseräquivalent. Das Wasser für den Abfluss wird aus zwei Hauptprozessen hergestellt: durch die Schmelze innerhalb der Schneedecke und durch die Versickerung von Niederschlagswasser durch die Schneedecke (Singh et al, 1997).

Die Schmelze kann durch die Anwendung des „*energy-balance*“ Modelles (Kapitel 3.3.2. und Gleichung 1) berechnet werden, wobei alle Wärmequellen und Wärmeverbraucher bekannt sein müssen. Da dies ein aufwendiger Prozess ist und die erforderlichen Informationen nicht immer verfügbar sind, wird die Schneeschmelze oft einfach als Funktion der Lufttemperatur parametrisiert (Ohmura, 2000). Diese Methode wird „*Temperatur-Index Methode*“ oder „*degree-day Methode*“ genannt und basiert auf einem linearen empirischen Verhältnis zwischen der Lufttemperatur und der Schneeschmelze (Hock, 2003). Das hydrologische Modell HBV-Light, welches in dieser Arbeit verwendet wird, basiert auf der Temperatur-Index-Methode (Kapitel 3.3.2. und Gleichung 2).

Hock (2003) fasst die Vorteile der *Temperatur-Index Methode* in vier Punkten zusammen: 1) die gute Verfügbarkeit von Lufttemperaturdaten, 2) die relativ einfache räumliche Verteilung der Lufttemperatur und ihre Vorhersagbarkeit, 3) die Einfachheit der Rechenverfahren, und 4) die zufriedenstellenden Ergebnisse des Modells trotz seiner Einfachheit. Die Bedeutung der Lufttemperatur bei der Schätzung der Schneeschmelze ist vor allem aufgrund der Tatsache, dass die langwellige atmosphärische Strahlung bei weitem die dominierende Wärmequelle ist (Ohmura, 2000).

Auch bestimmte physikalische-geographische Faktoren spielen für die Modellierung der Akkumulation und Schmelze der Schneedecke im Winter und Frühjahr eine wichtige Rolle

(Jeníček et al., 2012). Zum Beispiel sind die Effekte der Höhe und der Lufttemperatur sehr wichtig für Untersuchungsgebiete, welche eine grosse Ausdehnung und Höhenunterschiede aufweisen. Während die Effekte der Vegetation eher lokal herrschen, zum Beispiel die Anwesenheit von Wald oder Gebiete mit offenen Flächen (Jost et al., 2007).

Essery (2003) beweist in seiner Studie einer Steigerung der Genauigkeit durch die Aufteilung des Untersuchungsgebietes in Höhenzonen. Lehning et al. (2006) bestätigen, dass die Vegetation das Volumen ändert, aber nicht die Dynamik der Abflussbildung. Durch direkte Beobachtungen erläutern Pobríslová und Kulasová (2000 zit. in: Jeníček et al., 2012) eine deutlich schnellere Schneeschmelze in abgeholzten Flächen als in den Wäldern; teilweise durch höhere Schneeeakkumulationen und teilweise durch höhere kurzweilige Strahlungen in den offenen Flächen.

2.3. Unsicherheiten in hydrologischen Modellen

In konzeptionellen Niederschlag-Abfluss-Modellen (wie der HBV-Modell in dieser Studie) haben einige Modellparametern keine direkte physikalische Interpretation, das heisst, dass sie nicht gemessen werden können, sondern durch die Kalibrierung der beobachteten Daten geschätzt werden können. Während der Kalibrierung werden die Parameter automatisch oder manuell angepasst bis eine akzeptable Übereinstimmung zwischen den simulierten und den beobachteten Daten erhalten wird (Wagener, 2003).

Die Zuverlässigkeit der hydrologischen Modelle ist stark abhängig von der Kalibrierungsprozedur, welche in der Regel die Suche nach einem optimalen Parametersatzes ist (Seibert, 1997). Laut Seibert (1997) nimmt die Parameterunsicherheit, das heisst das Problem einen einzigartigen Satz von Parametern zu finden, mit der Anzahl der Modellparameter zu und mit zunehmender Information über das System ab. Ein Test der Modellgenauigkeit ist somit notwendig, um Probleme mit Unsicherheiten in hydrologischen Modellen zu lösen.

Hiermit wird eine Liste mit Faktoren, welche einen Einfluss auf die Modellgenauigkeit haben, ermittelt.

- Verallgemeinerung der komplexen Vorgänge in der Natur:
Das genaue Zusammenspiel der einzelnen Prozesse in der Schneedecke lässt sich in der Natur kaum oder nur mit sehr grossem Aufwand messen.
- Heterogenität und Ausbreitung des Untersuchungsgebietes:
Mit grösseren Regionen erhöht sich die Anzahl der verfügbaren geeichten Einzugsgebiete. Gleichzeitig nimmt jedoch die Variation der Klima zwischen den Einzugsgebieten zu (Seiber, 1999). Die Ausbreitung des Untersuchungsgebietes wird sehr wichtig, wenn grosse Gebiete auch einen grossen Höhenunterschied aufweisen, da die Effekte auf die Höhe und aus die Lufttemperatur signifikant sind (Jeníček et al., 2012).

– Räumliche und zeitliche Veränderungen der Schneedecke:

Die räumlichen und zeitlichen Veränderungen der Schneedecke können von hydrologischen Modellen nur mit tiefer Genauigkeit ermittelt werden. Eine schlechte Verteilung der Schneedecke bringt auch eine schlechte Verteilung des Schneewasseräquivalents mit sich.

Ein „guter“ Satz von Parameterwerten ist schwierig zu ermitteln, da für jedes Einzugsgebiet verschiedene Parameterwechselwirkungen stattfinden. Die Unsicherheit in den Parameterwerten wird durch die Einzigartigkeit der Standorte, durch Skaleneffekte und durch Fehler in den Messungen verursacht (Beven, 2000).

3. UNTERSUCHUNGSGBIETE, DATEN UND METHODEN

Dieses Kapitel wird in drei Teile gegliedert. Im ersten Teil werden die drei Untersuchungsgebiete im Detail beschrieben. Die Morphometrie und der Landnutzung werden erläutert und mit GIS dargestellt.

Im zweiten Teil werden die verwendeten Daten und Datenquellen formuliert.

Der dritte Teil beschreibt im Detail alle angewendeten Forschungsmethoden. Hier wird auch das hydrologische Modell HBV-Light und die Berechnungsmethode für die Modellgenauigkeit erklärt.

3.1. Untersuchungsgebiete

Für die Forschung werden drei Gebiete in der Schweiz untersucht: Alpthal in Kanton Schwyz, Dischma in Kanton Graubünden und Sitter in Kanton Appenzell. Die drei Untersuchungsgebiete liegen in unterschiedlichen Regionen der Schweiz (Abbildung 2) und weisen deswegen unterschiedliche Eigenschaften auf.

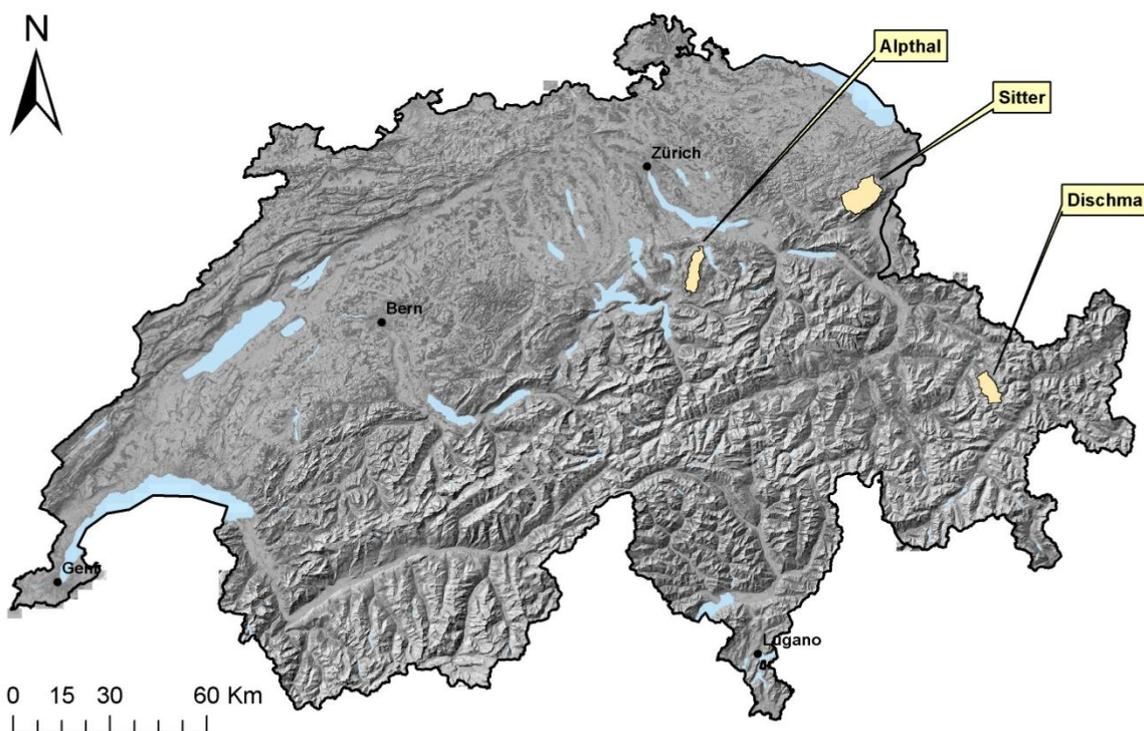


Abbildung 2: Übersicht der drei Untersuchungsgebiete in der Schweiz
(eigene Darstellung, Daten aus Swisstopo, 2013)

Alpine Einzugsgebiete sind sehr heterogen und daher angemessen, die Forschungsfragen zu beantworten. Ein gutes Modell sollte diese Heterogenität gut bewältigen können (Zappa et al. 2003).

Die drei Forschungsregionen liegen auf verschiedene Höhen und Breitengraden, die klimatischen Eigenschaften sowie die Vegetationsbedeckungen unterscheiden sich somit stark (Abbildung 3).

Die Abbildung 3 stellt die mittlere jährliche Lufttemperatur in °C (links) und den mittleren jährlichen Niederschlag in mm (rechts) für die Schweiz während der Periode 1981 bis 2010, dar. Von wichtiger Bedeutung ist vor allem die mittlere jährliche Temperatur des Dschma Gebietes, welche zwischen -1 und -3 °C liegt, was bedeutet, dass dort mehr als 80% des Niederschlags als Schnee fällt.

Bedeutend ist auch der mittlere jährliche Niederschlag der Regionen Alpthal und Sitter, welcher 1700 mm pro Jahr übersteigt.

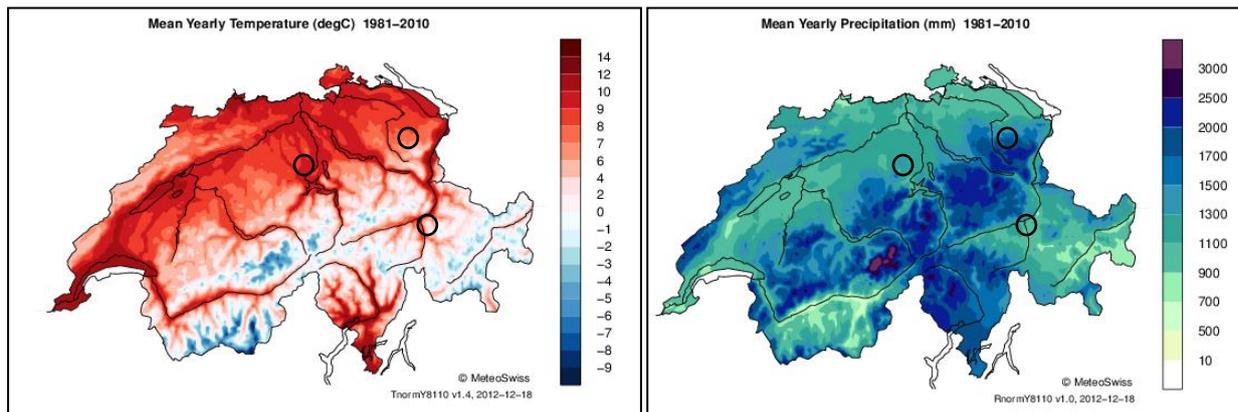


Abbildung 3: **Jährliche, durchschnittliche Temperatur (links) und jährlicher, durchschnittlicher Niederschlag (rechts) der Schweiz zwischen 1981 und 2010** (MeteoSchweiz, 2013)

3.1.1. Hydrologisches Untersuchungsgebiet Alpthal

Das erste analysierte Einzugsgebiet ist Alpthal, in der Zentralschweiz. Es liegt in einer mittleren Höhe von 1155 m über dem Meeresspiegel und hat einer Fläche von 46.4 km². Der hydrologische Regimetyp umfasst der nivo-pluviale Regime (BAFU, 2014). Gemäss den Daten von Corine Land Cover beträgt, die Landüberdeckung 48.5 % Wald, 30.5 % Wiese- und Ackerland und 10 % alpwirtschaftliche Weiden. Die restlichen geringen Flächen sind Gehölz, Gebäudeareale, Verkehrsflächen und unproduktive Vegetation. Die kumulierte Flusslänge beträgt 36.2 km (BAFU, 2014).

Der Waldanteil ist im Gebiet Alpthal sehr hoch, fast die Hälfte des Gebiets ist bewaldet. Wie im Kapitel 2 schon erwähnt, spielt die Aufkommen von Wald eine wichtige Rolle bei dem Schneeschmelzprozess. Vor allem die höheren Zonen des Gebiets, wo am meisten Schnee liegt, sind durch den Wald bedeckt. Dieser schützt die Schneedecke vor Sonneneinstrahlung und vor Wind. Deswegen wird die Schneeschmelze verzögert.

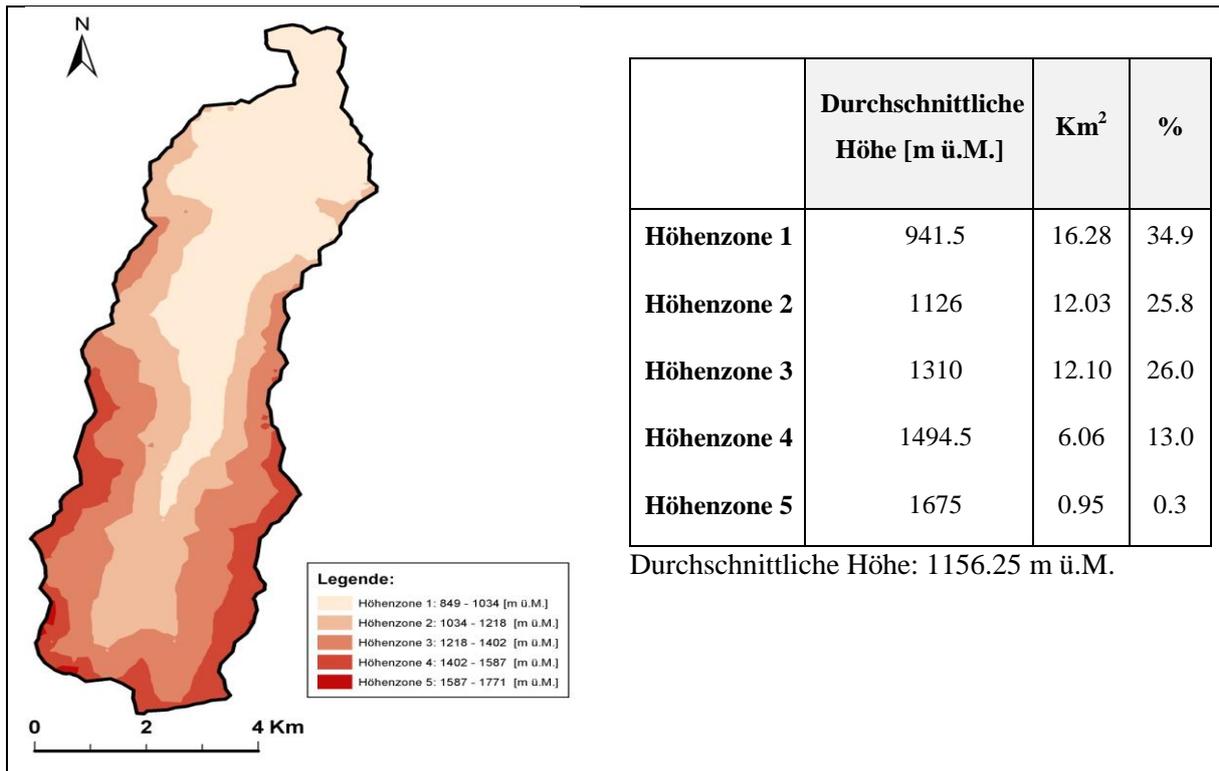


Abbildung 4: Aufteilung des Gebietes Alpthal in Höhenzonen und Berechnung der Flächenanteile (eigene Darstellung und Berechnung mit GIS)

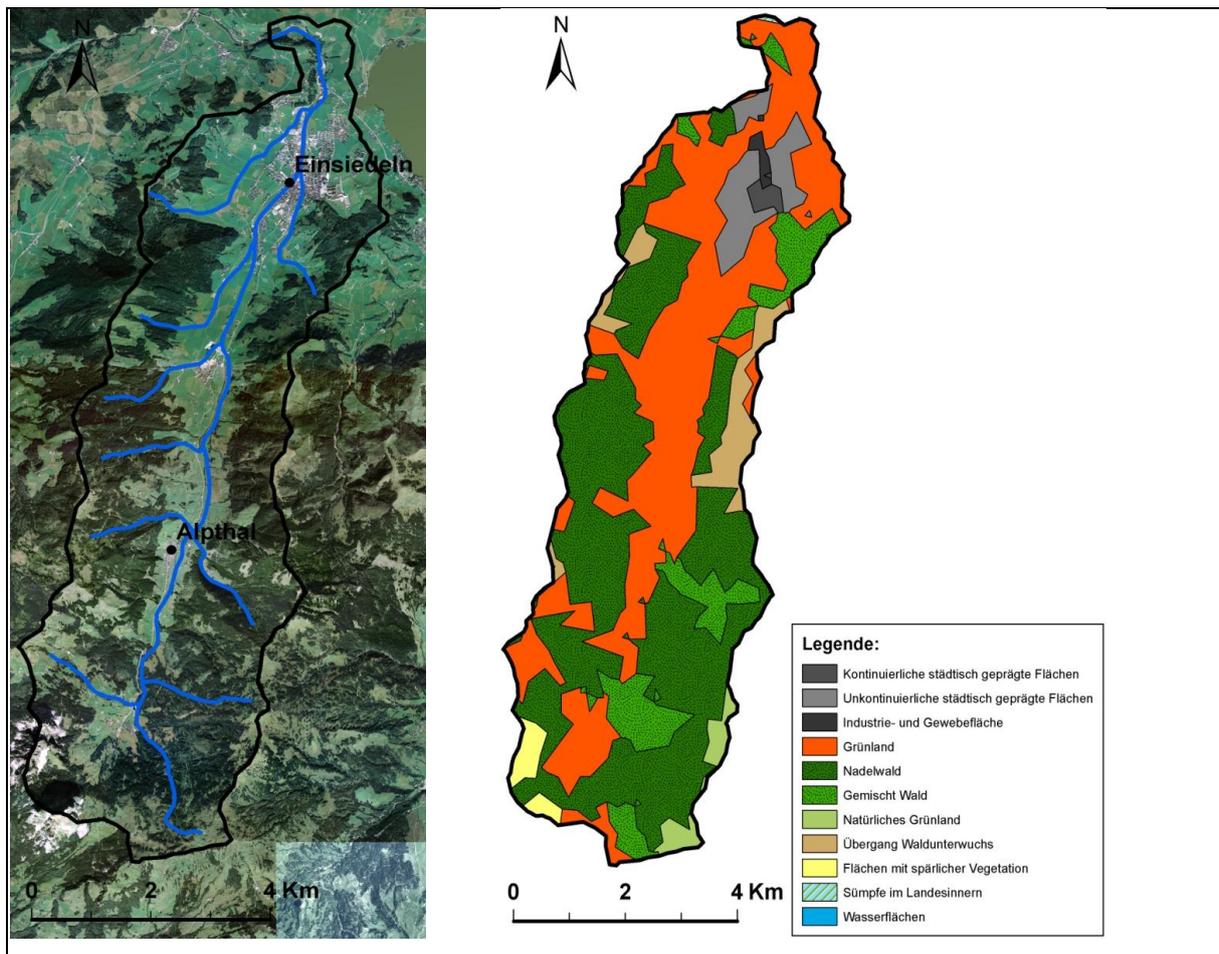


Abbildung 5: Landüberdeckung des Gebietes Alpthal 1:50'000

Luftbild (links) und GIS Darstellung (rechts) (eigene Darstellung, Daten aus Swisstopo, 2013 und gemäss Corine Land Cover)

3.1.2. Hydrologisches Untersuchungsgebiet Dischma

Das hydrologische Untersuchungsgebiet Dischma liegt im östlichen Teil der Schweiz auf einer mittleren Höhe von 2372 m ü.M (von 1677 bis 3130 m ü.M.). Im unteren Teil des Einzugsgebietes repräsentiert Schneefall etwa 40% der gesamten Niederschläge, während in der höchsten Zone mehr als 80% der gesamten Niederschläge aus Schnee besteht (Zappa et al., 2003). Seine Fläche beträgt 43.3 km² mit einem Vergletscherungsanteil von 2%, welcher aber nicht eine bedeutende Rolle spielt. Die oberflächige Abdeckung besteht vor allem aus alpwirtschaftlichen Weiden und Geröll. Wälder und Büsche stellen nur etwa 3% der gesamten Fläche dar (Bundesamt für Statistik, 1998 und gemäss Corine Land Cover).

Die Landbedeckung im Dischma ist fast ausschliesslich durch offene Flächen gekennzeichnet (Abbildung 7), der Waldanteil stellt nur 3% dar. Die Schneeschmelze wird somit durch hohe Windgeschwindigkeiten und turbulente Energieflüsse angetrieben.

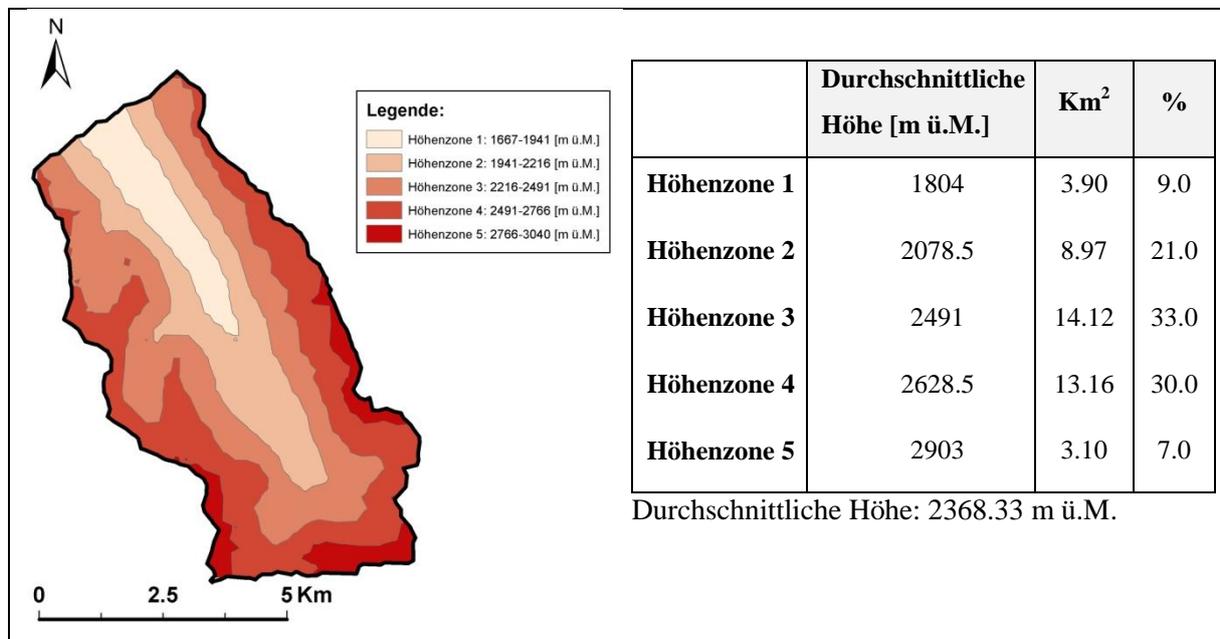


Abbildung 6: Aufteilung des Gebietes Dischma in Höhenzonen und Berechnung der Flächenanteile (eigene Darstellung und Berechnung mit GIS)

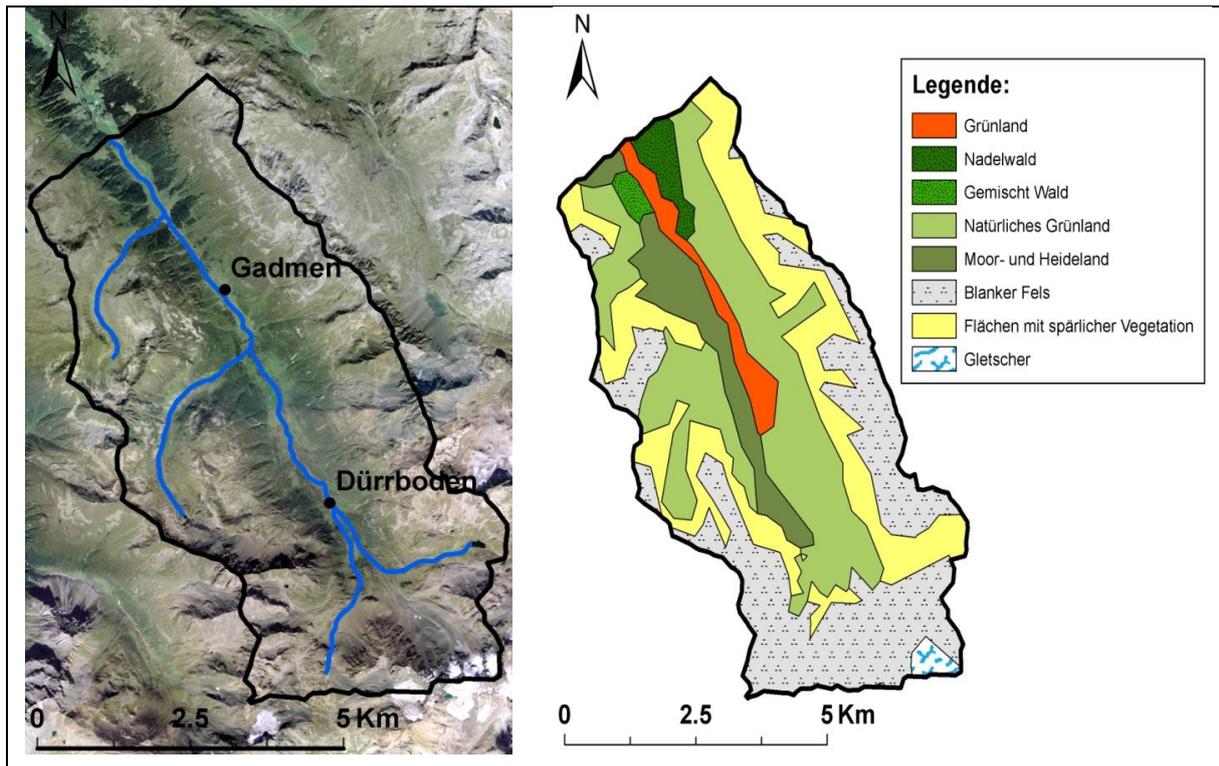


Abbildung 7: **Landüberdeckung des Gebietes Dischma 1:25'000**
 Luftbild (links) und GIS Darstellung (rechts) (eigene Darstellung, Daten aus Swisstopo, 2013 und gemäss Corine Land Cover)

3.1.3. Hydrologisches Untersuchungsgebiet Sitter

Das letzte Untersuchungsgebiet Sitter liegt auf einer mittleren Höhe von 1252 m ü.M. Der höchste Punkt beträgt 2501 m ü.M. während der tiefste Punkt auf 769 m ü.M. liegt. Die Fläche beträgt 74.2 km² mit einem Anteil an alpwirtschaftlichen Nutzflächen und Weiden von 31.84%. Andere bedeutsamen Bodenbedeckungen sind Wies- und Ackerland mit einem Betrag von 24.08% und Waldfläche, welche 25.13% der gesamten Oberfläche abdecken (Bundesamt für Statistik, 1998 und gemäss Corine Land Cover, 2013).

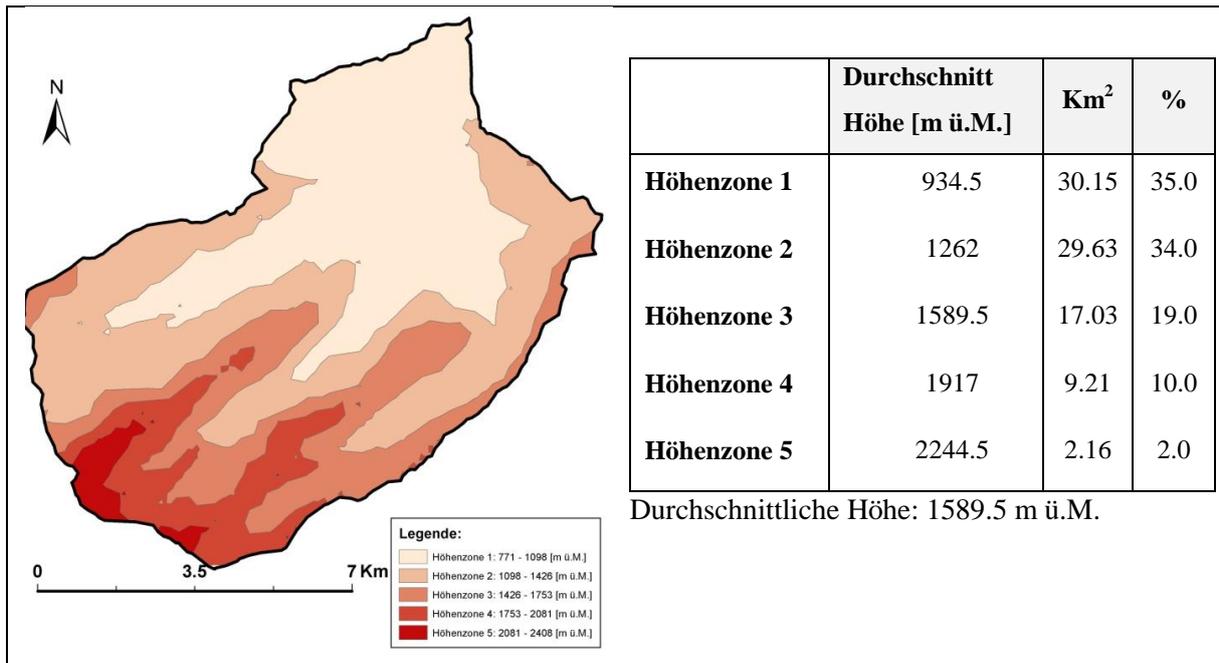


Abbildung 8: **Aufteilung des Gebietes Sitter in Höhenzonen und Berechnung der Flächenanteile**
(eigene Darstellung und Berechnungen mit GIS)

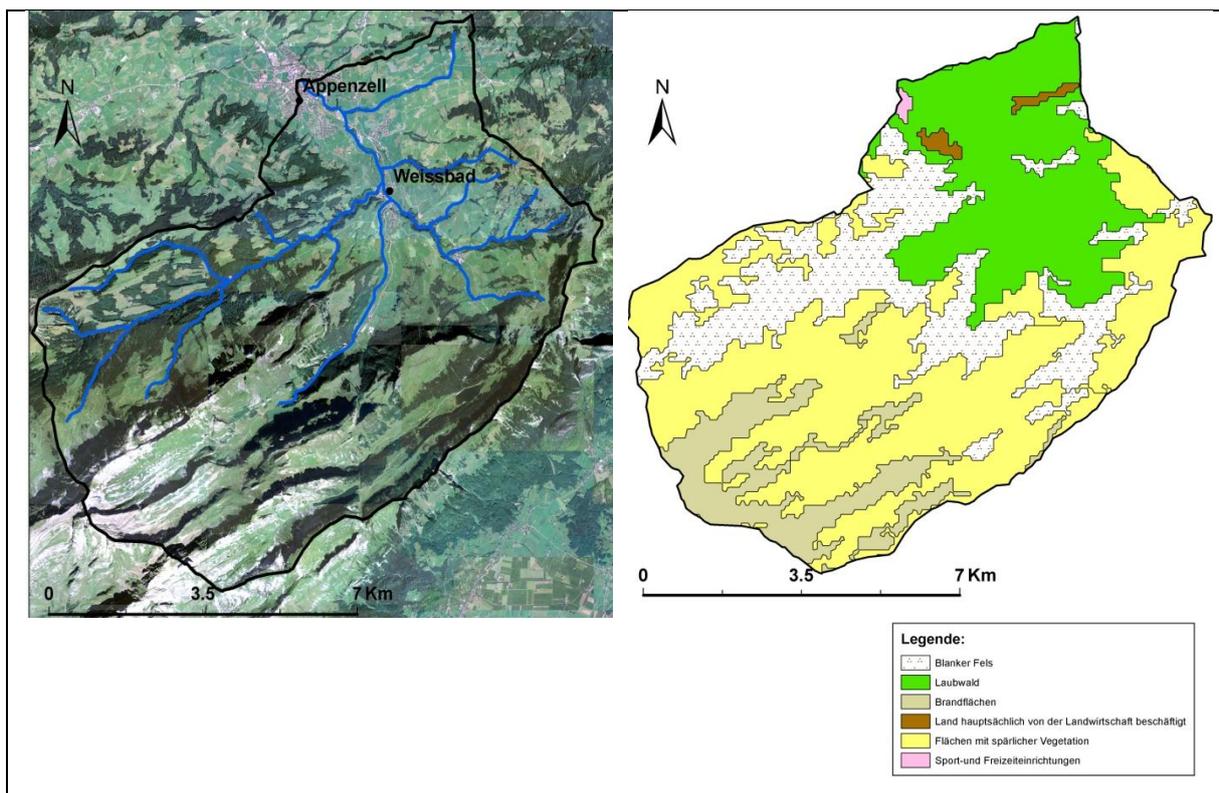


Abbildung 9: **Landüberdeckung des Gebietes Sitter 1:25'000**
Luftbild (links) und GIS Darstellung (rechts) (eigene Darstellung, Daten aus Swisstopo, 2013 und gemäss Corine Land Cover)

3.1.4. Die drei Gebiete im Vergleich

Die Tabelle 1 fasst die Hauptmerkmale der drei Gebiete zusammen.

	Alpthal	Dischma	Sitter
Regimetyp	Nivo-pluvial préalpin	b-glacio-nival	Nival de transition
Fläche [km²]	46.4	43.30	74.2
Höhe der hydrologischen Messstation [m ü.M.]	840	1668	769
Mittlere Höhe [m ü.M.]	1155 (1899 – 840)	2372 (1668 – 3146)	1252 (2501 – 769)
Kumulierte Flusslänge [km]	36.2	20.0	50.4
Verglätscherung [%]	0	2	0

Tabelle 1: **Hauptmerkmale der drei Untersuchungsgebiete** (eigene Darstellung)

Abbildungen 10, 11 und 12 zeigen den mittleren jährlichen Durchschnitt von Niederschlag, Temperatur und Abfluss für die drei Untersuchungsgebiete für den Zeitraum 1990 bis 2010.

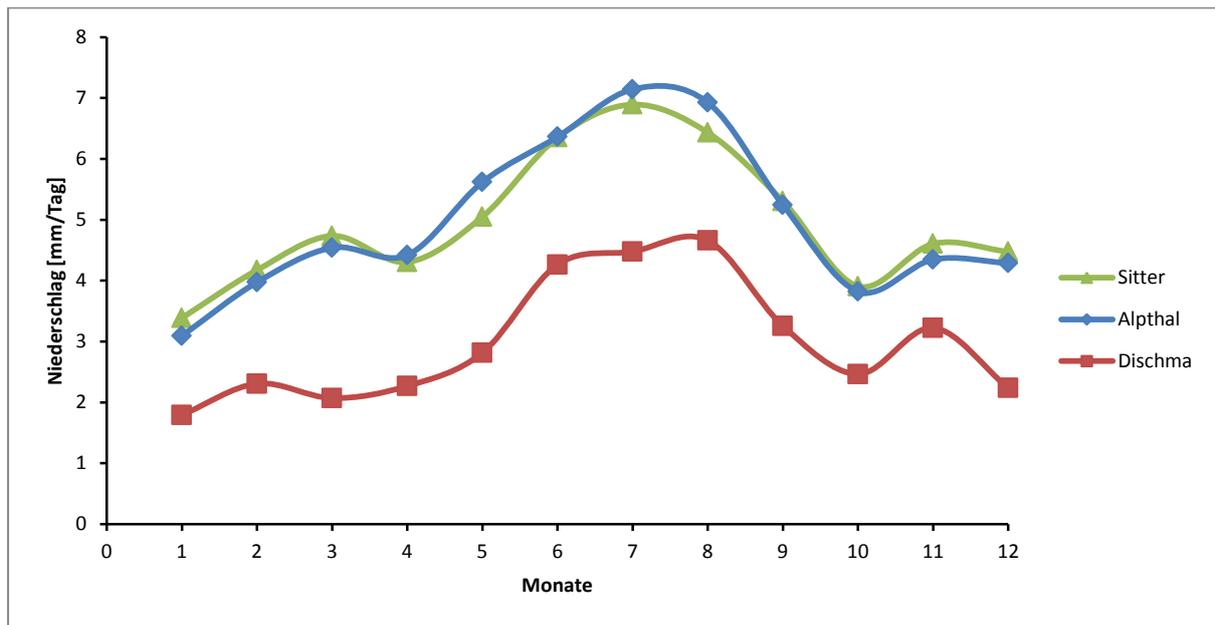


Abbildung 10: **Durchschnittlicher monatlicher Niederschlag (1990-2010)** (eigene Darstellung)

Die Gebiete von Alpthal und Sitter weisen den gleichen Niederschlagsverlauf auf. In Dischma ist die durchschnittliche Niederschlagsmenge kleiner, der Verlauf ist aber ähnlich. Die höchsten Niederschlagswerte werden in den Sommermonaten erfasst, im Juli in den Gebieten Alpthal und Sitter und im August im Dischma.

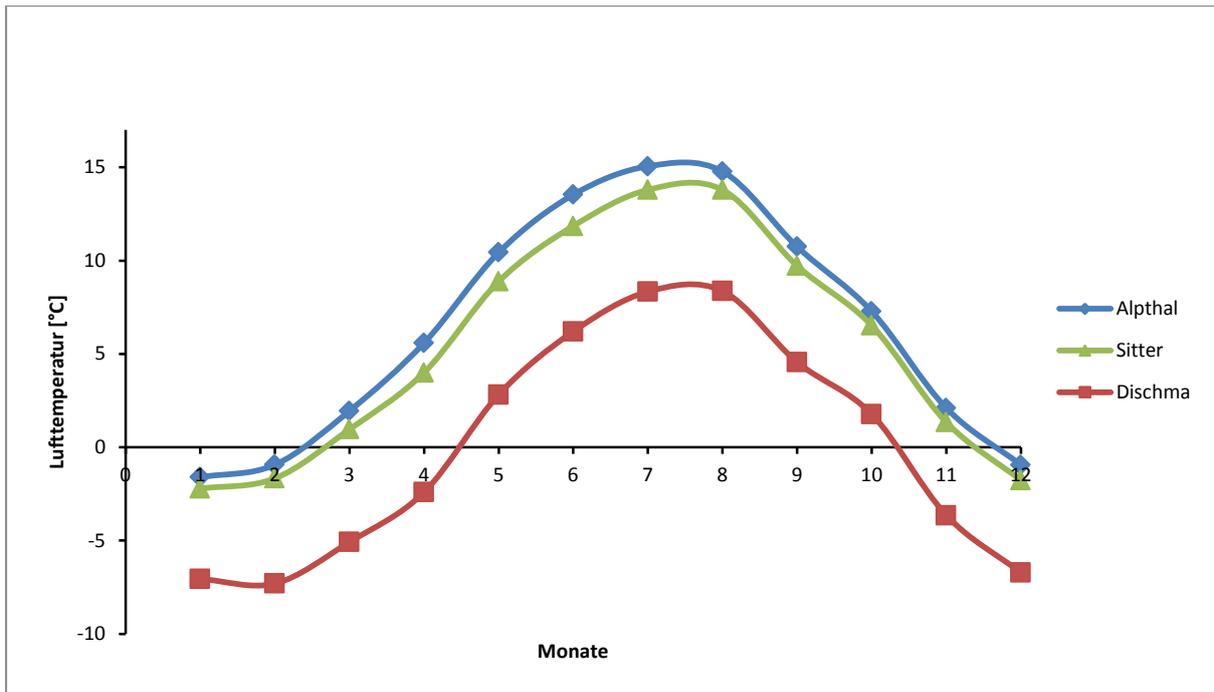


Abbildung 11: Durchschnittliche monatliche Lufttemperatur (1990-2010) (eigene Darstellung)

Auch im Fall der Temperatur weisen Alpthal und Sitter den gleichen Verlauf auf. Die durchschnittlichen Temperaturen sinken im Winter nur wenig unter die Nullgradgrenze. Die Temperaturen in Dischma sind aufgrund der Höhe deutlich tiefer und für die ganze Winterperiode tief unter der Nullgradgrenze.

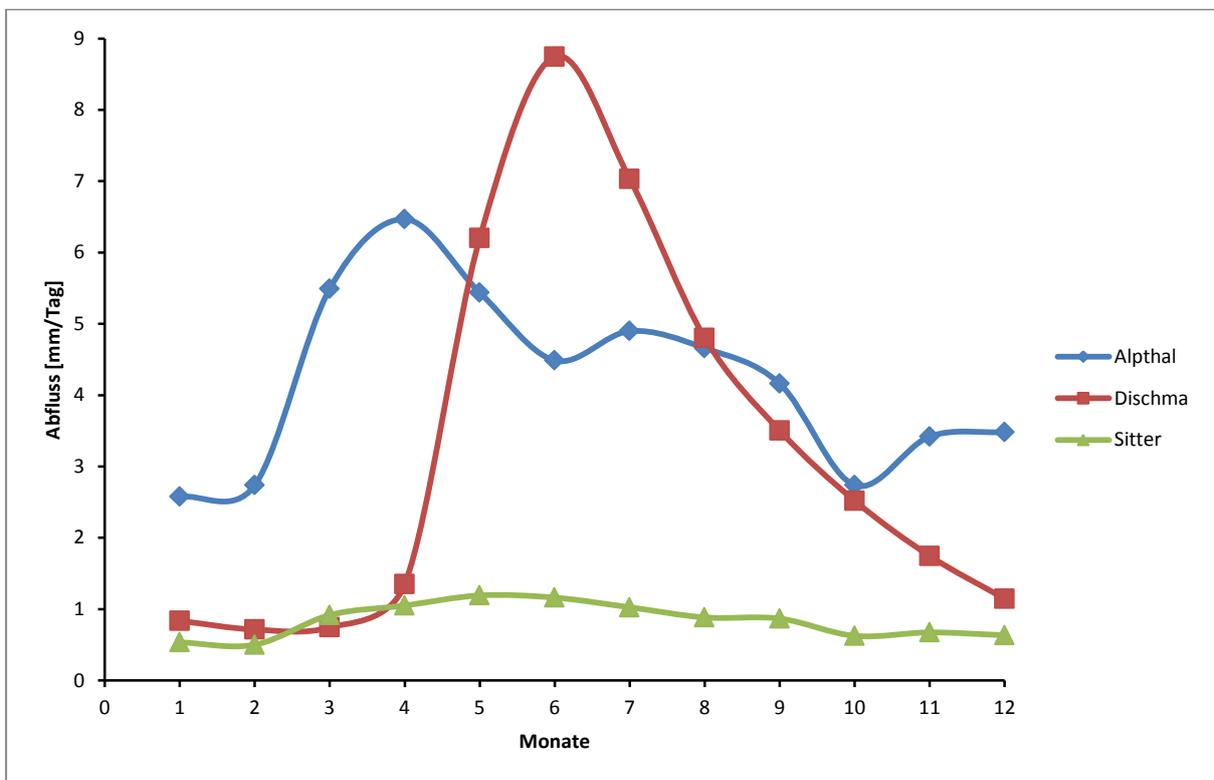


Abbildung 12: Durchschnittlicher monatlicher Abfluss (1990-2010) (eigene Darstellung)

Die Abflussregime von Dischma widerspiegelt genau das typische alpine Regime (Regime mit nur ein Gipfel) für Einzugsgebiete oberhalb von 1550 m ü.M.; genauer ist dies ein b-glacio-nival Regime (BAFU, 2014 und Weingartner und Aschwanden, 1986).

Alpthal und Sitter weisen auf mittelländischen Regimetypen (Regime mit mehreren Gipfeln); Nivo-pluvial préalpin bzw. Nival de transition.

Der Verlauf von Sitter ist sehr flach. Keine deutliche Abflussspitze ist im monatlichen Durchschnitt zu erkennen. Ein Fehler in den gemessenen Daten wird für dieses Gebiet nicht ausgeschlossen.

3.2. Daten

3.2.1. Niederschlag, Lufttemperatur und Abfluss

Die täglichen Durchschnitte von Niederschlag (in mm/Tag), Lufttemperatur (°C) und Abfluss (mm/Tag) werden als Inputdaten für die Kalibration genutzt. Diese Daten werden von dem Bundesamt für Umwelt (BAFU) zur Verfügung gestellt. Sie sind die wichtigste Daten für die Anwendung des HBV-Light Modells. Diese drei Datenserien werden für die Anwendung mit HBV-Light in einem einzigen File (PTQ-File) zusammengefasst. Für die Simulation selber braucht man nur täglicher Niederschlagsmengen, tägliche Lufttemperaturen und monatliche Evapotranspiration; Abflussdaten werden für den Vergleich zwischen gemessenen und simulierten Abflüssen verwendet.

Die Datenserien welche für die Simulation zur Verfügung stehen, sind folgendes:

- Alpthal: 1991 – 2011
- Dischma: 1971 – 2011
- Sitter: 1981 – 2011

3.2.2. Evapotranspiration

Diese Datenserie enthält die Werte für die potenzielle Verdunstung (in mm/Tag) und wird EVAP-File genannt. Die EVAP-Datei enthält 12 Werte, d.h. die langfristigen Monatsmittelwerte der potentielle Verdunstung. Die Tageswerte werden dann linear interpoliert (Seibert, 2005). Diese Daten werden ebenfalls von dem Bundesamt für Umwelt (BAFU) zur Verfügung gestellt.

3.2.3. Temperatur- und Niederschlagsgradienten

Die Zeitreihen der Temperatur- und Niederschlagsgradienten werden für die Simulation verwendet. Als Niederschlagsgradient² (PCAL genannt) wird 10 [%/100m] verwendet, d.h. dass, jede 100 Höhenmeter die Niederschläge um 10% zunehmen.

Als Temperaturgradient³ (TCAL) wird 0.6 [°C/100m] verwendet, d.h. dass, jede 100 Höhenmeter die Temperatur um 0.6 °C abnimmt.

² Die gesetzmässige Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe bewirkt, dass mit zunehmender Höhe die Intensität und die Häufigkeit der Kondensationsprozesse und der Niederschlagsbildung zunehmen (Lorenzi et al., 2011).

³ Die Temperaturabnahme mit der Höhe nach Eintreten der Kondensation wird feuchtadiabatischer Temperaturgradient genannt. Dieser beträgt ja nach Lufttemperatur 0.5 bis 0.98 [°C / 100m] (Lorenzi et al., 2011).

3.2.4. Schneewasseräquivalent

Die Daten des Schneewasseräquivalents werden nur als Vergleichsdaten genutzt. Das Schneewasseräquivalent wird mit den simulierten Daten verglichen um die Qualität der Simulation zu prüfen.

3.2.5. Landbedeckung

Die Daten über die Landbedeckung des Untersuchungsgebietes werden aus die Datensammlung von Corine Land Cover⁴ genommen und mit GIS dargestellt.

Die Nomenklatur wird in drei Stufe („Levels“) unterteilt mit je 5 bzw. 15 bzw. 44 Klassen.

3.2.6. Szenarien zur Klimaänderung in der Schweiz

Die Stationsdaten werden von MeteoSchweiz zur Verfügung gestellt. Genutzt werden aber Rasterdaten, welche von der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) berechnet wurden. Die CH2011 Daten wurden vom „Center for Climate Systems Modeling“ (C2SM) zur Verfügung gestellt.

Der Datensatz stellt Änderungen in Bezug auf die Referenzperiode 1980-2009 für jeden Tag des Jahres, für das Szenario 2021-2050 bei 188 Lufttemperatur- und 565 Niederschlagsmessstationen in der Schweiz (CH2011, 2011). Es wird nur das Emissionsszenario A1B abgedeckt. Für das Emissionsszenario A1B, zeigen die mittelfristigen Schätzungen in der Schweiz eine Erwärmung von 0.9 bis 1.4 °C bis im Jahr 2035, von 2.0 bis 2.9 °C bis im Jahr 2060 und von 2.7 bis 4.1 °C bis im Jahr 2085, wobei der genaue Wert von der Saison und der Region abhängig ist. Aufgrund der Unsicherheiten, welche aus dekadischen Schwankungen und aus Unsicherheiten in den Klimamodellen aufkommen, sind deutlich höhere und niedrigere Werte möglich (CH2011, 2011).

3.3. Methode

Das hydrologische Model, welches in dieser Studie verwendet wird, um die Abflussreaktion der hydrologischen Einzugsgebiete zu simulieren, ist das HBV-Modell; Version HBV-Light (siehe auch Kapitel 3.1.1.).

⁴ Die CORINE Programm (Co-ordination of Information on the Environment) wurde Mitte bis Ende der 1980er Jahre von der Europäischen Kommission initiiert. Es vermittelt Basisinformationen über den Zustand der Umwelt in Europa und hat das Ziel der Schaffung einer Umweltinformationssysteme zu koordinieren. CORINE Land Cover -als Teil des grösseren Programms- erstellt ein Inventar der Landnutzungsdaten (Bundesamt für Statistik, GEOSTAT, 1998).

Drei Gebiete in der Schweiz werden mit HBV-Light zuerst kalibriert und dann validiert. Die Genauigkeit des Modells und die Anzahl „rain-on-snow“ Tage werden mittels Genauigkeitskriterien im Verhältnis gebracht.

Da unterschiedliche klimatische Zeitabschnitte auch unterschiedliche optimale Parameter haben können, wird die Datenserie in 4 klimatische Perioden unterteilt: warm-nass, warm-trocken, kalt-nass und kalt-trocken (siehe auch Beschreibung im Kapitel 3.3.6.). Je nach Periode sollte die Anzahl an „rain-on-snow“ Tagen höher bzw. tiefer sein. Auch in diesem Fall wird die Genauigkeit des Modells und die Anzahl an „rain-on-snow“ Tagen analysiert.

Um eine Prognose über das Verhalten von „rain-on-snow“ Ereignissen in der Zukunft zu erstellen, werden die Datenserien der Lufttemperaturen und des Niederschlages gemäss „*Swiss Climate Change CH2011*“ angepasst und für die Simulation verwendet. Das Auftreten von „rain-on-snow“ Ereignissen wird darauf analysiert.

3.3.1. HBV Modell

HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) wurde in den 1970er Jahren an der schwedischen meteorologischen und hydrologischen Instituts (SMHI) entwickelt (Bergström, 1976). Der erste erfolgreiche Lauf mit einer frühen Version des Modells wurde im Frühjahr 1972 durchgeführt. Das HBV Modell versucht die wichtigsten Abfluss-generierenden Prozesse so einfach und robust wie möglich abzudecken (Bergström, 1976). In den letzten 20 Jahren wurde dieses Modell für Abfluss-Simulationen in Schweden viel verwendet. Darüber hinaus wurde das Modell, auch in modifizierten Versionen, in etwa 30 Ländern angewandt (Seibert, 2005).

Eines seiner mehreren Versionen, HBV-light, wird zunächst an der Universität Uppsala im Jahr 1993 mit Microsoft Visual Basic entwickelt, und eine neuere Version ist nun an der Universität Zürich entwickelt worden (Seibert und Vis, 2012). Das HBV Modell lässt sich als konzeptionelles semi-verteilt⁵ Modell klassifizieren. Es nutzt Teileinzugsgebiete als primäre hydrologische Einheiten, und innerhalb dieser, gibt es die Möglichkeit das Einzugsgebiet in Höhenzonen zu unterteilen und die Landnutzung zu klassifizieren (Wald, offenen Gebiete, Seen, Gletscher). Es besteht aus verschiedenen Routinen (siehe Abbildung 10) und simuliert den Abfluss eines Einzugsgebietes, in der Regel auf einem täglichen Zeit Schritt. Inputdaten sind Niederschlag und Lufttemperatur. Die „*Soil moisture Routine*“ erfordert Daten über die mögliche Verdunstung. Normalerweise sind monatlichen Mittelwerte ausreichend, aber detailliertere Auflösungen können auch verwendet werden, wenn Daten verfügbar sind. (Bergström, 1976).

⁵ Semi-verteilt⁵ Modell: erlaubt, das Untersuchungsgebiet in Teilgebiete, Höhen-und Vegetationszonen aufzuteilen (Seibert, 2011).

Die einzigen zwei Unterschiede zwischen HBV-Light und den anderen Versionen liegen in der Modell-Initialisierung, die mit einem „warm-up period“ bei HBV-Light durchgeführt werden sollten (Seibert, 2005).

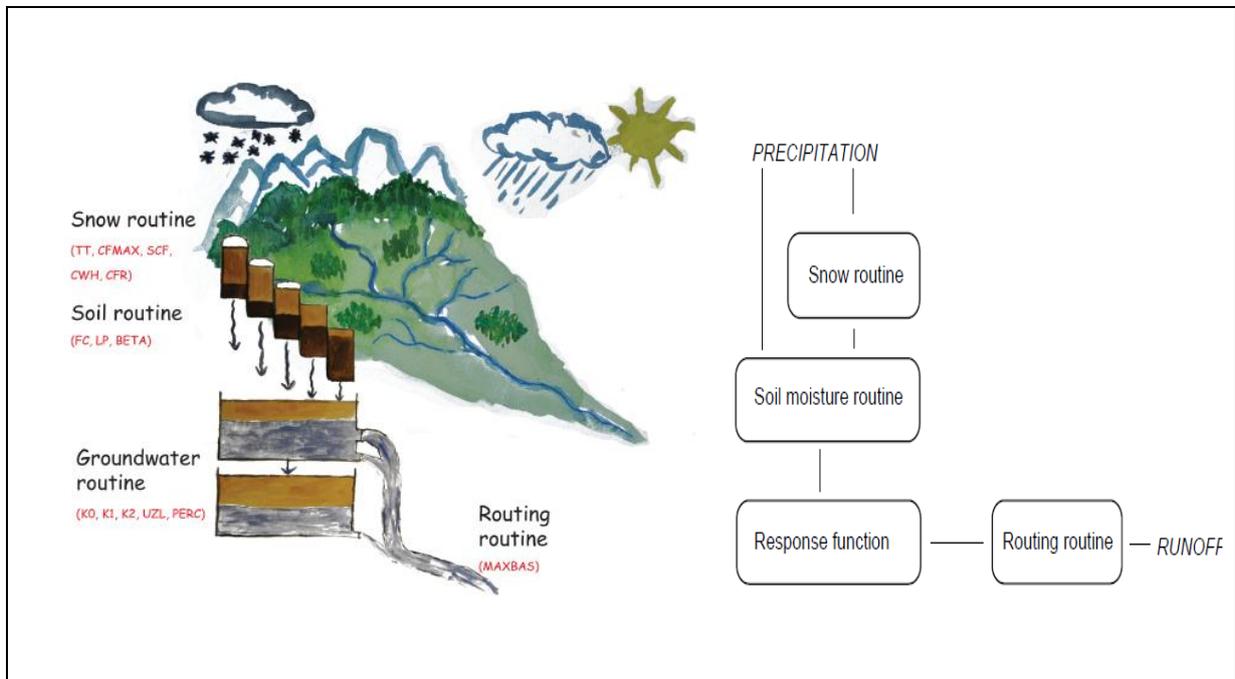


Abbildung 13: Schema der Struktur des HBV-Modells (Seibert und Vis, 2012)

Das Modell simuliert den täglichen Abfluss über die Eingabe von täglicher Niederschlagsmenge, Lufttemperatur und potentiellen Verdunstung als Inputdaten. Niederschlag wird simuliert, um entweder Schnee oder Regen zu sein, je nachdem, ob sich die Lufttemperatur über- oder unterhalb einer kritischen Temperatur (TT) befindet. Alle Niederschläge, welche als Schnee simuliert werden, werden durch einen Korrekturfaktor (SFCF) multipliziert. Die Schneeschmelze wird dann mit der „degree-day“ Methode (Kapitel 3.3.2) berechnet (Seibert, 2005).

Bei der Nutzung verschiedener Höhenzonen, werden die Veränderungen von Niederschlag und Lufttemperatur mit der Höhe der Parameter „PCALT“ und „TCALT“ berechnet (Seibert, 2005).

In dieser Arbeit werden die Untersuchungsgebiete in 5 Höhenzonen mit gleichen Höhenintervallen unterteilt (Abbildung 13).

Die folgende Tabelle erklärt die 4 Routine des Modells und beschreibt die Input- und Outputdaten.

Submodell	Beschreibung	Input Daten	Output Daten
Snow routine	<ul style="list-style-type: none"> • Akkumulation von Niederschlag als Schnee, wenn Lufttemperatur < TT. • Schneeschmelze beginnt, wenn Temperaturen > TT (berechnet mit „degree-day“ Methode „CFMAX-Parameter“) Schmelzwasser = CFMAX · (T – TT) • Die Schneedecke hält Schmelzwasser bis der Betrag des Wasseräquivalents in der Schneedecke einem bestimmten Anteil „CWH-Parameter“ entspricht. Wenn Lufttemperaturen < TT, Schmelzwasser gefriert wieder. 	Niederschlag [mm/d] Lufttemperatur [°C]	SWE [mm] Schneesmelze [mm/d]
Soil moisture routine	<p>Sie berechnet einen Index der Feuchtigkeit des gesamten Einzugsgebiets. Niederschlag und Schneeschmelze werden unterteilt in:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Wasser, das den Bodenmatrix füllt - Grundwasserinfiltration <p>in Abhängigkeit von der Beziehung zwischen Wassergehalt des Bodenmatrix „SM-Parameter“ und seine grössten Wert „FC-Parameter“</p> $\frac{\text{Infiltration}}{P(t)} = \left(\frac{SM(t)}{FC} \right)^{BETA}$	Pot. Verdunstung [mm/d] Niederschlag [mm/d] Schneesmelze [mm/d]	Akt. Verdunstung [mm/d] Bodenfeuchte [mm] Grundwasserinfiltration [mm]
Response function	<p>Sie basiert sich auf das Model eines einfachen linearen Reservoirs.</p> <p>Das Modell eines einfachen linearen Reservoirs ist eine einfache Beschreibung eines Einzugsbereichs, wo der Abfluss Q (t) zurzeit t soll proportional zu dem Wasserspeicher S (t) sein.</p> $Q(t) = k \cdot S(t)$	Grundwasserinfiltration [mm]	Abfluss [mm/d] Grundwasserhöhe [mm]
Routing routine	<p>Der erzeugte Abfluss wird an den folgenden Tagen mit einem freien Parameter „MAXBAS-Parameter“ verteilt, welche die Basis in einem gleichseitigen Dreieck-Gewichtungsfunktion bestimmt.</p>	Abfluss [mm/d]	Simulierter Abfluss [mm/d]

Tabelle 2: **Die 4 HBV-routine, Inputdaten und Outputdaten** (eigene Darstellung, Daten aus Seibert und Vis, 2012)

3.3.2. Temperatur-Index Methode (oder “degree-day” Methode)

Die Schneeschmelz-Modelle werden generell in zwei Arten aufgeteilt: *Energiebilanz-Modelle*, welche versuchen die Schmelze mit der Wärmebilanzgleichung zu quantifizieren und *Temperatur-Index-Modelle*, welche einen empirischen Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und Schmelzraten annehmen (Hock, 2003).

Das *Energiebilanz-Modell* beruht auf einen physikalischen Ansatz, welcher die Energieflüsse zwischen Atmosphäre, Schnee und Boden berücksichtigt und quantifiziert (Jeníček et al., 2012). Die Energiebilanz kann als Summe verschiedener Quellen von Wärmeenergie (Gleichung 1) definiert werden:

$$Q_m = Q_{nr} + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g + Q_q \quad (1)$$

Q_m [W m^{-2}] ist die verfügbare Energie um Schnee zu schmelzen, Q_{nr} ist die Strahlungsbilanz, Q_h und Q_e ist turbulente fühlbare Wärme bzw. latente Wärmeflüsse zwischen Schnee und Atmosphäre, Q_p ist die von den Niederschläge zugeführten Wärme, Q_g ist die vom Boden zugeführte Wärme und Q_q ist die Wärmeänderung innerhalb der Schneedecke (Jeníček et al., 2012). Dieses Verfahren ist allerdings sehr komplex (Day, 2009), da dieser Ansatz sehr datenintensiv ist und grosse Mengen von Inputdaten erfordert.

Die *Temperatur-Index Methode* oder auch „*degree-Day*“ Methode genannt, ermöglicht eine Berechnung der Schneeschmelze mit viel weniger Dateneingaben gegenüber dem *Energiebilanz Modell* (Day, 2009). Die einfache Annahme, dass es ein lineares empirisches Verhältnis zwischen der Lufttemperatur und der Schneeschmelze gibt, bildet die Grundlage für das Verfahren (Hock, 2003). Die Grundlage dieser Annahme ist, dass es eine hohe Korrelation zwischen der Schneeschmelze und der Lufttemperatur gibt, welche wiederum aufgrund der hohen Korrelation der Lufttemperatur mit der Energiebilanz-Komponenten zurückzuführen ist (Day, 2009).

Die Schneeschmelzrate (SWE Abnahme) M [mm d^{-1}] wird gemäss der Gleichung (2) berechnet:

$$\mathbf{M} = \mathbf{a} \cdot (\mathbf{T} - \mathbf{T}_c) \quad (2)$$

wobei a [$\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$] der Schmelzfaktor ist, T [$^\circ\text{C}$] ist die mittlere Lufttemperatur und der Wert T_c [$^\circ\text{C}$] stellt die kritische Temperatur dar und variiert hauptsächlich von 0 bis 2 $^\circ\text{C}$ (Jeníček et al., 2012).

Der Schmelzfaktor a ist der Schlüsselparameter der Gleichung 2. Martinec (1977 zit. in: Jeníček et al., 2012) leitet empirische Verhältnisse ab zwischen den Schmelzfaktor und die Schneedichte (Gleichung 3).

$$\mathbf{a} = \mathbf{11} \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (3)$$

wobei a [$\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$] der Schmelzfaktor ist, ρ_s [Kg m^{-3}] ist die Schneedichte und ρ_w [Kg m^{-3}] ist die Dichte des Wassers. Allerdings ist dieses Verfahren nicht für räumliche oder zeitliche Variationen zu berücksichtigen, da vorausgesetzt wird, dass die Schneedecke gleichmässig ist und deswegen muss es für unterschiedliche Bereiche kalibriert sein (Day, 2009).

In Berggebieten ist es notwendig, die Änderung der Lufttemperatur in Abhängigkeit von der Höhe miteinzubeziehen (Jeníček et al., 2012). Deswegen wird bei der Kalibration das Untersuchungsgebiet in mehrere Höhenzonen unterteilt (siehe Kapitel 3.3.3.).

3.3.3. Kalibration des Modells

Manuelle Kalibrierung eines Modells kann subjektiv und zeitaufwendig sein (Seibert, 2000). In dieser Studie werden Einzugsgebiete unter Verwendung eines genetischen Algorithmus (GAP) kalibriert. Es wurde ursprünglich im Jahr 1975 von John Holland, der den Prozess der natürlichen Selektion und Evolution imitiert, entwickelt (Ngoc et al., 2013 und Seibert, 2000). Es besteht aus

zwei Schritten. Zuerst, optimierten Parametersätze werden von einem evolutionären Mechanismus von Selektion und Rekombination eines Satzes von zufällig ausgewählten Parametersätzen erzeugt und dann werden sie durch die Modellierung ausgewertet. Im zweiten Schritts werden neue Sätze erzeugt (Seibert und Vis 2012 und Seibert, 2000).

Es gibt 18 Parameter, welche in der GAP-Kalibrierung verwendet werden. Werte, Intervalle und Beschreibungen der wichtigsten Parameter sind in Tabelle 3 dargestellt.

Parameter	Beschreibung	Intervalle Min-Max	Einheit
TT	Kritische Temperatur Bestimmt, ob Niederschläge als Schnee oder als Regen fallen und ob Schneeschmelze stattfindet.	$(-\infty, \infty)$	[°C]
CFMAX	Degree-day factor Berechnet die Schneeschmelze.	$[0, \infty)$	$\left[\frac{mm}{^{\circ}C \cdot d}\right]$
SFCF	Schneefall Korrekturfaktor Niederschläge, welche als Schnee simuliert werden, werden durch den Korrekturfaktor multipliziert.	$[0, \infty)$	-
CFR	Wiedergefrieren Koeffizient	$[0, \infty)$	-
CWH	Wasserrückhalt Kapazität Schmelzwasser / Niederschlag in der Schneedecke werden zurückgehalten, bis ein bestimmter Anteil überschritten wird.	$[0, \infty)$	-
FC	Maximale Bodenfeuchtigkeit	$(0, \infty)$	[mm]
LP	Bodenfeuchte , ab dem die AET erreicht PET	$[0,1]$	-
BETA	Parameter, der den relativen Beitrag zum Abfluss von Regen oder Schneeschmelze bestimmt	$(0, \infty)$	-
K0	Rezession Koeffizient	$[0,1]$	$[d^{-1}]$
K1	Rezession Koeffizient (upper box)	$[0,1]$	$[d^{-1}]$
K2	Rezession Koeffizient (lower box)	$[0,1]$	$[d^{-1}]$
PERC	Percolation Maximaler Fluss von der oberen zur unteren Box.	$[0, \infty)$	$\left[\frac{mm}{d}\right]$
UZL	Schwelle für K0-Abfluss	$[0, \infty)$	[mm]
MAXBAS	Länge der dreieckigen Gewichtungsfunktion, stellt die Abflussleitung dar.	$[1,100]$	[d]
PCALT	Niederschlagsgradient Veränderung des Niederschlags mit der Höhe	$(-\infty, \infty)$	[%/100m]
TCALT	Temperaturgradient Änderung der Temperatur mit der Höhe	$(-\infty, \infty)$	[°C/100m]
Pelev	Höhe von Niederschlagsdaten	$(-\infty, \infty)$	[m ü.M].
Telev	Höhe von Temperaturdaten	$(-\infty, \infty)$	[m ü.M]

Tabelle 3: **Parameter der GAP Kalibrierung in HBV-Light. Beschreibung, Intervalle, Einheiten**
(Eigene Darstellung, Daten aus HBV-Light Manual)

Die Abbildung 14 zeigt das Hauptfenster der GAP-Kalibrierung in HBV-Light, in welchem die genutzten Intervalle ersichtlich sind. Für alle drei Gebiete werden die gleichen Intervalle aus Seibert (1997) genutzt.

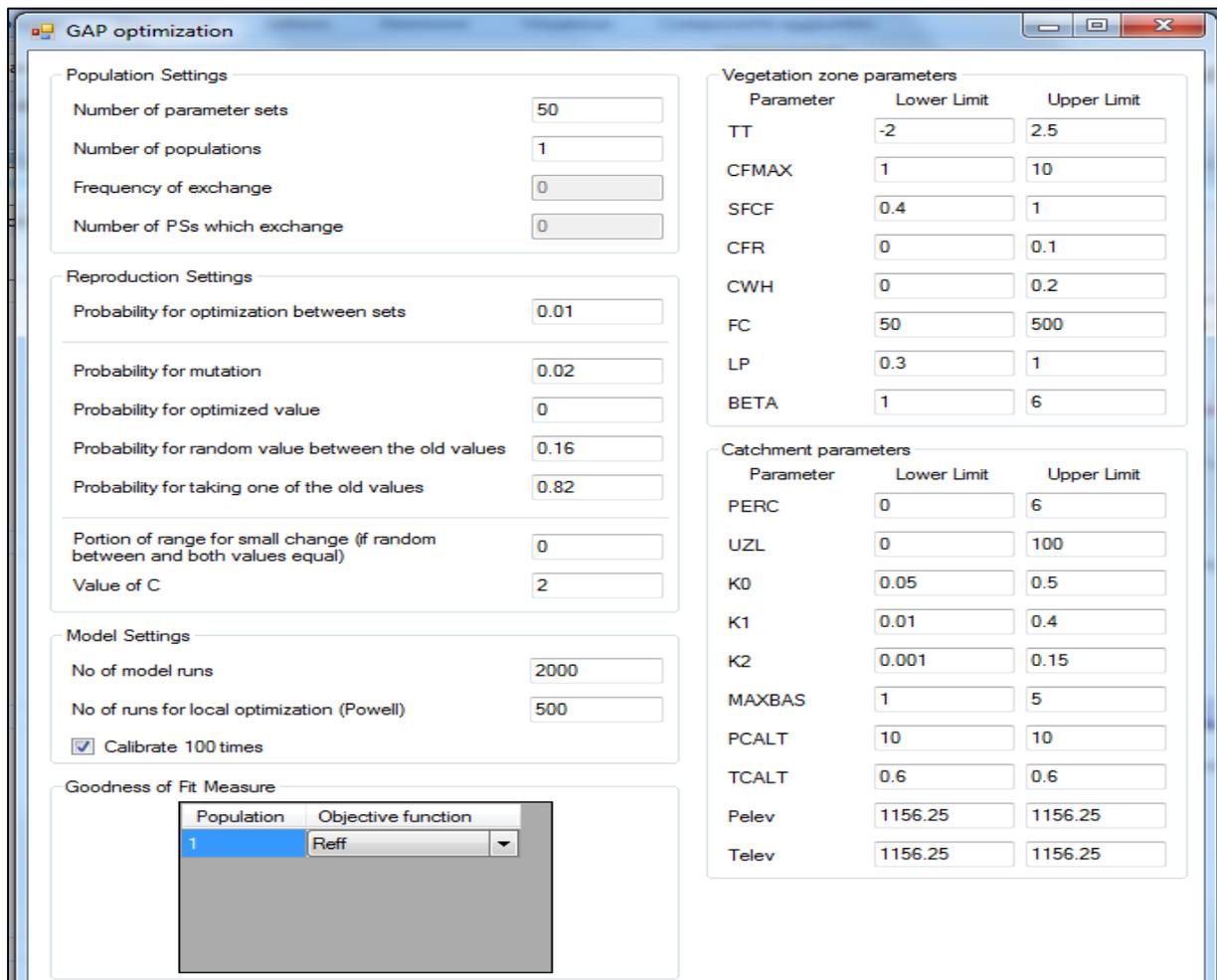


Abbildung 14: Hauptfenster der GAP-Kalibration in HBV-Light und die Parameter mit den Intervallen, welche für die GAP-Kalibrierung verwendet wurden (Screenshot)

Vor der Kalibration muss das Untersuchungsgebiet noch charakterisiert werden (Abbildung 15). Das Gebiet wird zuerst in 5 Höhenzonen unterteilt. Diese Unterteilung wird mittels GIS berechnet. Für jede Höhenzone werden die Fläche und die mittlere Höhe berechnet (siehe Abbildung 13 auf Seite 23.) Für jede Höhenzone werden Niederschlag und Temperatur nach den Niederschlags- bzw. Lufttemperaturgradient korrigiert (Parameter PCALT und TCALT). Für jede Kalibration wird nur eine Vegetationszone genutzt.

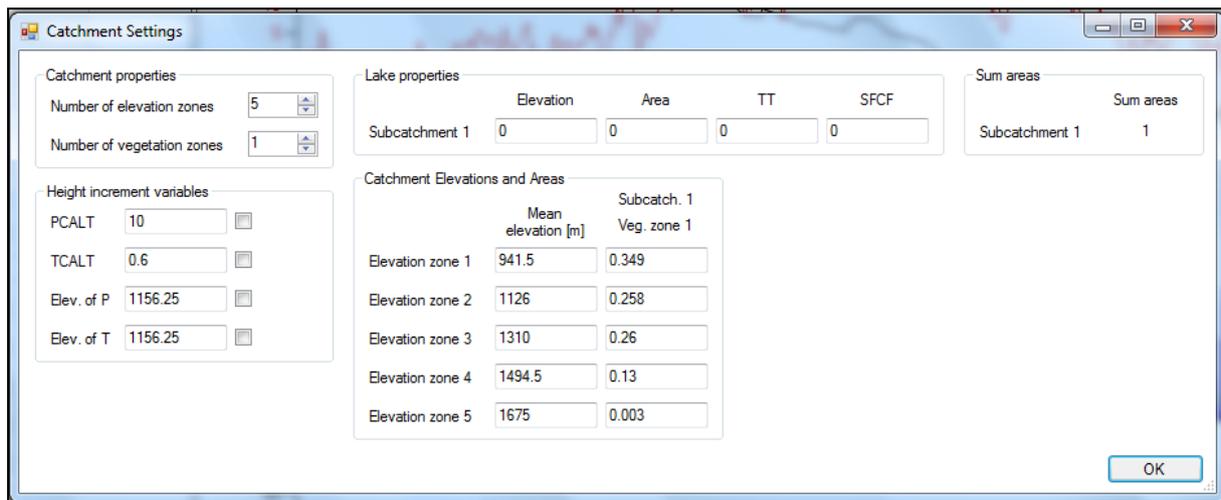


Abbildung 15: **Eigenschaften des Untersuchungsgebietes Alpthal** (Screenshot)

Für die drei Untersuchungsgebiete werden folgende Kalibrationsperioden verwendet:

- Alpthal: 01.01.1992 – 31.12.2002
- Dischma: 01.01.1972 – 31.12.1992
- Sitter: 01.01.1983 – 31.12.2003

3.3.4. Warm-up Periode

Bei der Warm-up Periode entwickeln sich die Zustandsgrößen aus Standard-Anfangswerten in die entsprechenden Werte nach meteorologischen Bedingungen und Parameterwerten (Seibert und Vis, 2012). Für alle Kalibrationen beträgt die warm-up Periode ein Jahr. Laut Seibert und Vis (2012) ist ein Jahr Warm-up in den meisten Fällen ausreichend.

3.3.5. Validation des Modells

Mit der Validation wird die Leistung des Modells mit kalibrierten Parametern für einen unabhängigen Zeitraum getestet (Seibert und Vis, 2012).

Für die drei Untersuchungsgebiete werden folgende Kalibrationsperioden verwendet:

- Alpthal: 01.01.2003 – 31.12.2011
- Dischma: 01.01.1993 – 31.12.2011
- Sitter: 01.01.2004 – 31.12.2011

3.3.6. Beurteilung der Modellgenauigkeit

Der Prozess zur Beurteilung der Genauigkeit eines hydrologischen Modells erfordert die Hydrologen auf subjektive und / oder objektive Schätzungen der "Nähe" des simulierten Werten zu den Beobachtungen. Das grundlegende Vorgehen zur Bewertung der Modellgenauigkeit ist die Sichtprüfung der simulierten und beobachteten Ganglinien. Bei diesem Ansatz kann ein Hydrologe,

subjektive Einschätzung des Modellverhaltens, die im Allgemeinen auf das systematische (z.B. Über- oder Unterschätzung) und dynamische (z.B. Timing) Verhalten des Modells beziehen. Eine objektive Beurteilung erfordert jedoch im Allgemeinen die Verwendung einer mathematischen Abschätzung des Fehlers zwischen den simulierten und beobachteten Werten. Effizienz- oder Genauigkeitskriterien definieren die Genauigkeit der Modellsimulation (Krause et al., 2005).

Eine gute Modellgenauigkeit erfüllt allgemein diese drei Ziele (Madsen, 200):

1. Gute Übereinstimmung zwischen dem simulierten und beobachteten Abflussvolumen
2. Gute Übereinstimmung der Abflussspitzen (peak flows) in Bezug auf Timing und Volumen
3. Gute Übereinstimmung der niedrigen Wasserströmen (low flows) in Bezug auf Timing und Volumen

Vier verschiedene objektive Funktionen werden verwendet, um die Genauigkeit der Modelleistung zu beurteilen: *Nash Sutcliffe Efficiency*, *Volume Error* und *Lindstrom*. In den folgenden Abschnitten wird jeder dieser Funktion detailliert erläutert.

Die Modellgenauigkeit wird nur für die Winterperiode berechnet, das heisst, nur die Periode, welche von der Schneeeakkumulation und von der Schneeschmelze geprägt ist. Die Winterperiode des Untersuchungsgebietes wird folgendermassen bestimmt:

- Alpthal: 01. Oktober bis 30. April
- Dischma: 01. Oktober bis 31. Mai
- Sitter: 01. Oktober bis 30. April

a. „Nash sutcliffe efficiency“ (NSE)

Die von Nash und Sutcliffe (1970) vorgeschlagene objektive Funktion (Gleichung 3) wird sehr häufig bei der Kalibrierung von hydrologischen Modellen und der Bewertung ihrer Leistung verwendet (Gupta et al., 2009).

NSE vergleicht die mittlere quadratische Abweichung der simulierten und beobachteten Werten der Modellsimulation mit der Varianz der beobachteten Werte während des Untersuchungszeitraums (Schaepli und Gupta, 2007).

$$\text{NSE} = 1 - \frac{\sum(Q_{\text{obs}} - Q_{\text{sim}})^2}{\sum(Q_{\text{obs}} - \overline{Q_{\text{obs}}})^2} \quad (3)$$

Der dimensionslose NSE-Wert wird auf den Intervall $[-\infty; 1.0]$ skaliert (Gupta et al., 2009).

Ein Wirkungsgrad von 1 ($E = 1$) entspricht einer perfekten Genauigkeit, d.h. die modellierten Werte und die beobachteten Werte stimmen perfekt überein. Ein Wirkungsgrad von 0 ($E = 0$) zeigt, dass die simulierte Werte genau dem Mittel der beobachteten Daten entsprechen, während ein Wirkungsgrad von weniger als Null ($E < 0$) tritt auf, wenn der gemessene Durchschnittswert ein besserer Indikator als das Modell ist. Im Wesentlichen lässt sich sagen, dass je näher NSE bei 1 liegt, desto genauer ist das Modell (Moriassi et al., 2007 und Nash und Sutcliffe, 1970). Werte

oberhalb von 0.60 werden als gute Genauigkeit eingestuft beziehungsweise Werte oberhalb 0.80 als sehr gute Genauigkeit. Werte zwischen 0.40 und 0.60 werden nur als mässig eingestuft.

Der grösste Nachteil des „Nash-Sutcliffe Effizienz“ ist die Tatsache, dass die Unterschiede zwischen den beobachteten und den simulierten Werten als quadrierte Werte berechnet werden. Das hat zur Folge, dass höhere Werte stark überschätzt werden, während niedrigerer Werte vernachlässigt werden (Krause et al., 2005). Bei einer Quantifizierung der Modellgenauigkeit führt dies zu einer Überschätzung der Genauigkeit während der Abflussspitzen und zu einer Unterschätzung bei niedrigen Abflüssen (Krause et al., 2005).

b. Volumenfehler (Verr)

Als hilfreiches Mass zur Abschätzung einer Über- bzw. Unterschätzung der Modellausgabe dient der absolute Volumenfehler. Er wird nach der Gleichung 4 (Lindström, 1997) berechnet.

Die Ermittlung des Volumenfehlers stellt nach Krause et al. (2005) die beste Möglichkeit dar, eine systematische Über- bzw. Unterschätzung des Modells zu erkennen.

$$V_E = \frac{\sum(Q_{sim} - Q_{obs})}{\sum Q_{obs}} \quad (4)$$

Ein Wert von 0 ($V_e = 0$) entspricht einer optimale Genauigkeit, d.h. die modellierten und die beobachteten Abflussvolumen stimmen perfekt überein (Seibert, 1999).

Werte zwischen 0.1 und 10 weisen auf eine Überschätzung hin, während Werte im Intervall von [-1;-0.1] auf eine Unterschätzung des simulierten Abflusses hinweisen.

Resultate von 0.20 bis ± 0.40 werden als gut bezeichnet, während Resultate von 0.0 bis ± 0.2 als sehr gut eingestuft werden. Resultate oberhalb bzw. unterhalb ± 0.4 werden als mässig bis schlecht bezeichnet.

c. „Lidstrom Measure“ (LM)

Lindstrom (1997) schlug die Verwendung eines einzigen kombinierten Genauigkeitskriteriums, welches eine Kombination der beiden vorgehenden objektiven Funktionen ist (Gleichung 5), vor. Dieses Kriterium ist der NSE-Wert, jedoch mit einem Gewicht für jeden verbleibenden Volumen Fehler (Bergström, 2002).

$$LM = NSE - 0.1 \cdot \frac{\sum(Q_{sim} - Q_{obs})}{\sum Q_{obs}} \quad (5)$$

Werte von $LM = 1$ weisen auf eine perfekte Genauigkeit hin. Werte oberhalb 0.60 werden als gute Genauigkeit eingestuft beziehungsweise Werte oberhalb 0.80 als sehr gute Genauigkeit. Werte zwischen 0.40 und 0.60 werden nur als mässig eingestuft.

d. „Peak flows Efficiency“ (Reff peak)

Die Höhe von „peak flows“ ist sehr wichtig, vor allem bei der Schätzung von Überschwemmungsgefahr. Während „peak flows“ ist es schwierig eine genaue Simulation zu erhalten.

Mittels HBV-Light Modell ist es möglich automatisch „peak flows“ Ereignisse hervorzuheben.

Mit der Gleichung 6 ist es möglich die Genauigkeit der Simulation während „peak flows“ Ereignissen zu berechnen.

$$\text{Reff peak} = 1 - \frac{\sum(\text{peak}Q_{\text{obs}} - \text{peak}Q_{\text{sim}})}{\sum(\text{peak}Q_{\text{obs}} - \text{peak}Q_{\text{obs}})} \quad (6)$$

Nur die „peak flows“ Ereignisse werden in die Berechnung einbezogen. „Peak Qobs“ ist der „Qobs“ Wert einer „peak“, „peak Qsim“ ist der maximale „Qsim“ Wert in einem Abstand von drei Tagen ab dem beobachteten „peak“.

Werte von Reff peak = 1 weisen auf eine absolute Genauigkeit hin. Werte oberhalb 0.60 werden als gute Genauigkeit eingestuft beziehungsweise Werte oberhalb 0.80 als sehr gute Genauigkeit. Werte zwischen 0.40 und 0.60 werden nur als mässig eingestuft.

3.3.7. Klimatische Periode

Unterschiedliche klimatische Perioden können unterschiedliche optimale Parametersätze haben, je nach Klimaperiode (Wagener et al., 2003). Eine Änderung in den klimatischen Bedingungen von der Kalibrierung zu der Validationsperiode, kann einen Verlust von der Modellgenauigkeit durch falsche Parameterübergabe führen. Hingegen, ist der Genauigkeitsverlust nicht so hoch, wenn Parameter unter ähnlichen klimatischen Bedingungen übertragen werden, (Coron et al., 2012).

Der Datensatz wird also in vier verschiedene klimatische Perioden unterteilt. Jede klimatische Periode wird dann mit HBV-Light kalibriert und validiert. Da die Kalibration und die Validation unter gleichen klimatischen Bedingungen stattfinden, sollte die Modellgenauigkeit besser sein. Diese Methode ist bereits mit Erfolg in der Mastertehsis von Silvy Nikolova (2013) angewendet worden.

Um den Datensatz in vier klimatische Perioden zu unterteilen, werden die Abweichungen in der durchschnittlichen Jahrestemperatur und -niederschlag ermittelt (Gleichung 7 und 8).

Mittlere Lufttemperatur und Niederschlag von allen Untersuchungsjahren werden berechnet, sowie auch der Durchschnittsniederschlag und die Durchschnittstemperatur für jedes Jahr. Die Abweichung in der durchschnittlichen Jahrestemperatur (Tabw) wird durch abziehen der gesamten Mittelwerte aller Jahre (Tmean all year) vom Mittelwert eines Jahres (Tmean year), berechnet.

$$\text{Tabw} [^{\circ}\text{C}] = \text{Tmean}_{\text{year}} - \text{Tmean}_{\text{all year}} \quad (7)$$

Das gleiche Verfahren wird für die Berechnung der Abweichung des durchschnittlichen Jahresniederschlags (Pabw) verwendet, obwohl hier die Abweichung in Prozentsatz berechnet wird.

$$\text{Pabw} [\%] = \frac{\text{Pmean}_{\text{year}} - \text{Pmean}_{\text{all year}}}{\text{Pmean}_{\text{all year}}} \quad (8)$$

Die klimatischen Bedingungen, die hier ermittelt werden, sind: „hot and wet“, „hot and dry“, „cold and wet“ und „cold and dry“. Diese klimatischen Perioden werden in einem „Plot“ dargestellt.

3.3.8. Modellierung der Auswirkungen des Klimawandels

Aufgrund des von IPCC (2007) prognostizierten Klimawandels in West- und Mitteleuropa, werden „rain-on-snow“ Ereignisse in Zukunft häufiger auftreten (Surfleet et Tullos, 2013).

Da wärmere Lufttemperaturen und häufigere flüssige Niederschläge zu erwarten sind, wird die Simulation mit dem HBV-Light Modell mit den Parametern durchgeführt, welche für „hot and wet“ Perioden kalibriert worden sind (Kapitel 3.3.7). Die Analyse der Simulation wird wiederum nur für die Winterperiode durchgeführt; also Oktober bis April für das Gebiet Alpthal und Oktober bis Mai für das Gebiet Dischma.

Die Untersuchungsgebiete Alpthal und Dischma werden für diese Analyse verwendet. Die Lufttemperaturen und die Niederschläge der Untersuchungsperioden werden für das Szenario (2021-2050) angepasst.

Die erwarteten Lufttemperaturen werden durch Addition der vorgegebenen Temperaturänderungen für die entsprechenden Tage des Jahres, mit den beobachteten Lufttemperaturen, hergestellt. Beispielsweise, wenn eine Temperaturänderung von 1.5 °C vorgegeben ist, und die beobachtete Lufttemperatur 19 °C misst, beträgt die erwartete Lufttemperatur: 1.5 °C + 19 °C = 20.5 °C.

Die erwarteten Niederschläge werden mittels Multiplikationsfaktoren für die entsprechenden Tage des Jahres angepasst. Zum Beispiel, wenn ein Multiplikationsfaktor von 1.05 vorgegeben wird, und die beobachtete Niederschlag 2.73 mm misst, beträgt der erwartete Niederschlag:

$$2.73 \text{ mm} \cdot 1.05 = 2.866 \text{ mm}.$$

Nach der Simulation mit den angepassten Lufttemperaturen und Niederschlägen, werden die „rain-on-snow“ Tage pro Jahr gezählt und diskutiert.

4. RESULTATE

In diesem Kapitel werden die Resultate der Simulationen dargestellt. Die Resultate jedes Untersuchungsgebiets werden separat beschrieben. Im Kapitel 5 werden anschliessend die drei Gebiete miteinander verglichen. Für jedes Gebiet wird das Beste und das schlechtere Simulationsjahr mittels Grafik dargestellt. Ausserdem wird für jedes Jahr das Verhältnis zwischen der Genauigkeit des Modells und der Anzahl ROS Tage analysiert. Die Masse für die Modellgenauigkeit sind die „Nash Sutcliffe Efficiency“ (NSE), der „Volumenfehler“ (Verr), die „Lidstrom Measure“ (LM) und die „peak flows Efficiency“ (Reff peak). Die Modellgenauigkeit wird nur für die Winterperiode berechnet. Das heisst, dass für die Genauigkeit des Modells nur die Periode von Oktober bis April für die Gebiete Alpthal und Sitter berücksichtigt wird und die Periode von Oktober bis Mai für das Gebiet Dischma.

Verschiedene, ausgewählte ROS Ereignisse werden dargestellt und beschrieben. Für das Gebiet Alpthal werden drei Ereignisse ausgewählt, jeweils im Herbst, Winter und Frühling. Für das Untersuchungsgebiet Dischma wird ein Ereignis im Herbst und im Frühling ausgewählt, da im Winter keine „rain-on-snow“ Ereignisse stattfinden. Im Gebiet Sitter finden ROS Ereignisse nur im Winter statt, deswegen wird nur ein „rain-on-snow“ Ereignis für die Darstellung ausgelesen.

Im Kapitel 4.4 werden die Resultate der Unterteilung der Untersuchungsperiode in verschiedenen klimatischen Perioden vorgestellt. Auch hier werden die Resultate von jedem Gebiet abgebildet.

Im Kapitel 4.5 werden die Resultate der Auswirkungen des Klimawandels auf „rain-on-snow“ Ereignisse dargestellt.

4.1. Alpthal

Die Simulation des Abflusses im Alpthal weist gute⁶ Resultate auf. Die Modellgenauigkeit (NSE) der Validationsperiode beträgt 0.689 während die der Kalibrationsperiode bei 0.772 liegt.

Die Abbildung 16 stellt die Resultate der Simulation dar. Der monatliche Durchschnitt des beobachteten und simulierten Abflusses während der Kalibrations- und Validationsperiode, für die Wintermonate, ist abgebildet.

⁶ Bei der Auswertung der Modellgenauigkeit werden die Resultate mit Werten über als 0.60 als gut bezeichnet (Kapitel 3.3.6.).

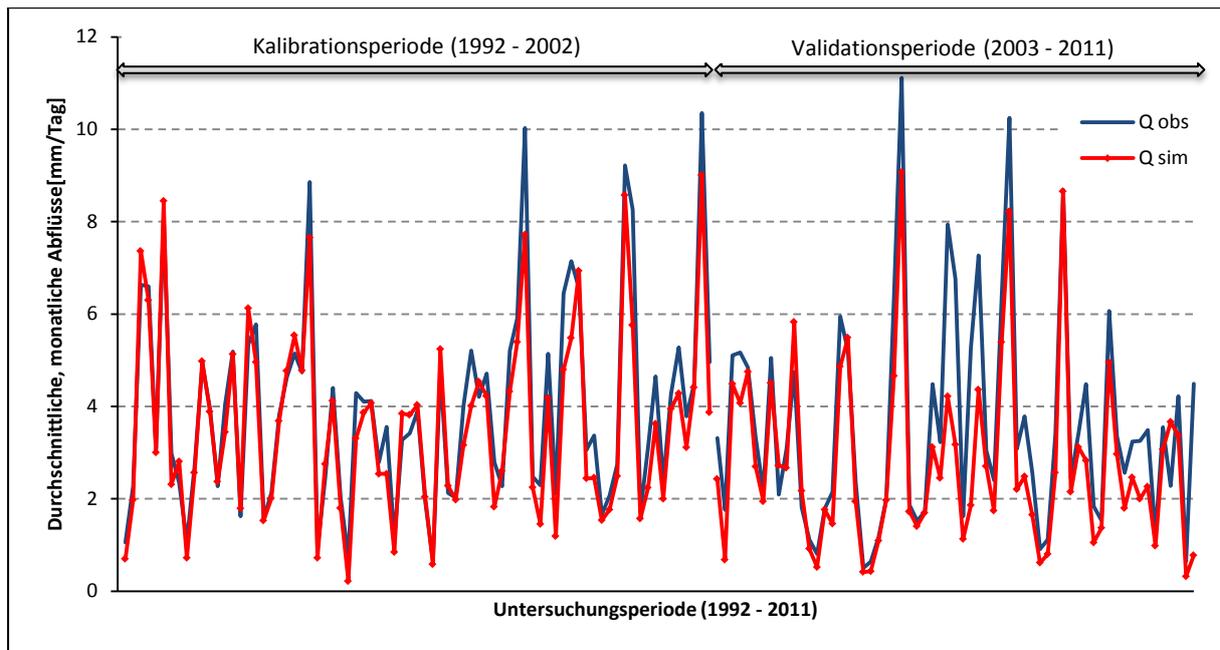


Abbildung 16: **Durchschnittliche, monatliche Abflüsse im Alphal zwischen 1992 und 2011**
 Vergleich zwischen beobachteten (blau) und simulierten (rot) Abflüssen (eigene Darstellung)

Aus der Abbildung 16 kann man gut feststellen, dass das dynamische Verhalten des Modells sehr gut ist. Das heisst, dass das „Timing“ des simulierten Abflusses (Q_{sim}) sehr genau mit dem beobachteten Abfluss (Q_{obs}) übereinstimmt. Alle Spitzenwerte erfolgen gleichzeitig, sowohl bei niedrigem als auch bei hohem Wasserstrom. Auch während der Validationsperiode bleibt das dynamische Verhalten sehr genau.

Das systematische Verhalten des Modells ist ebenfalls sehr gut wiedergegeben. Die Berechnungen des Volumenfehlers (Verr) ergeben sehr gute⁷ Resultate. Bei niedrigem Wasserstrom wird der Abfluss sehr gut simuliert. Die Mehrzahl der Werte stimmt mit dem gemessenen Abfluss überein. Dagegen wird der Abfluss bei hohen Wasserstromspitzen unterschätzt, vor allem während der Validationsperiode. Bei der Kalibrationsperiode beträgt der Volumenfehler -0.086 und während der Validationsperiode -0.188. Die negative Zeichnung zeigt, dass das Volumen unterbewertet ist.

Für eine bessere Analyse und Beschreibung der Genauigkeit des Modells werden zwei Jahre⁸ ausgewählt, eines mit dem besseren und das andere mit dem schlechteren NSE. Bei diesen zwei Beispielen werden, im Gegensatz zu vorher, nur tägliche Werte verwendet. Die Abbildung 17 stellt das Jahr mit der besseren Genauigkeit dar ($NSE = 0.832$) während Abbildung 18 jenes mit der schlechteren ($NSE = 0.460$). In den beiden Abbildungen ist der beobachtete und der simulierte Abfluss sowie auch das Schneewasseräquivalent dargestellt. Dazu werden auch die täglichen Niederschlagsmengen und die täglichen Lufttemperaturen vorgestellt. Beide Jahre gehören zu der Validationsperiode.

⁷ Bei der Auswertung des Volumenfehlers, werden die Resultate mit den Werten zwischen ± 0.20 als sehr gut bezeichnet (Kapitel 3.3.6.).

⁸ Mit „Jahr“ meint man nur den simulierten Zeitraum eines Jahres. In diesem Fall von Oktober bis April.

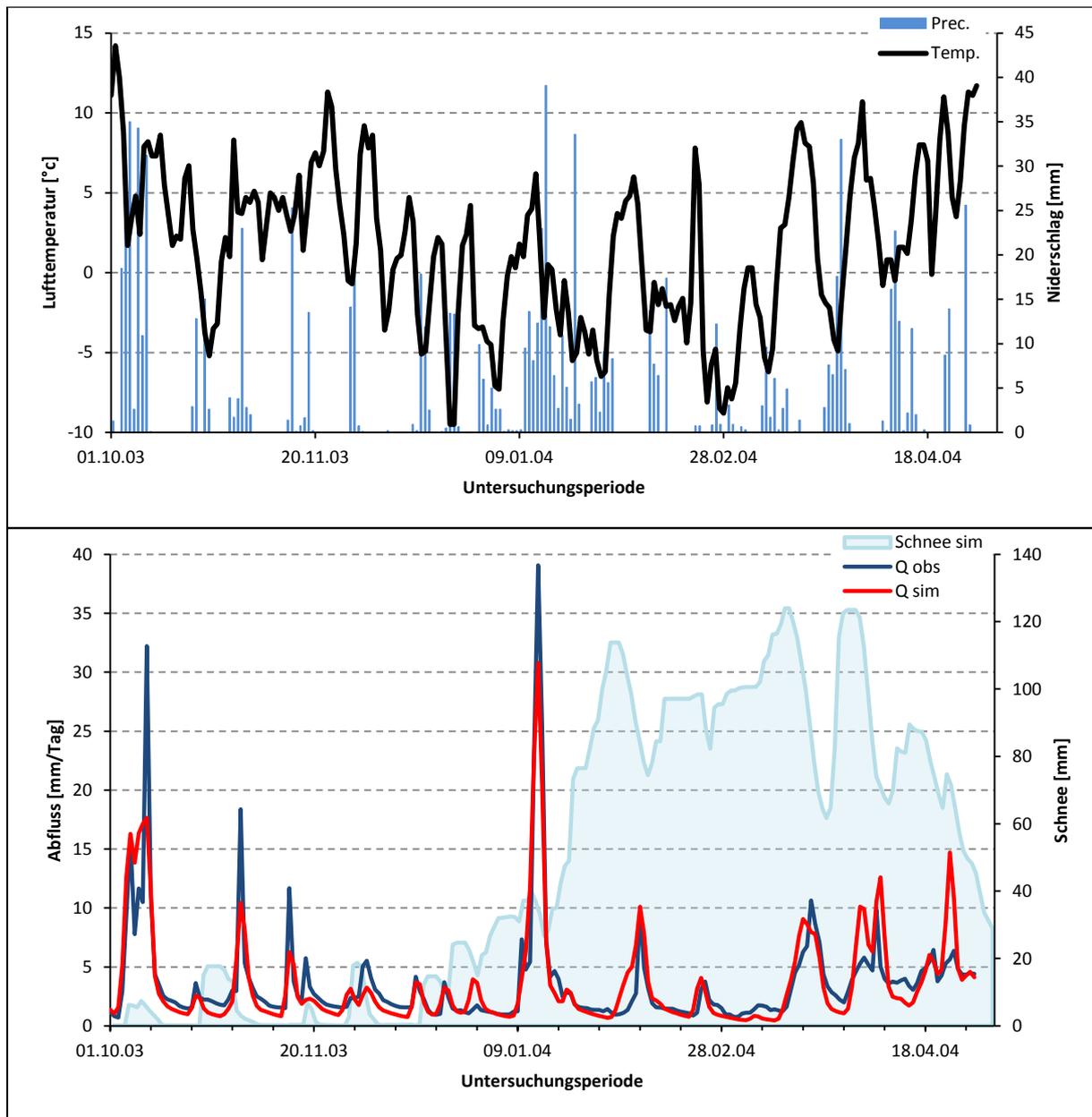


Abbildung 17: **Darstellung der simulierten Periode mit der besseren Genauigkeit**

Oben: Täglicher Lufttemperaturverlauf (schwarz) und tägliche Niederschlagsmenge (blau).

Unten: Täglicher beobachteter Abfluss (blau), täglicher simulierter Abfluss (rot) und täglich simuliertes Schneewasseräquivalent (hellblau) (eigene Darstellung)

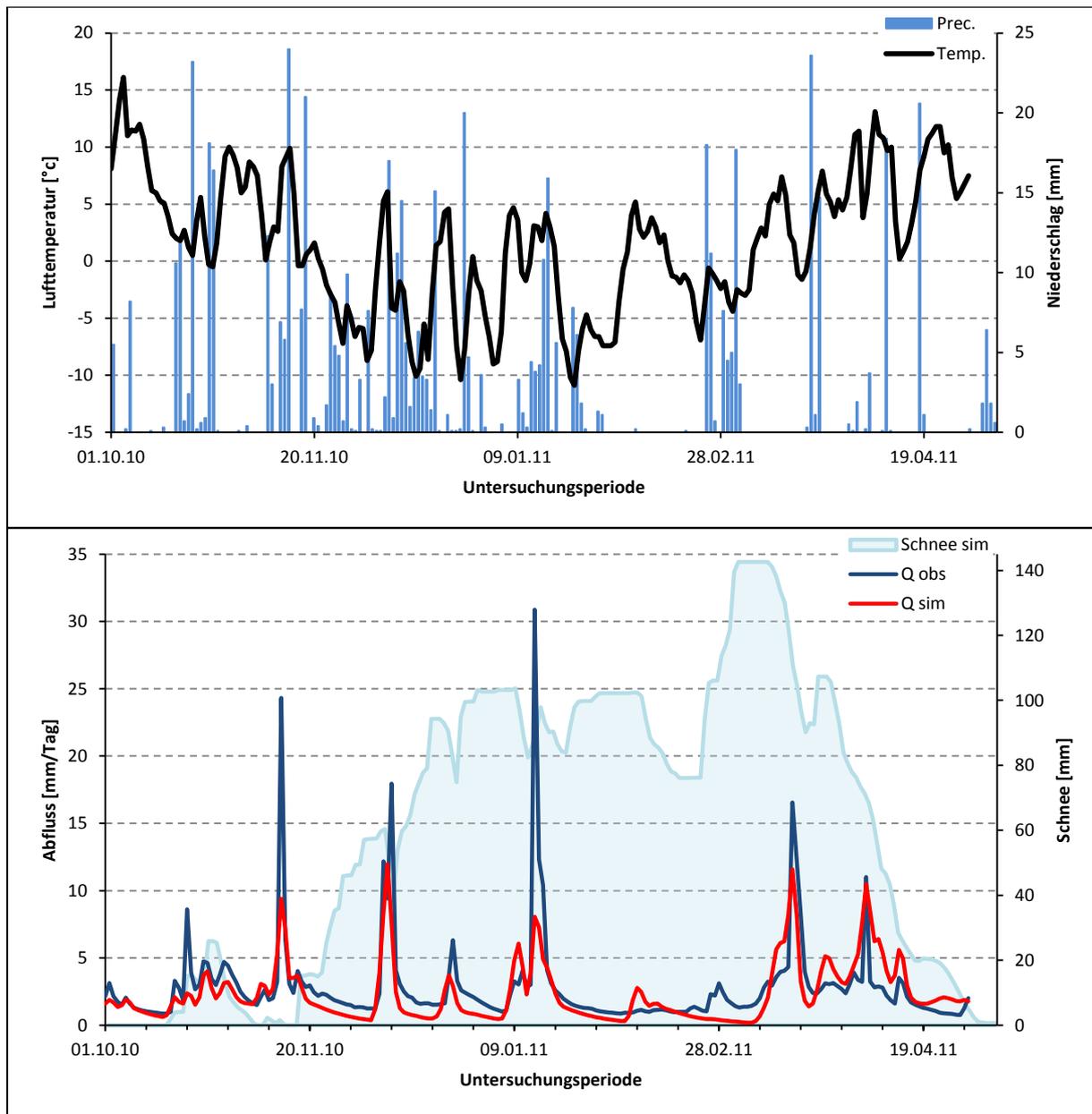


Abbildung 18: **Darstellung der simulierten Periode mit der schlechteren Genauigkeit**

Oben: Täglicher Lufttemperaturverlauf (schwarz) und tägliche Niederschlagsmenge (blau)

Unten: Täglicher beobachteter Abfluss (blau), täglicher simulierter Abfluss (rot) und täglich simuliertes Schneewasseräquivalent (hellblau) (eigene Darstellung)

Auch in diesen beiden Fällen ist das dynamische Verhalten des Modells sehr gut. Das „Timing“ der simulierten Abflüsse stimmt besonders gut mit dem gemessenen Abfluss überein. In beiden Fällen erfolgen Spitzenwerte der beiden Abflüsse gleichzeitig und reagieren sehr sensibel auf den Lufttemperaturverlauf und auf die Niederschläge. Bei warmen Lufttemperaturen mit wenigen Niederschlägen werden tiefe Abflüsse simuliert, sowie bei kalten Lufttemperaturen mit vielen Niederschlägen, da in diesem Fall die Niederschläge in Form von Schnee stattfinden und das Schneewasseräquivalent zunimmt. Die Spitzenwerte erfolgen bei Niederschlägen mit warmen Lufttemperaturen oder bei der Schneeschmelze.

Vor und während der Schneeakkumulation wird der simulierte Abfluss leicht unterschätzt hingegen der simulierte Abfluss bei der Schneeschmelze leicht überschätzt wird. Der Volumenfehler bei der Abbildung 17 liegt bei -0.087 während dieser bei der Abbildung 18 bei -0.174 liegt.

Im Alpthal schwankt die Lufttemperatur im Winter sehr viel um 0°C , es ist deswegen sehr bedeutend welcher Wert bei der Kalibration als „kritische Temperatur“ (TT) verwendet wird. Dieser Parameter hat eine sehr grosse Rolle bei der Simulation. Je höher die kritische Temperatur ist, desto mehr Schnee wird akkumuliert, dies hat zur Folge, dass der Abfluss während der Akkumulation tiefer und während der Schmelze höher sein. Im Gegensatz je tiefer die kritische Temperatur ist, desto weniger Schnee fällt und der simulierte Abfluss resultiert somit allgemein höher.

Im nächsten Schritt wird das Verhältnis zwischen der Anzahl „rain-on-snow“ Tage pro Jahr und den Werten der objektiven Funktionen d.h. die Werte, welche die Genauigkeit des Modells bestimmen, analysiert. Das Ziel dieses Vergleichs, ist herauszufinden, ob die „rain-on-snow“ Ereignisse einen Einfluss auf die Genauigkeit der Simulation haben. Erwartet wird, dass in Jahren mit vielen „rain-on-snow“ Tagen die Genauigkeit der Simulation schlechter ist, als im Jahre mit weniger „rain-on-snow“ Ereignissen.

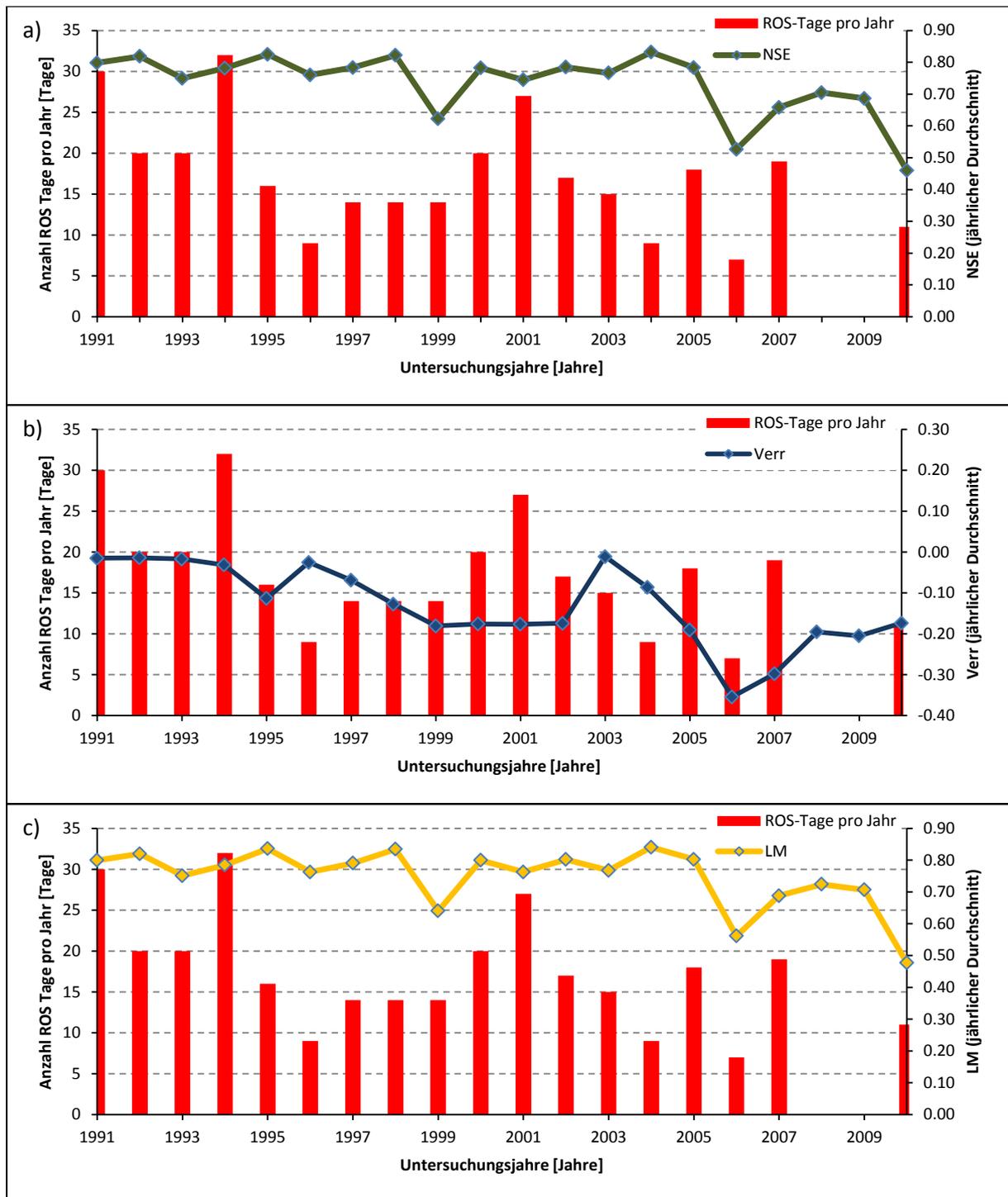


Abbildung 19: **Verhältnis zwischen Anzahl ROS Tagen pro Jahr und der Genauigkeit des Modells**

Abbildung 19a: Verhältnis ROS Tag pro Jahr und NSE

Abbildung 19b: Verhältnis ROS Tage pro Jahr und Volumenfehler

Abbildung 19c: Verhältnis ROS Tag pro Jahr und Lidstrom Measure

(eigene Darstellung)

In allen drei Grafiken sieht man keinen Zusammenhang zwischen der Anzahl an ROS Tagen und der Genauigkeit der Simulation. Die Vermutung, dass bei vielen ROS Tagen die Genauigkeit tiefer ist, wird hier nicht belegt. Daraus lässt sich sagen, dass im Alpthal „rain-on-snow“ Ereignisse keinen Einfluss auf die Genauigkeit der Abflusssimulation haben.

Die Abbildung 19b zeigt wie das jährliche Durchschnittsvolumen des simulierten Abflusses immer unterschätzt wird. Diese Werte sind aber, ausser zwei Ausnahmejahre (Jahr 2006 und Jahr 2007), immer sehr nahe bei 0.

In der darunterliegenden Abbildung 20 werden drei ausgewählte „rain-on-snow“ Ereignisse aufgezeigt. Diese Ereignisse werden aus verschiedenen Jahreszeiten von verschiedenen Jahren ausgewählt: Herbst, Winter und Frühling. Der Verlauf des beobachteten (Qobs) und des simulierten (Qsim) Abflusses ist abgebildet.

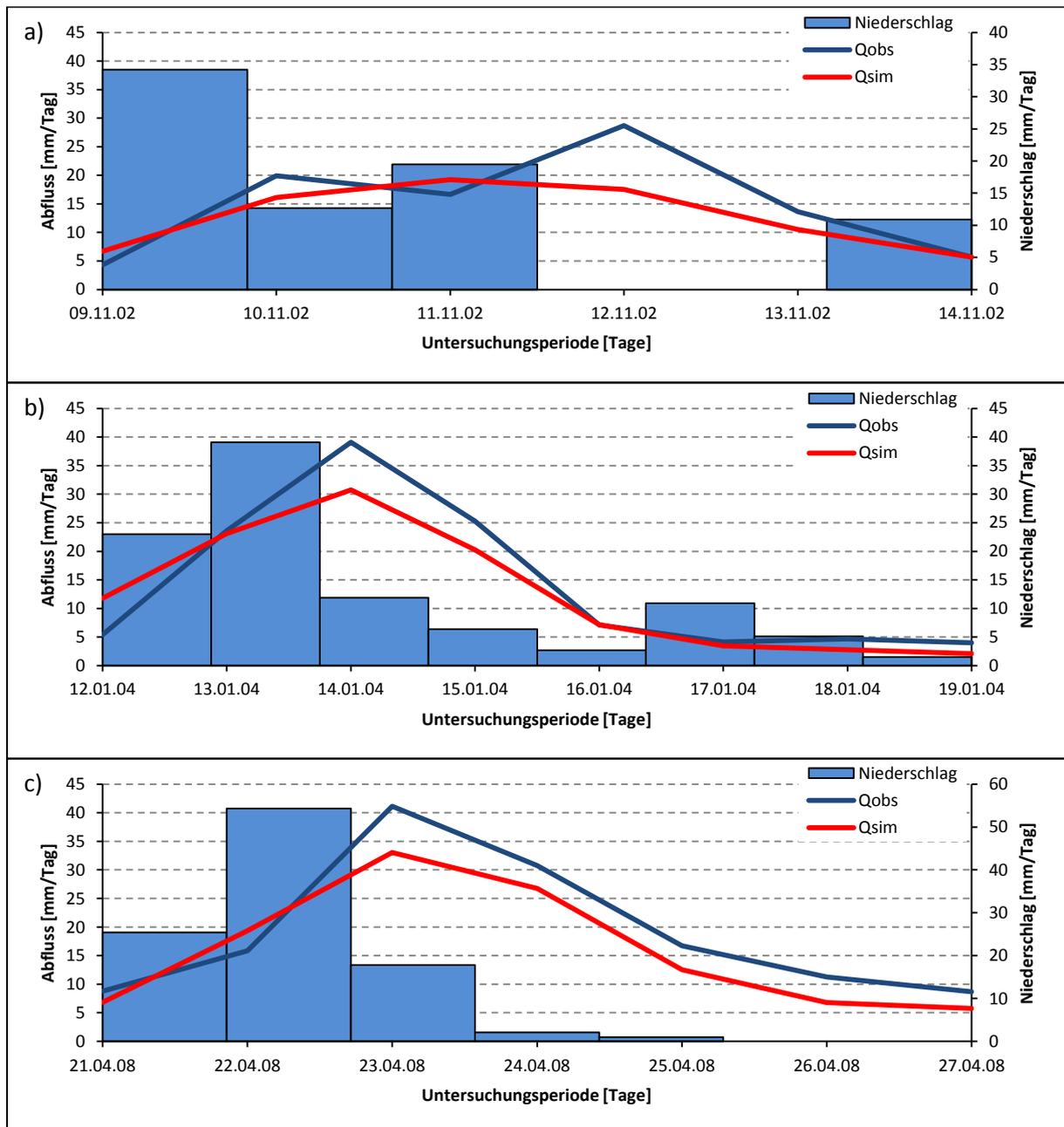


Abbildung 20: Beobachteter und simulierter Abfluss während drei ROS Ereignissen

Abbildung 20a: ROS Ereignis im Herbst
 Abbildung 20b: ROS Ereignis im Winter
 Abbildung 20c: ROS Ereignis im Frühling
 (eigene Darstellung)

Alle drei Fälle zeigen, dass während eines „rain-on-snow“ Ereignisses der simulierte Abfluss unterbewertet wird. Vor und nach dem „rain-on-snow“ Ereignis sind die beiden Abflüsse sehr nah beieinander, das heisst, dass eine gute Genauigkeit vorhanden ist. Unmittelbar nach einem Niederschlag Ereignis auf die Schneedecke wird der simulierte Abfluss unterschätzt. Diese drei Beispiele zeigen also, dass während eines „rain-on-snow“ Ereignisses die Schneeschmelze höher ist als unter normalen Bedingungen.

4.2. Dischma

Das Dischma Gebiet ist eine alpine Umgebung, welche von tiefen Lufttemperaturen und grossen Schneeeakkumulationen geprägt ist. Aufgrund dieser Ausgangslage, sollte die Anzahl an „rain-on-snow“ Tagen tiefer sein als im Gebiet Alpthal. Dies vor allem im Winter, wenn die Lufttemperaturen konstant unter null Grad liegen und die Niederschläge immer in Form von Schnee fallen. Da für dieses Gebiet somit eine geringe Anzahl an „rain-on-snow“ Tage zu erwarten ist, sollte auch die Modellgenauigkeit hoch sein.

Die Abbildung 21 stellt die Resultate der Simulation in Dischma dar. Der monatliche Durchschnitt des beobachteten und simulierten Abflusses während der Kalibrations- und Validationsperiode ist dargestellt. Die Simulation des Abflusses weist, im Gegensatz zum Alpthal nur mässige Resultate auf. Die Modellgenauigkeit der Kalibrationsperiode beträgt 0.447 während die der Validationsperiode bei 0.540 liegt.

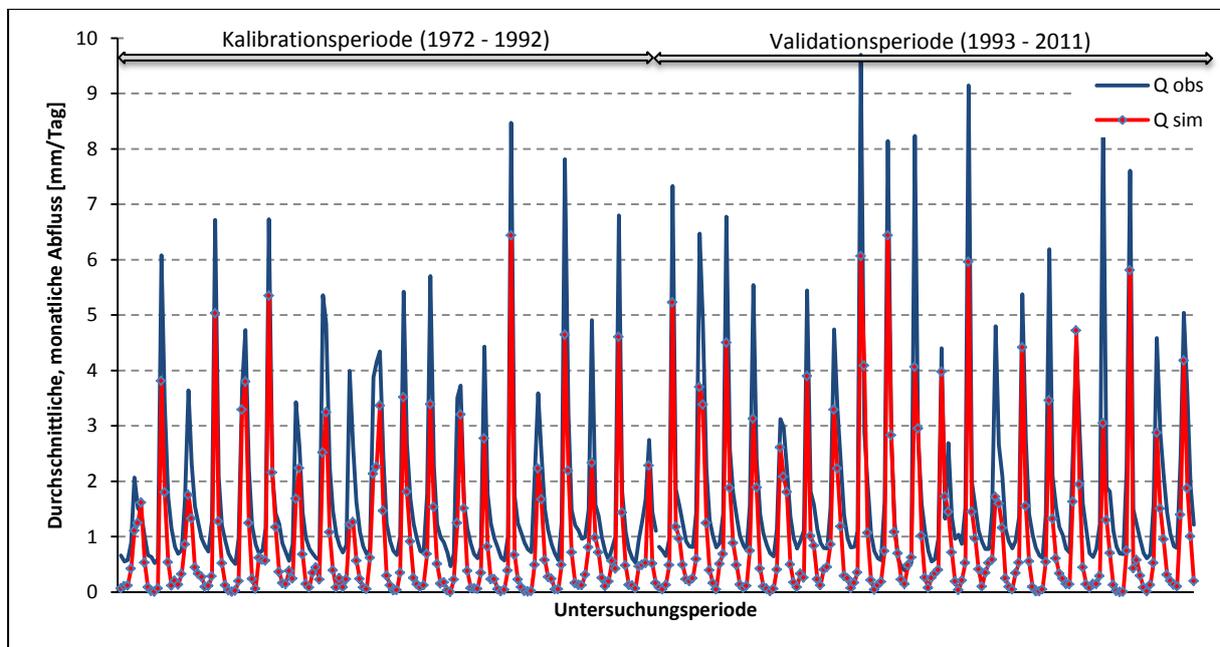


Abbildung 21: **Durchschnittlicher, monatlicher Abfluss in Dischma zwischen 1972 und 2011**
Vergleich zwischen beobachteten (blau) und simulierten (rot) Abflüssen (eigene Darstellung)

Aus der Abbildung 21 erkennt man den Verlauf eines typischen glacio-Nivale Abflussregimes mit nur einem sehr hohen Abflussgipfel. Das dynamische Verhalten des Modells ist auch in diesem

Gebiet sehr gut. Die Spitzenwerte des simulierten Abflusses erfolgen immer gleichzeitig mit den Spitzenwerten des beobachteten Abflusses. Bei hohen Spitzenwerten, wird der simulierte Afluss, wie auch im Alphthal, unterbewertet. Bemerkenswert ist auch die grosse Unterschätzung des simulierten Abflusses bei niedrigem Wasserstrom, d.h. während der Schneeakkumulation im Winter. Diese Unterbewertung bei niedrigem Wasserstrom kann die Folge der tiefen Modelgenauigkeit (NSE) sein.

Die Abbildung 22 stellt das Jahr mit der besseren Genauigkeit dar (NSE = 0.797), während Abbildung 23 jenes mit der schlechteren (NSE = 0.132) ausweist. In beiden Abbildungen werden beobachtete und simulierte Abflüsse, sowie auch die Schneewasseräquivalent, dargestellt. Dazu werden auch die täglichen Niederschlagsmengen und die täglichen Lufttemperaturen vorgestellt. Beide Jahre gehören zu der Validationsperiode.

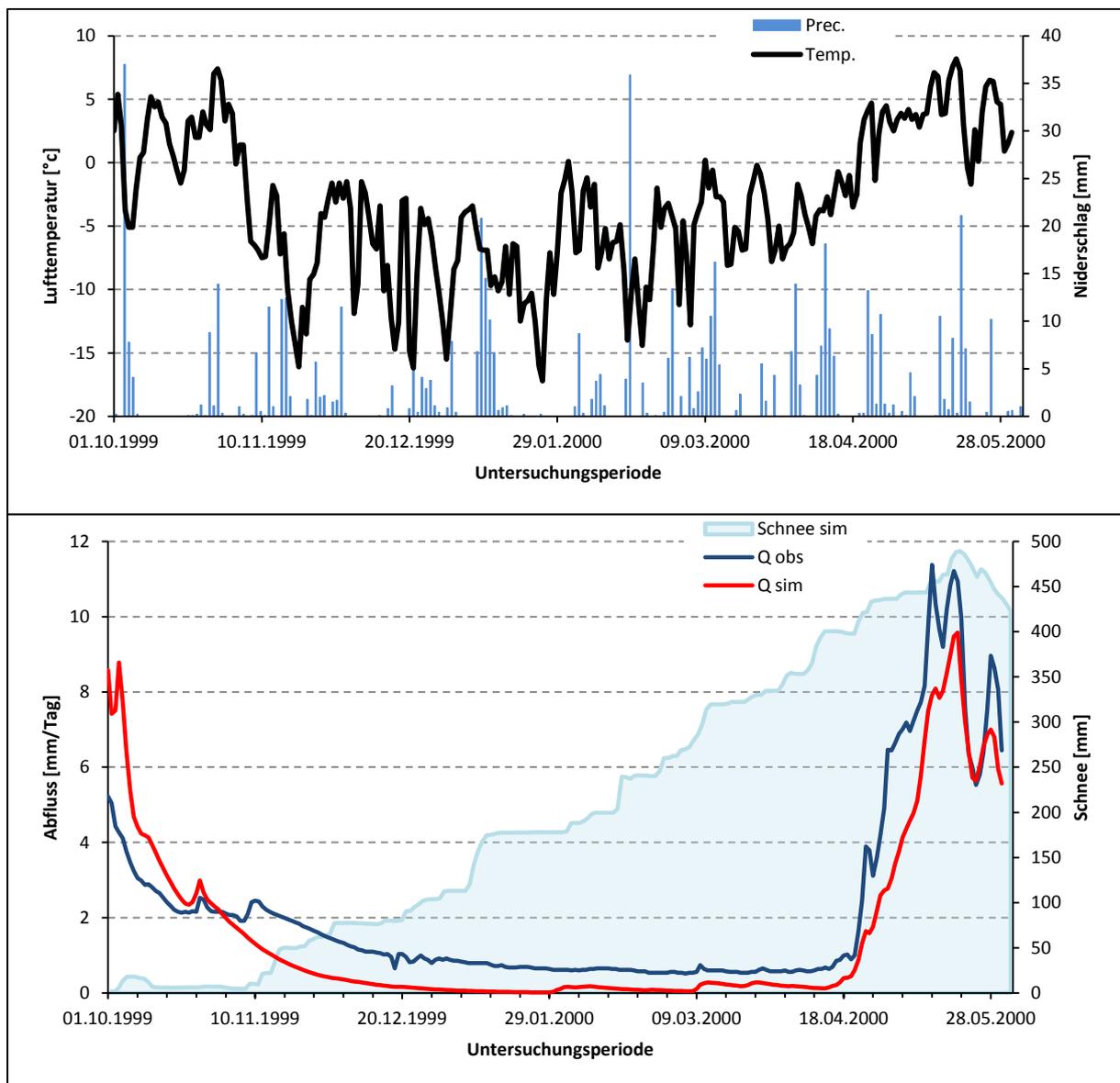


Abbildung 22: **Darstellung der simulierten Periode mit der besseren Genauigkeit**

Oben: Täglicher Lufttemperaturverlauf (schwarz) und tägliche Niederschlagsmenge (blau)

Unten: Täglicher beobachteter Abfluss (blau), täglicher simulierter Abfluss (rot) und tägliche simulierte Schneehöhe (hellblau) (eigene Darstellung)

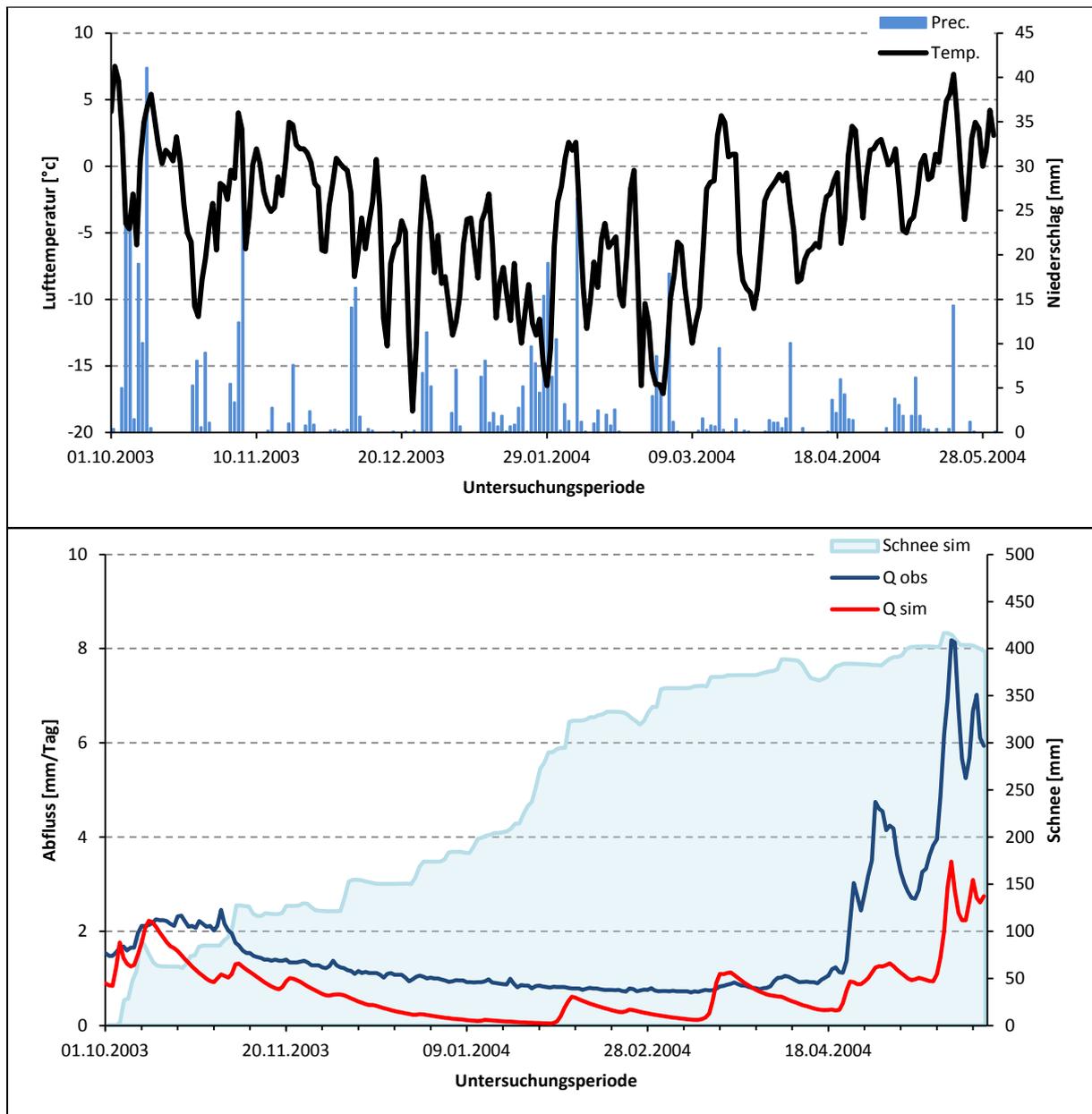


Abbildung 23: **Darstellung der simulierten Periode mit der schlechteren Genauigkeit**

Oben: Täglicher Lufttemperaturverlauf (schwarz) und tägliche Niederschlagsmenge (blau)

Unten: Täglicher beobachteter Abfluss (blau), täglicher simulierter Abfluss (rot) und tägliche simulierte Schneehöhe (hellblau) (eigene Darstellung)

In diesen beiden Situationen wird der simulierte Abfluss während der Schneeakkumulation unterbewertet. Kleine Abflussänderungen werden von der Simulation nicht berücksichtigt.

Im Frühling steigt die Abflusshöhe sehr rasch. Die „peak flows“ in dieser Aufstiegsphase werden schlecht simuliert und der simulierte Abfluss bleibt somit zu tief. Der jährliche Durchschnitt des Volumenfehlers beträgt -0.543.

Im nächsten Schritt wird das Verhältnis zwischen der Anzahl „rain-on-snow“ Tage pro Jahr und der Werte der objektiven Funktionen d.h. die Werte, welche die Genauigkeit des Modells bestimmen, analysiert (Abbildung 24).

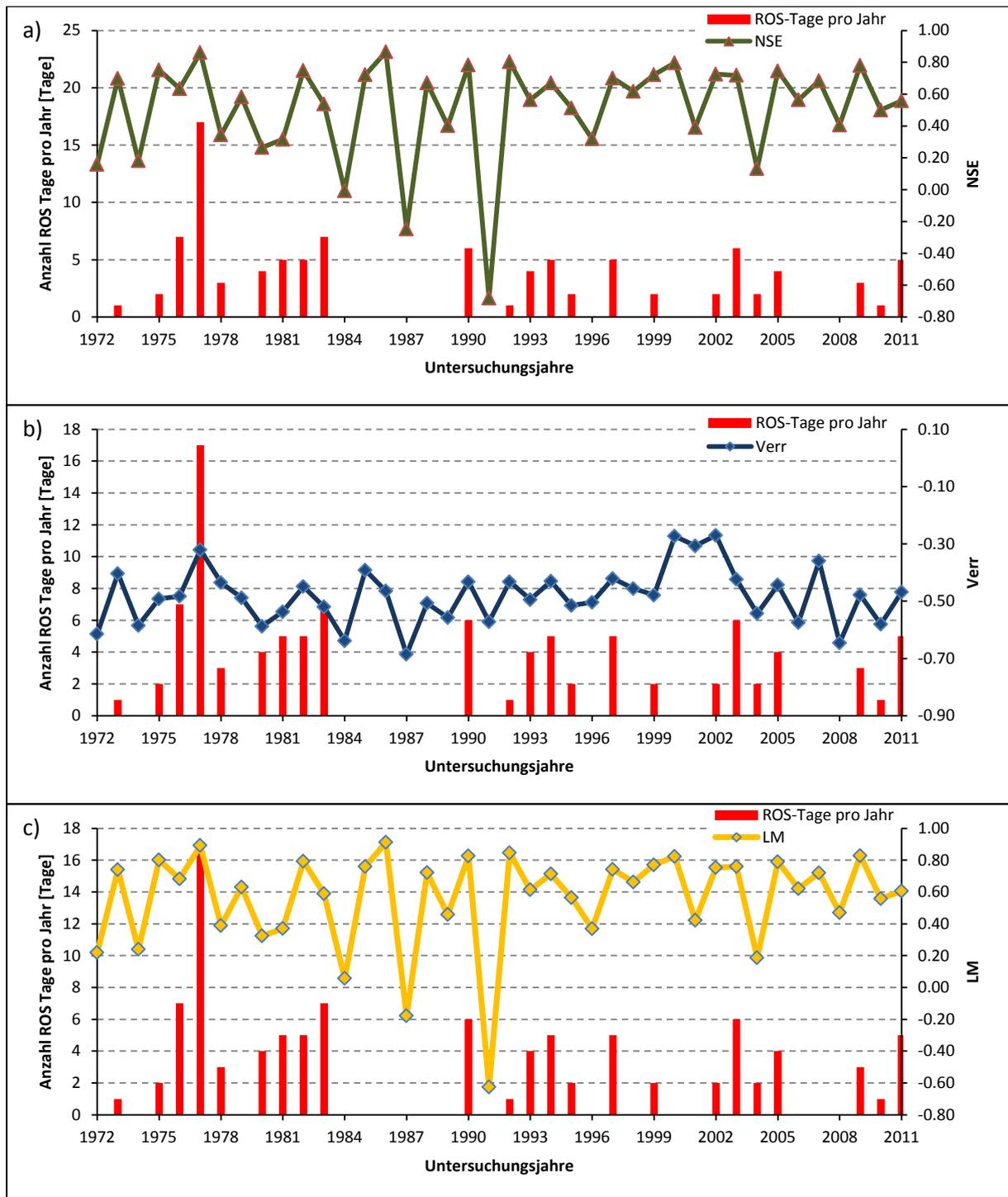


Abbildung 24: **Verhältnis zwischen Anzahl ROS Tagen pro Jahr und der Genauigkeit des Modells**

Abbildung 24a: Verhältnis ROS Tag pro Jahr und NSE

Abbildung 24b: Verhältnis ROS Tage pro Jahr und Volumenfehler

Abbildung 24c: Verhältnis ROS Tag pro Jahr und Lidstrom Measure

(eigene Darstellung)

Auch in diesem Gebiet besteht kein Zusammenhang zwischen der Anzahl ROS Tagen und der Genauigkeit der Simulation. Die Vermutung, dass bei vielen „rain-on-snow“ Tage die Genauigkeit des Modells tiefer ist, wird nicht belegt.

Abbildung 24b zeigt deutlich wie das jährliche Durchschnittsvolumen des simulierten Abflusses ständig unterschätzt ist. Die Anzahl an „rain-on-snow“ Ereignissen spielt keine bedeutende Rolle.

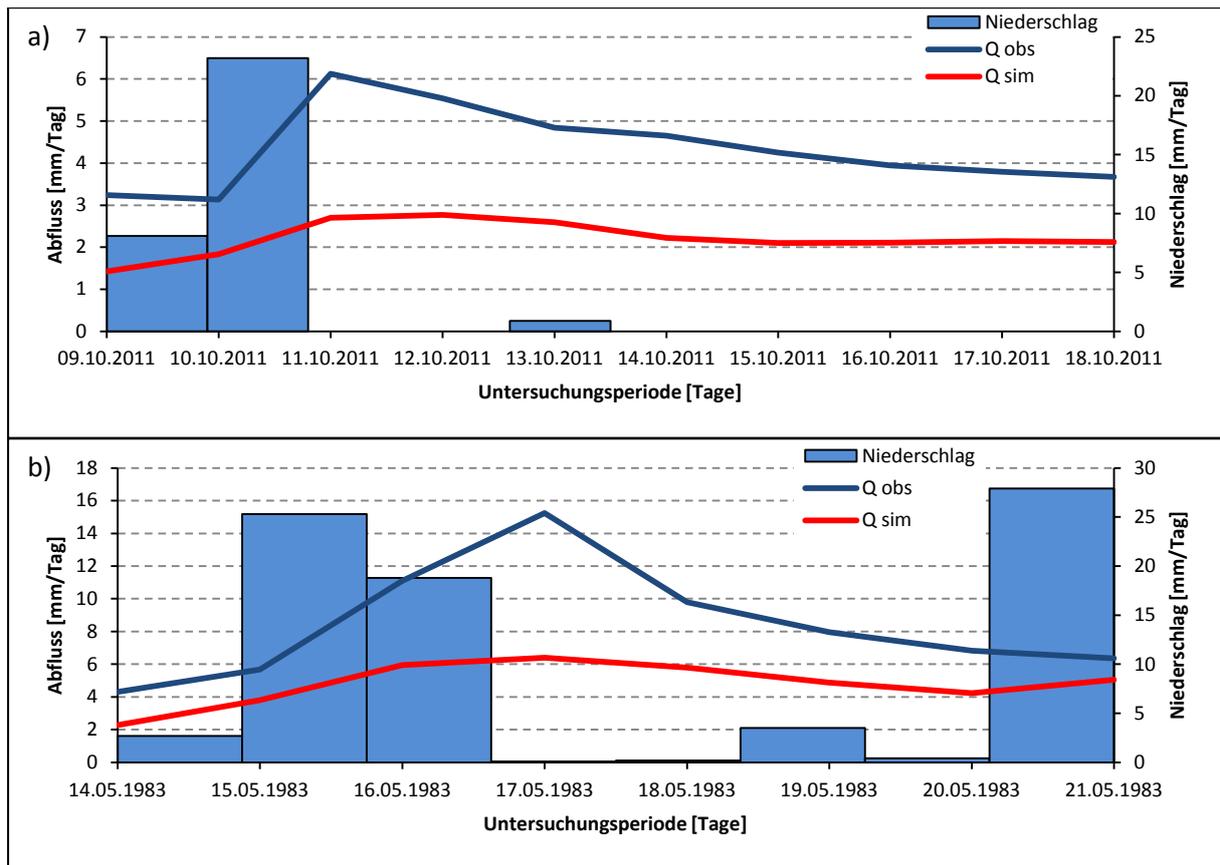


Abbildung 25: Beobachtete und simulierte Abflüsse während zwei ROS Ereignissen

Abbildung 25a: ROS Ereignis im Herbst
 Abbildung 25b: ROS Ereignis im Frühling
 (eigene Darstellung)

Abbildung 25 zeigt zwei „rain-on-snow“ Ereignisse im Dischma, eines im Herbst und das andere im Frühling (in alpinen Gebieten finden „rain-on-snow“ Ereignisse im Winter sehr selten statt). Beide Beispiele zeigen, dass während eines „rain-on-snow“ Ereignisses der simulierte Abfluss unterschätzt wird.

4.3. Sitter

Die Messstation des Gebiets Sitter liegt auf einer Höhe von 769 m ü.M. Der Schnee wird nur für eine kurze Periode akkumuliert und nur in kleiner Menge. Deswegen spielt die Schneeschmelze in diesem Gebiet nicht so eine wichtige Rolle wie in den anderen zwei Untersuchungsgebieten. Auf diesen Gründen sollte die Anzahl an „rain-on-snow“ Tagen kleiner sein als im Gebiet Alpthal. Da eine kleine Anzahl an „rain-on-snow“ Tagen zu erwarten ist, sollte auch die Modellgenauigkeit gute Resultate zeigen.

Die Abbildung 26 stellt die Resultate der Simulation im Gebiet Sitter dar. Der monatliche Durchschnitt des beobachteten und simulierten Abflusses während der Kalibrations- und

Validationsperiode sind dargestellt. Die Simulation des Abflusses weist ebenfalls nur mässige⁹ Resultate auf. Die durchschnittliche Modellgenauigkeit (NSE) während der Untersuchungsperiode liegt bei 0.585. Die Modellgenauigkeit der Kalibrationsperiode beträgt 0.573 während die der Validationsperiode bei 0.619 liegt.

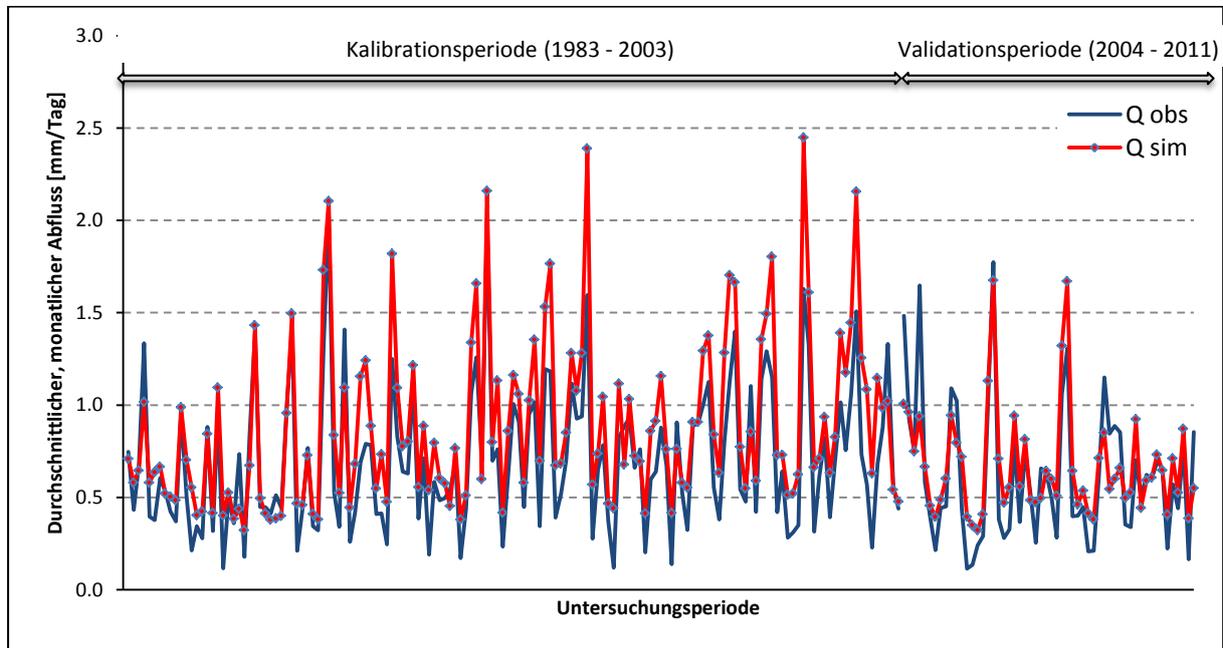


Abbildung 26: **Durchschnittlicher, monatlicher Abfluss in Sitter zwischen 1982 und 2011**
 Vergleich zwischen beobachteten (blau) und simulierten (rot) Abflüssen (eigene Darstellung)

Der Abfluss ist konstant sehr tief. Die durchschnittlichen Spitzenwerte der Abflüsse überschreiten nie die 2.5 mm pro Tag.

Im Gegensatz zu den analysierten Gebieten Alpthal und Dischma wird im Gebiet Sitter der simulierte Abfluss bei Spitzenwerten sowie bei niedrigen Wasserströmen überbewertet.

⁹ Bei der Auswertung der Modellgenauigkeit, werden die Resultate mit Werten zwischen 0.40 und 0.60 als mässig bezeichnet (Kapitel 3.3.6.).

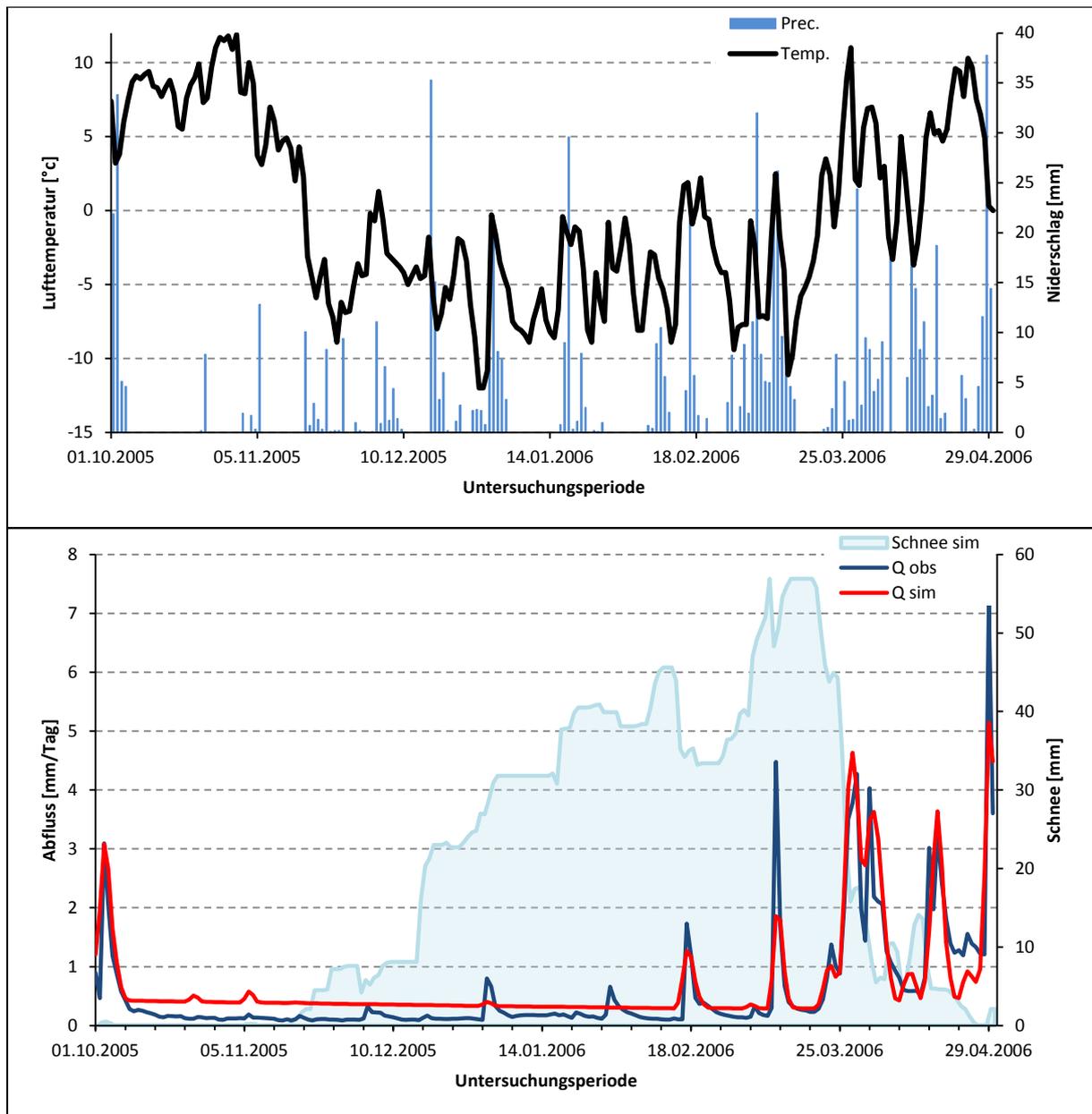


Abbildung 27: **Darstellung der simulierten Periode mit der besseren Genauigkeit**

Oben: Täglicher Lufttemperaturverlauf (schwarz) und tägliche Niederschlagsmenge (blau)

Unten: Täglicher beobachteter Abfluss (blau), täglicher simulierter Abfluss (rot) und tägliche simulierte Schneehöhe (hellblau) (eigene Darstellung)

Am Anfang der simulierten Periode gibt es sehr wenig Tage mit Niederschlag. Deswegen herrscht eine Situation mit niedrigem Wasserstrom. Bei niedrigem Wasserstrom wird der Abfluss von der Simulation, sehr flach dargestellt, d.h. dass die kleinen Abflussspitzen nicht abgebildet werden (Periode zwischen Dezember und Januar). Während der Schneeschmelze wird das Timing des simulierten Abflusses dagegen gut wiedergegeben.

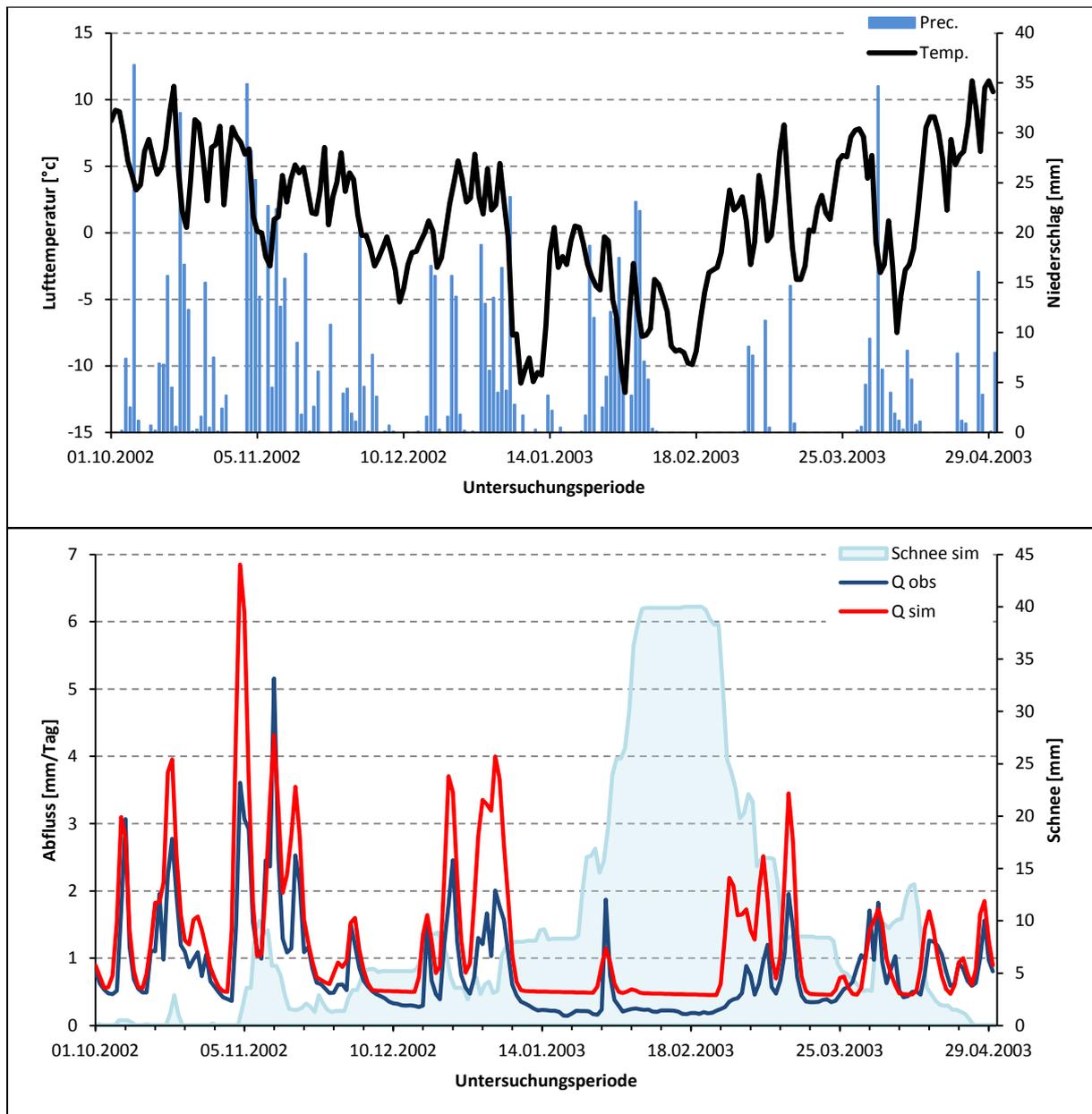


Abbildung 28: **Darstellung der simulierten Periode mit der schlechteren Genauigkeit**

Oben: Täglicher Lufttemperaturverlauf (schwarz) und tägliche Niederschlagsmenge (blau)

Unten: Täglicher beobachteten Abfluss (blau), täglicher simulierten Abfluss (rot) und tägliche simulierte Schneehöhe (hellblau) (eigene Darstellung)

In diesem Fall ist der Herbst durch viele Niederschlagstage charakterisiert. Der Temperaturverlauf schwankt oft bei 0°C , aus diesem Grund wechseln Niederschläge sehr oft zwischen der Form von Regen und Schnee. Das Timing der Abflussspitzen wird durch die Simulation gut dargestellt, die Spitzenwerte werden jedoch oft überbewertet (Zeitabschnitt zwischen Oktober und Anfangs Januar). Die erste Hälfte vom März wird durch eine grosse Schneeakkumulation charakterisiert. Der daraus folgende niedrige Wasserstrom wird auch in diesem Fall von der Simulation überbewertet.

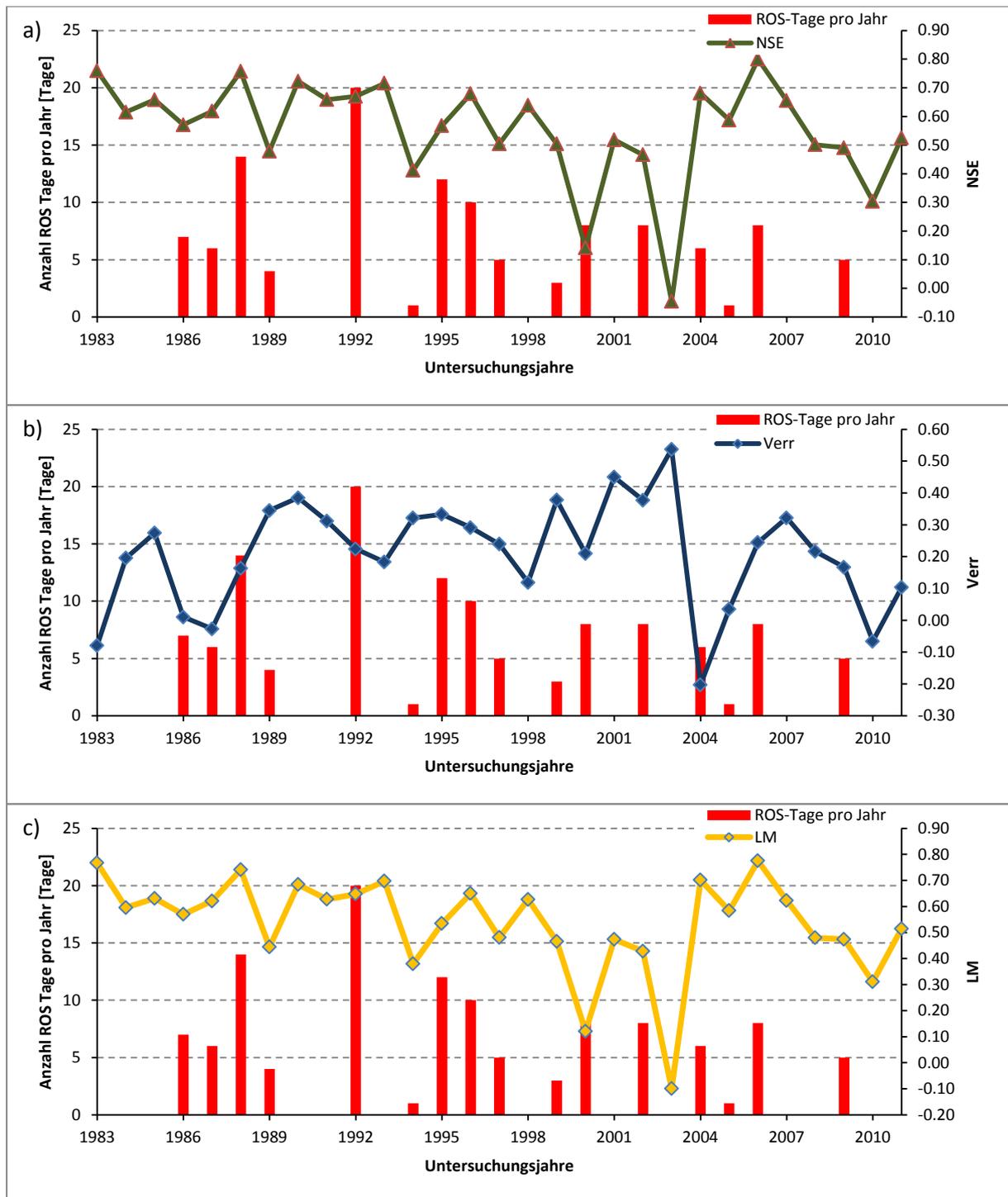


Abbildung 29: **Verhältnis zwischen Anzahl ROS Tagen pro Jahr und der Genauigkeit des Modells**

Abbildung 29a: Verhältnis ROS Tag pro Jahr und NSE

Abbildung 29b: Verhältnis ROS Tage pro Jahr und Volumenfehler

Abbildung 29c: Verhältnis ROS Tag pro Jahr und Lidstrom Measure

(eigene Darstellung)

Im Gebiet Sitter wie auch in den Gebieten Alptahl und Dischma kann man keinen Zusammenhang zwischen der Anzahl „rain-on-snow“ Tage und der Modellgenauigkeit bzw. Volumenfehler erkennen.

Der durchschnittliche Volumenfehler ist, ausser bei drei Jahren (Jahr 2004, 2005 und 2010), immer überbewertet. Wie die Grafik 29a, 29b und 29c deutlich aufzeigen, ist die Simulation im Jahr 2003 sehr schlecht. Dieses spezielle Jahr wird in der Abbildung 28 genauer beschreiben.

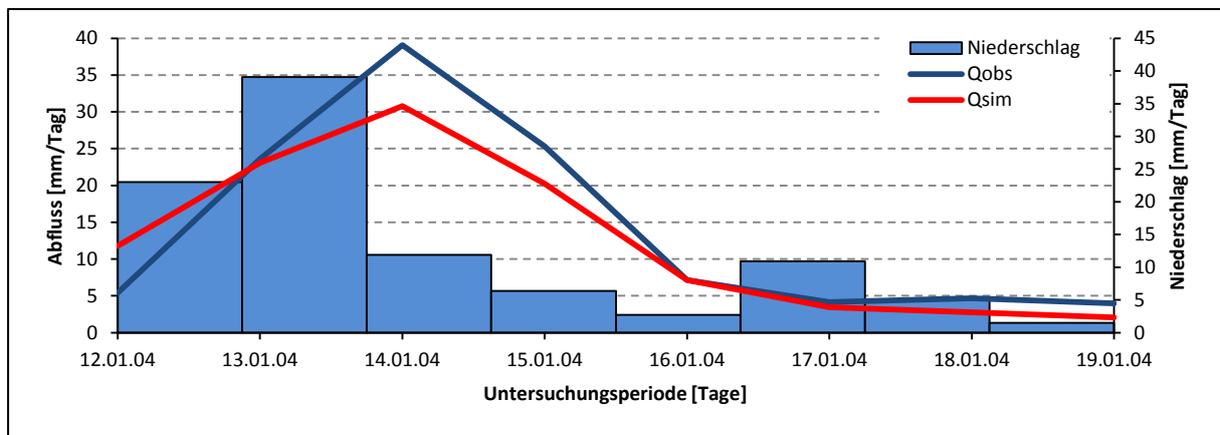


Abbildung 30: Beobachtete und simulierte Abflüsse während eines ROS Ereignisses im Winter

Im Gebiet Sitter erfolgen alle „rain-on-snow“ Ereignisse im Winter, da im Herbst und im Frühling kein Schnee am Boden liegt. Wie bereits bei den zwei vorgehenden Gebieten, ist auch in diesem Fall der simulierte Spitzenabfluss während eines „rain-on-snow“ Ereignisses überbewertet.

4.4. Simulation mit klimatischen Perioden

Die ganze Untersuchungsperiode wird in vier bestimmte klimatische Perioden unterteilt (Kapitel 3.3.7). Die Hypothese sagt, dass in warmen und nassen Perioden mehr „rain-on-snow“ Tage vorkommen und deswegen die Modellgenauigkeit schlechter ist als in kalten und trockenen Perioden. Diese Unterteilung wurde für alle drei Gebiete Alpthal, Dischma und Sitter angewendet.

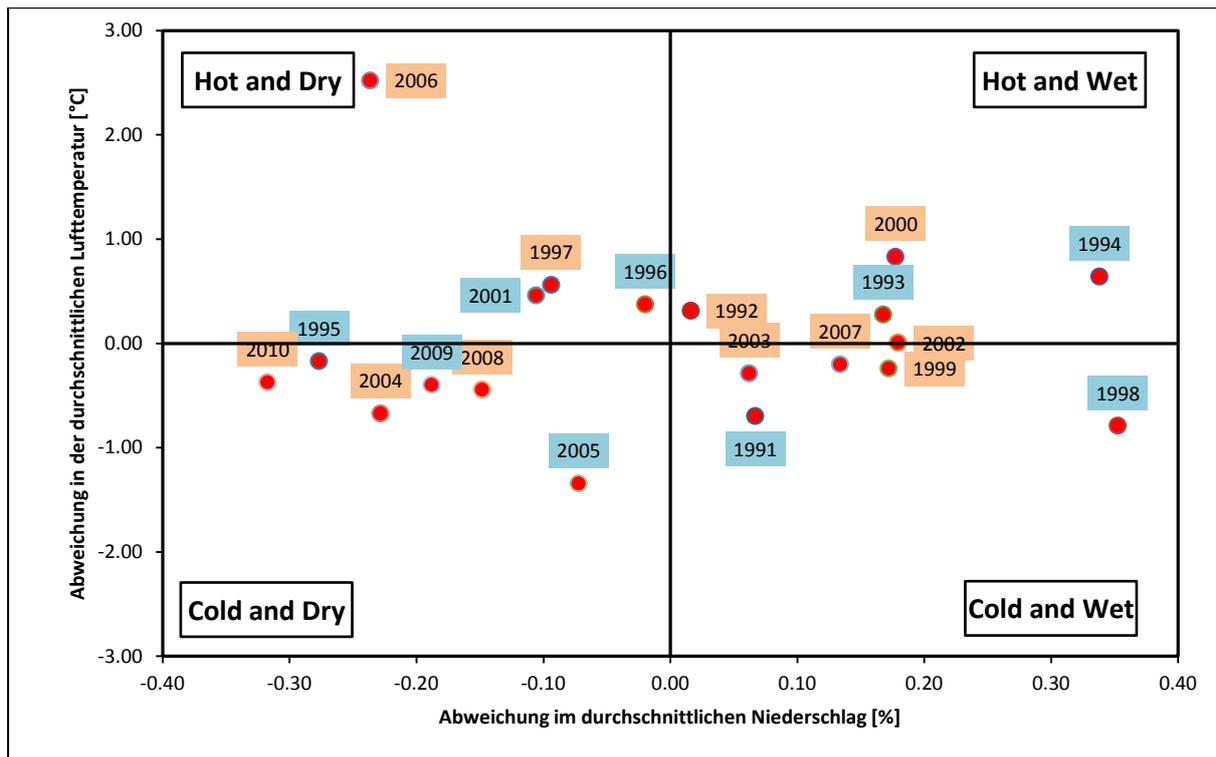


Abbildung 31: **Box Plot der Jahre in Bezug auf die Abweichung in der durchschnittlichen Jahrestemperatur und Niederschlag in Alpthal**

Jeder Quadrant stellt eine klimatische Periode dar. Die Jahre in rot werden für die Kalibration genutzt, während die Jahre in blau für die Validation genutzt werden.

Klimatische Periode	% ROS Tage	NSE	Verr	LM
Hot and Dry	6.95	0.649	-0.140	0.663
Hot and Wet	9.99	0.779	-0.086	0.787
Cold and Dry	3.85	0.720	-0.142	0.734
Cold and Wet	9.04	0.725	-0.109	0.736

Tabelle 4: **Resultate der vier Simulationen mit verschiedenen klimatischen Perioden für das Gebiet Alpthal**

Die Aufteilung der klimatischen Perioden ist ziemlich gleichmässig. „Hot and dry“ Periode macht rund 20% der gesamten Untersuchungsperiode aus. „Hot and wet“ und „cold and wet“ Perioden entsprechen je 25% während „cold and dry“ 30%. Die Abweichung der durchschnittlichen Niederschläge ist sehr gross, bis fast $\pm 40\%$. Im Gegensatz ist die Streuung der durchschnittlichen Lufttemperaturen relativ klein; es gibt nur selten eine Temperaturabweichung von mehr als 1°C .

Wie erwartet hat die „hot and wet“ Periode, mit fast 10% des Untersuchungstages, den grössten Prozentsatz an „rain-on-snow“ Tagen. In der „cold and wet“ Periode finden ebenfalls viele „rain-on-snow“ Ereignisse statt (9%). Kalte und trockene Perioden haben dagegen am wenigsten „rain-on-snow“ Ereignisse. Die Anzahl an „rain-on-snow“ Tage hat auch bei dieser Analyse keinen Einfluss auf die Modellgenauigkeit. Die Periode „hot and wet“, welche am meisten „rain-on-snow“ Tage zählt, hat eine höhere Genauigkeit (NSE = 0.779 und LM = 0.787) als die Periode „cold and dry“, welche die tiefste Anzahl „rain-on-snow“ Tage besitzt.

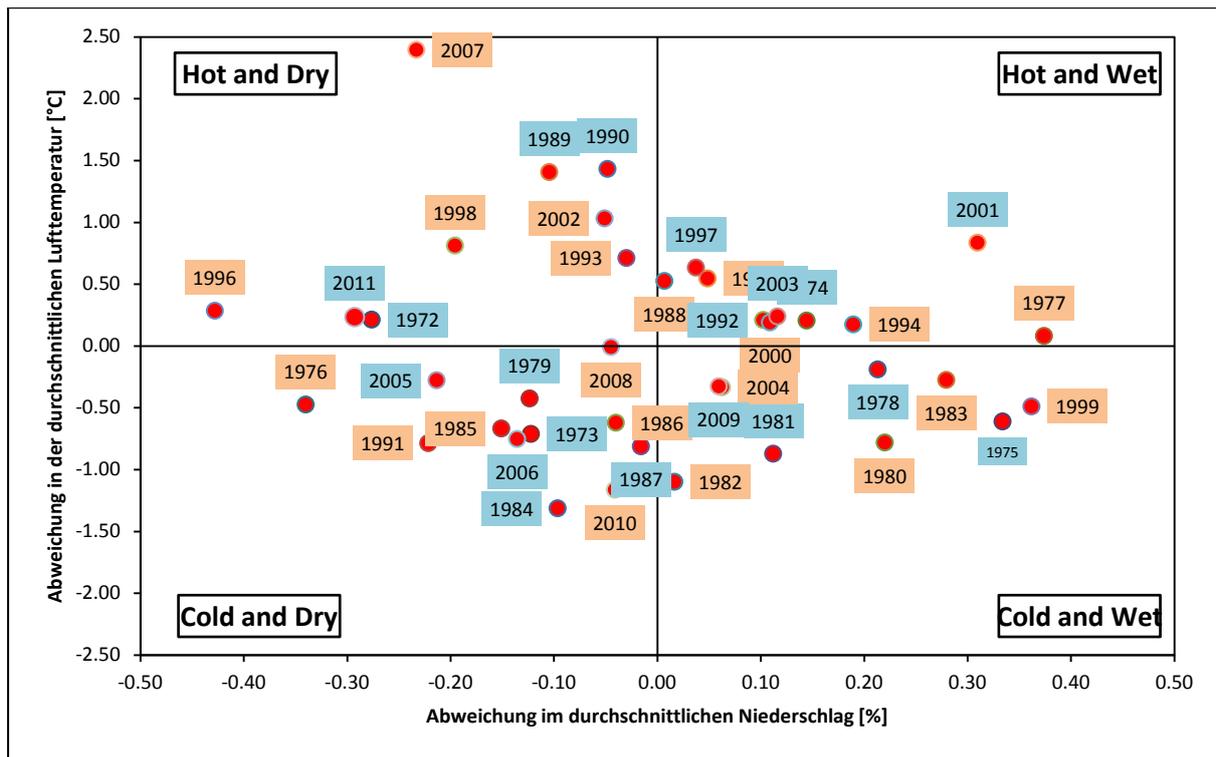


Abbildung 32: **Box Plot der Jahre in Bezug auf die Abweichung in der durchschnittlichen Jahrestemperatur und Niederschlag in Dschma**

Jeder Quadrant stellt eine klimatische Periode dar. Die Jahre in rot werden für die Kalibration genutzt, während die Jahre in blau für die Validation genutzt werden.

Klimatische Periode	% ROS Tage	NSE	Verr	LM
Hot and Dry	0.87	0.479	-0.420	0.521
Hot and Wet	1.52	0.629	-0.393	0.668
Cold and Dry	0.17	0.741	-0.361	0.777
Cold and Wet	0.98	0.821	-0.318	0.852

Tabelle 5: **Resultate der vier Simulationen mit verschiedenen klimatischen Perioden für das Gebiet Dschma**

Die Aufteilung der klimatischen Perioden ist nicht mehr so regelmässig wie im Gebiet Alpthal. „Cold and dry“ Perioden dominieren mit 30% der gesamten Untersuchungsperiode im alpinen Gebiet Dschma. „Hot and wet“ Perioden stellen 26% dar, während „hot and dry“ und „cold and wet“ Perioden je etwa 20% entsprechen. Die Abweichung in den durchschnittlichen Niederschlägen ist sehr gross, und liegt bis fast $\pm 45\%$. Auch die Streuung in den durchschnittlichen Lufttemperaturen ist gross, vor allem in trockene Periode. Die Temperaturabweichung von der durchschnittlichen Lufttemperatur beträgt bis zu $\pm 1.5^\circ\text{C}$.

Auch in diesem Fall, wie bereits im Alpthal, hat die „hot and wet“ Periode der grössten und „cold and dry“ Periode den kleinsten Prozentsatz an „rain-on-snow“ Tagen. Die Anzahl an „rain-on-snow“ Tagen hat auch in dieser Gebietsanalyse keinen Einfluss auf die Modellgenauigkeit. Die Periode „hot and wet“, welche am meisten „rain-on-snow“ Tage zählt, hat die bessere Genauigkeit (NSE = 0.629 und LM = 0.668) als die Periode „cold and dry“ (NSE = 0.479 und LM = 0.521), welche die geringste Anzahl „rain-on-snow“ Tage besitzt.

Der Volumenfehler ist in allen vier Perioden nur mässig gut (ca. -0.4%).

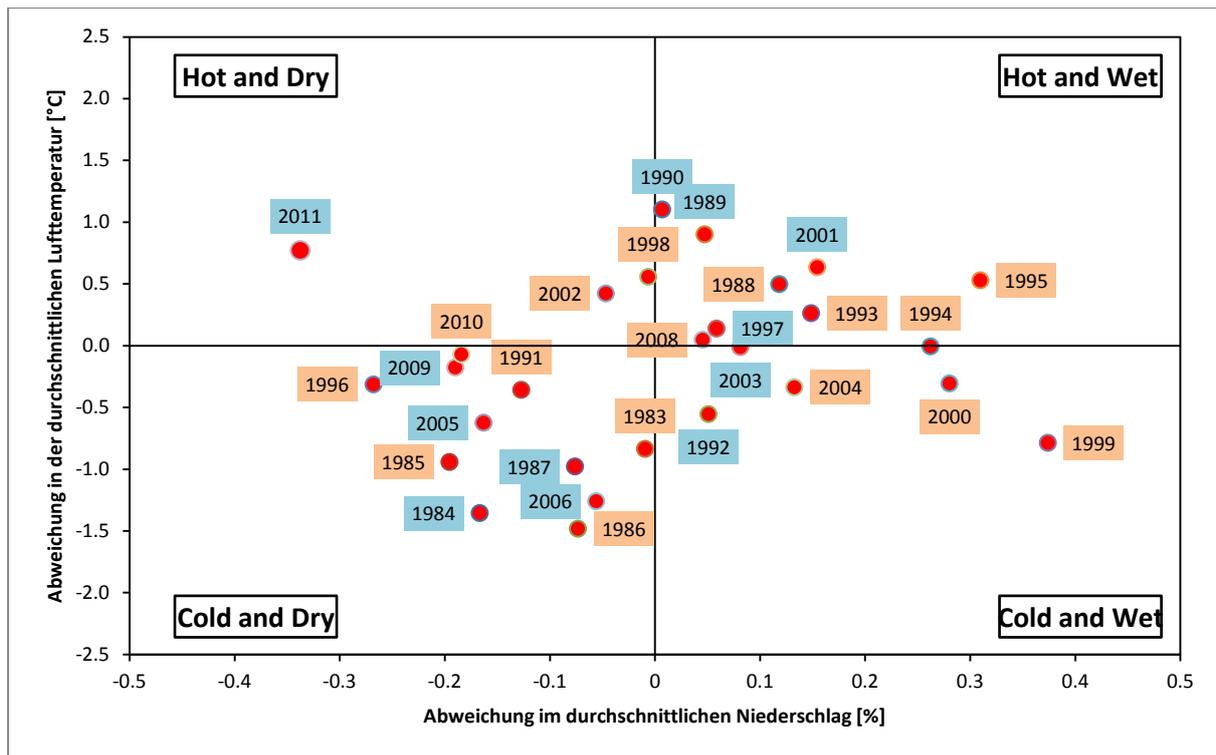


Abbildung 33: **Box Plot der Jahre in Bezug auf die Abweichung in der durchschnittlichen Jahrestemperatur und Niederschlag in Sitter**

Jeder Quadrant stellt eine klimatische Periode dar. Die Jahre in rot werden für die Kalibration genutzt, während die Jahre in blau für die Validation genutzt werden.

Klimatische Periode	% ROS Tage	NSE	Verr	LM
Hot and Dry	2.67	0.606	0.253	0.581
Hot and Wet	4.65	0.541	0.328	0.508
Cold and Dry	0.60	0.432	0.035	0.429
Cold and Wet	0.88	0.570	0.324	0.538

Tabelle 6: **Resultate der vier Simulationen mit verschiedenen klimatischen Perioden für das Gebiet Sitter**

Nur 11% der Untersuchungsjahre fallen in der Periode „hot and dry“ an, während fast 40% der Jahre in die Periode „hot and wet“ eingeteilt werden können. 30% der Jahre fallen in die Periode „hot and wet“ und 20% in die Periode „cold and wet“.

Auch bei dieser Analyse, wie bereits im Untersuchungsgebiet Alpthal und Dischma, hat die Periode „hot and wet“ den grössten und die Periode „cold and dry“ den kleinsten Prozentsatz an „rain-on-snow“ Tage. Die Anzahl an „rain-on-snow“ Tagen hat jedoch auch in dieser Gebietsanalyse keinen Einfluss auf die Modellgenauigkeit. Die Periode „hot and wet“, welche am meisten „rain-on-snow“ Tage zählt, hat die bessere Genauigkeit (NSE = 0.541 und LM = 0.508) als die Periode „cold and dry“ (NSE = 0.432 und LM = 0.429), welche die kleinste Anzahl an „rain-on-snow“ Tage besitzt.

Der Volumenfehler ist in allen vier Perioden nur mässig gut (ca. + 0.3.2%). Ausser bei der Periode „cold and dry“, bei welcher der Volumenfehler sehr gute Resultate zeigt (+ 0.035).

4.5. Auswirkungen des Klimawandels auf „rain-on-snow“ Ereignisse

In diesem Kapitel wird das zukünftige Vorkommen von „rain-on-snow“ Ereignissen erforscht.

Die Lufttemperaturen der Gebiete Alpthal und Dischma werden für jeden Tag des Jahres, auf Basis des Emissionsszenarios A1B, angepasst. Diese Anpassung stellt die Änderungen in den Lufttemperaturen und Niederschlägen in Bezug auf die Referenzperiode 1980-2009 für die Szenario Periode 2021-2050 dar. Eine Simulation mit den angepassten Lufttemperaturen und Niederschlägen wird durchgeführt. Die Parameter werden auf Basis von „hot and wet“ klimatischen Bedingungen kalibriert. Die Anzahl „rain-on-snow“ Tage pro Jahr wird ermittelt. Diese Werte werden den gegenwärtigen Zahlen gegenübergestellt.

Die Abbildungen 34 und 35 stellen die Resultate dieser Analyse grafisch dar.

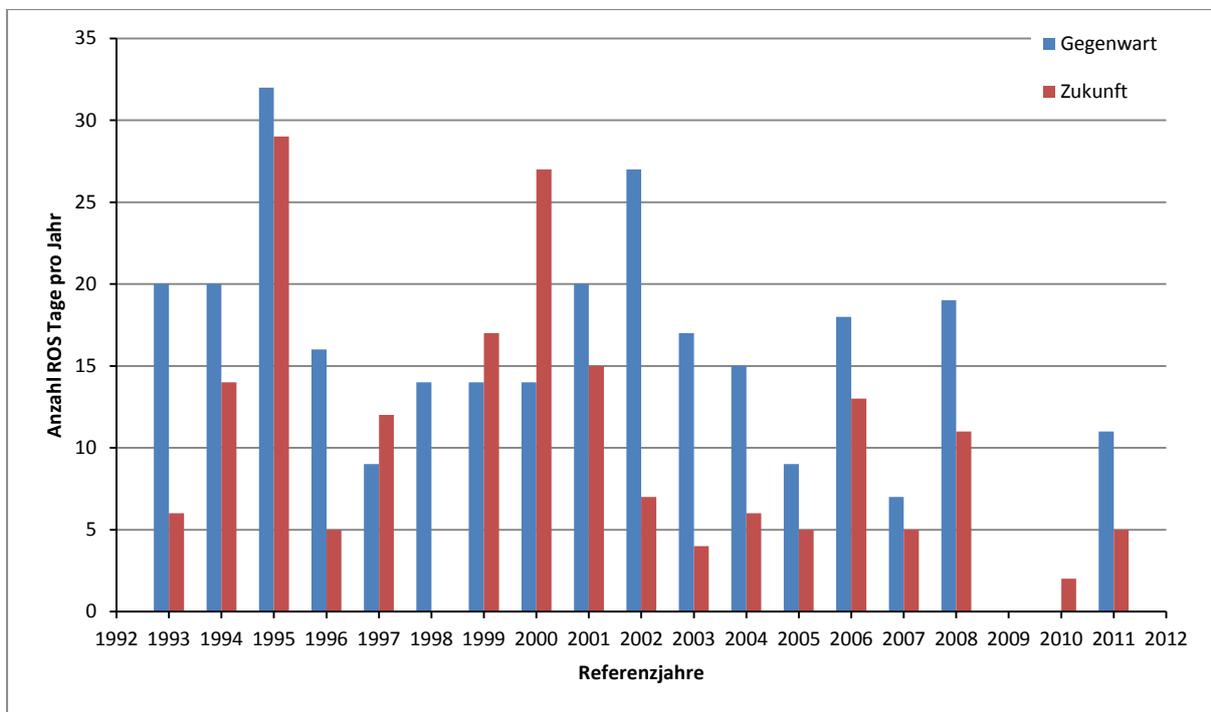


Abbildung 34: **Gegenüberstellung zwischen gegenwärtigen und zukünftigen ROS Ereignissen im Alpthal**
Blaue Balken stellen die gegenwärtige Anzahl ROS Tage pro Jahr. Rote Balken stellen die zukünftige Anzahl ROS Tage für das Szenario Periode 2021-2050.

Aus der Grafik ist kein deutlicher Trend ersichtlich. Es kann aber festgestellt werden, dass die Tendenz in eine abnehmende Richtung des Vorkommens von „rain-on-snow“ Tage im Alpthal läuft. Die zweite Hälfte der Simulation zeigt eine deutliche Abnahme von „rain-on-snow“ Tagen im Vergleich mit den gegenwärtigen Werten.

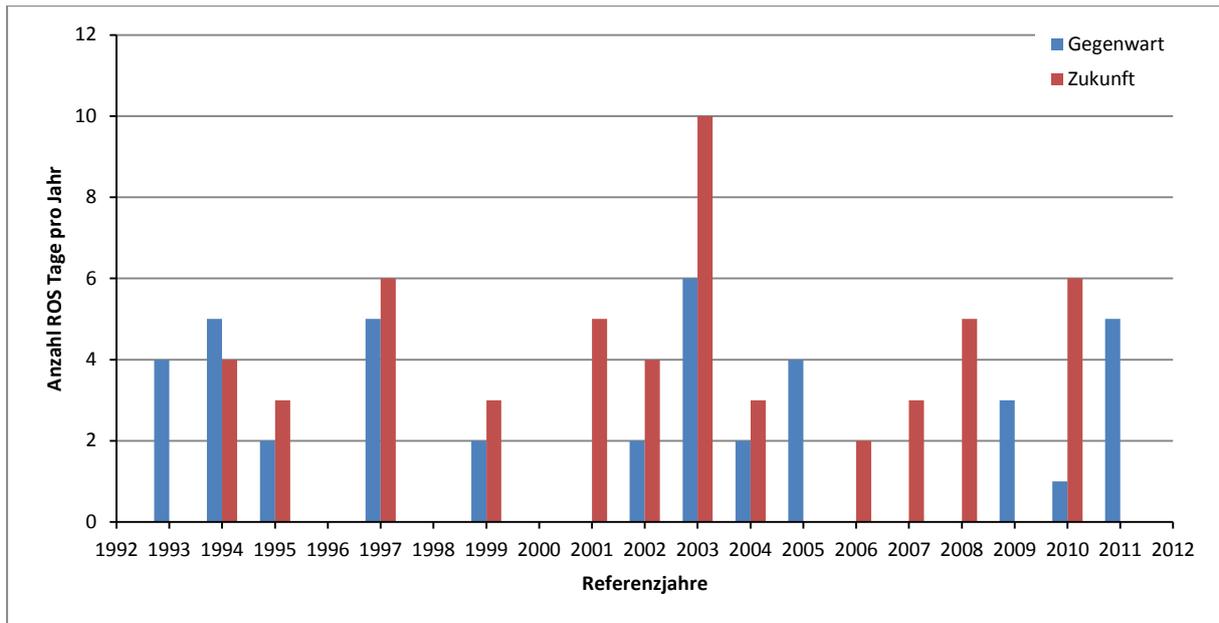


Abbildung 35: **Gegenüberstellung zwischen gegenwärtigen und zukünftigen ROS Ereignissen in Dschma**
 Blaue Balken stellen die gegenwärtige Anzahl ROS Tage pro Jahr. Rote Balken stellen die zukünftige Anzahl ROS Tage für das Szenario Periode 2021-2050.

Auch hier ist es kein deutlicher Trend erkennbar. Jahre ohne und Jahre mit „rain-on-snow“ Ereignisse kommen sowohl in der Gegenwart als auch in der Zukunft vor. In der Abbildung 35 ist jedoch erkennbar, dass die Anzahl „rain-on-snow“ Tage pro Jahr in Zukunft höher ist als in der Gegenwart. Die Frequenz dieser Ereignisse wird in Zukunft häufiger sein.

5. DISKUSSION

In diesem Kapitel werden die Resultate analysiert und diskutiert. Die Resultate der drei Gebiete Alpthal, Dischma und Sitter werden miteinander verglichen und die Ergebnisse interpretiert. Die Resultate werden ebenfalls mit den Resultaten anderen Studien aus der Literatur konfrontiert.

Zuerst wird die Modellgenauigkeit der drei Simulationen analysiert. Ein „scatter plot“ dient zur besseren Visualisierung der Resultate. In einem zweiten Schritt wird der Einfluss von „rain-on-snow“ Ereignissen auf die Modellgenauigkeit, mittels einer Korrelationsanalyse, interpretiert. Weiter werden die Resultate der Unterteilung in klimatische Perioden diskutiert und mit anderen Studien verglichen sowie auch die Auswirkungen des Klimawandels auf „rain-on-snow“ Ereignisse.

Diese Diskussionen und Vergleiche dienen als Basis für das Kapitel 6, in dem die Forschungsfragen antwortet werden und die Arbeitshypothesen entweder angenommen oder abgelehnt werden.

5.1. Modellgenauigkeit

Die Tabelle 7 zeigt die Genauigkeitswerte der Simulationen (NSE, Verr und LM) der drei Untersuchungsgebiete. Jedes Genauigkeitskriterium wird sowohl für die Kalibrationsperiode als auch für die Validationsperiode ermittelt.

	Alpthal	Dischma	Sitter
NSE (Kalibration)	0.772	0.447	0.553
NSE (Validation)	0.689	0.540	0.587
Verr (Kalibration)	-0.086	-0.504	0.250
Verr (Validation)	-0.188	-0.460	0.092
LM (Kalibration)	0.780	0.498	0.528
LM (Validation)	0.708	0.586	0.569

Tabelle 7: **Genauigkeit der Simulationen der drei Untersuchungsgebiete**

Die Werte sind jährliche Durchschnitte und beziehen sich nur auf die Winter Periode

Das Untersuchungsgebiet Alpthal weist die bessere Genauigkeit auf. Sowohl die Resultate von NSE (0.689) als auch die von LM (0.708) sind gut. Dagegen weist die Modellgenauigkeit (NSE und LM) der Gebiete Dischma und Sitter nur mässige Resultate auf. Ein Grund dafür ist auf die Berechnung der Modellgenauigkeit zurückzuführen. Laut Krause et al. (2005) hat die Tatsache, dass bei der Berechnung der „Nash-Sutcliffe Efficiency“ (NSE) die Unterschiede zwischen den beobachteten und den simulierten Werte als quadrierte Werte berechnet werden, zur Folge, dass höhere Werte stark überschätzt und niedrigere Werte vernachlässigt werden. Dies führt, bei einer Quantifizierung der Modellgenauigkeit, zu einer Verschlechterung der Resultate, vor allem, wenn der Abflussverlauf durch viele „peak flows“ und „low flows“ bestimmt wird (Krause et al., 2005).

Das ist beim Gebiet Dischma der Fall. Vor allem während der Analyseperiode, das heisst zwischen Oktober und Mai, ist der Abfluss in Dischma charakterisiert durch einen sehr niedrigen Wasserstrom in den Monaten von Dezember bis Mitte März und durch einen sehr hohen Abflussgipfel zwischen den Monaten April und Juni. Diese Niedrigwasserperiode kennzeichnet etwa 3/4 der gesamten Analyseperiode und nur etwa 1/4 wird vom Abflussgipfel charakterisiert. Diese lange Periode mit niedrigem Wasserstrom ohne Abflussspitzen kann also eine Rolle bei der Unterschätzung der Modellgenauigkeit spielen. Die hohen Abflussspitzen im Mai und Juni verursachen eine Verschlechterung des Volumenfehlers (Verr), da bei hohen Abflussspitzen, das simulierte Abflussvolumen oft unterbewertet wird (Tabelle 8). Das erklärt auch den grossen, unterbewerteten Volumenfehler (-0.460) des Dischma Gebiets. Laut Krause et al. (2005), können um das Problem der Empfindlichkeit auf Extremwerte zu lösen, bei der Berechnung der NSE, logarithmischen Werte genutzt werden, welche die Abflussspitzen flacher machen und niedrige Wasserströme auf das gleiche Niveau bringen. Eine weitere Massnahme ist der Einsatz von Modellparameter während der Kalibrierung, welche für geringe Strömungsverhältnisse verantwortlich sind (Krause et al., 2005).

	Alpthal	Dischma	Sitter
Eff. peak flows (Kalibration)	- 1.260	- 2.043	- 2.412
Eff. peak flows (Validation)	- 0.667	- 0.842	- 1.079

Tabelle 8: **Durchschnittliche Simulationsgenauigkeit während „peak flows“ Ereignissen**
Die Werte beziehen sich nur auf die Winterperiode

Tabelle 8 beweist die sehr schlechte Modellgenauigkeit während „peak flows“ Ereignisse. Die schlechte Modellgenauigkeit während „peak flows“ wird ebenfalls in die Studie von Seibert (2003) und Madsen (2000) beschrieben. Beide beweisen eine Unterbewertung der simulierten Abflüsse während grosse „peak flows“ Ereignissen. Die schlechte Vorhersage der hohen Abflussspitzen kann auch teilweise durch Fehler in den erhobenen Daten während extremer Ereignisse erklärt werden. Die Niederschlagsmenge kann für extreme Niederschlagsereignisse sehr unsicher sein wegen der grossen räumlichen Variationen (Seibert, 2003).

Das Untersuchungsgebiet Sitter ist durch ein sehr niedriges Abflussregime gekennzeichnet. Das bewirkt eine Unterschätzung der Modellgenauigkeit (NSE) aufgrund der oben genannten Argumente. Im Gegensatz zu dem Gebiet Dischma, ist das Abflussregime in Sitter nicht durch hohe Abflussspitzen charakterisiert. Deswegen ist auch der Volumenfehler im Gebiet Sitter sehr gut (Verr = 0.092).

Die Untersuchungsgebiete Dischma und Sitter weisen eine Verbesserung der Modellgenauigkeit auf, wenn man von der Kalibrationsperiode zu der Validationsperiode wechselt. Dagegen weist das Gebiet Alpthal eine Verschlechterung der Modellgenauigkeit auf. Das wurde auch von Coron et al. (2012) und Merz et al. (2011) aufgezeigt, wo die Fehler des simulierten Abflusses aufgrund den übertragenen Parametersatz von Kalibrations- zu Validationsperiode steigen. Änderungen in den

klimatischen Bedingungen von der Kalibrierungs- zu der Validationsperiode können zum Verlust der Modellgenauigkeit aufgrund von falscher Parameterübergabe führen. Wenn aber die Parameter unter ähnlichen klimatischen Bedingungen übertragen werden, ist der Leistungsverlust nicht so hoch (Coron et al., 2012).

Die unterstehender drei „scatter plot“ zeigen die Streuung zu der perfekten Modellgenauigkeit, welche durch die schwarze Linie dargestellt wird. Bei den auf die Linie fallenden Punkten handelt es sich um Werte des simulierten und beobachteten Abflusses, welche miteinander übereinstimmen.

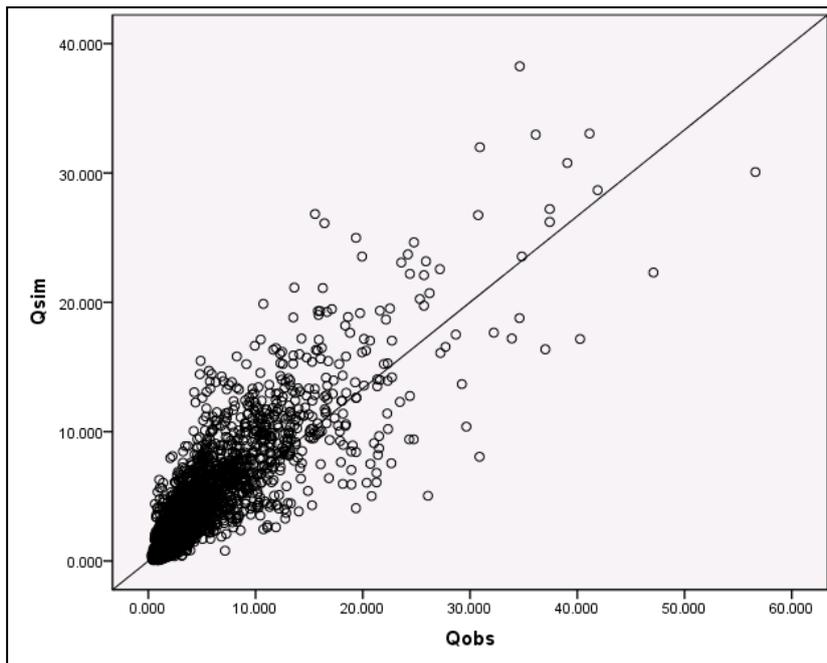


Abbildung 36: Streuung zu der perfekten Modellgenauigkeit in Alpthal

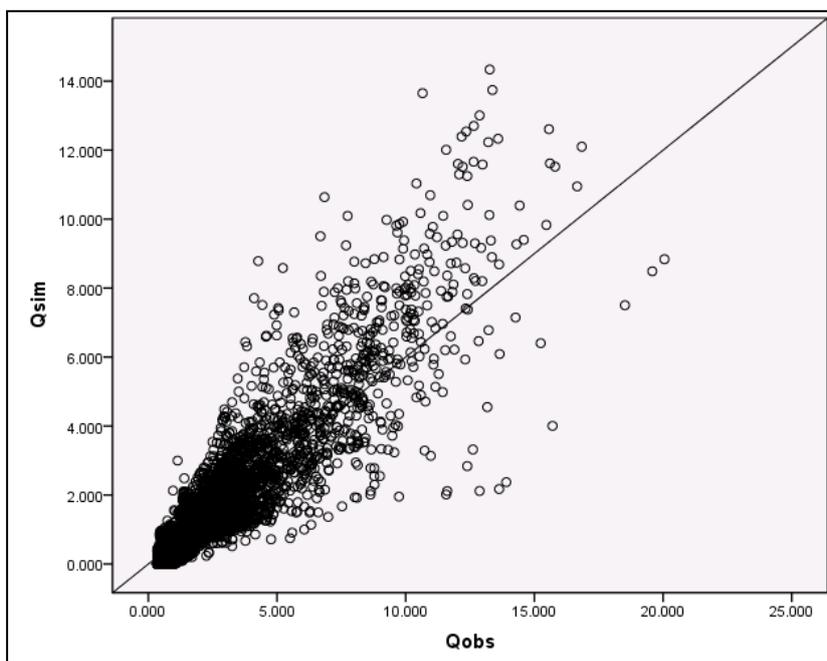


Abbildung 37: Streuung zu der perfekten Modellgenauigkeit in Dischma

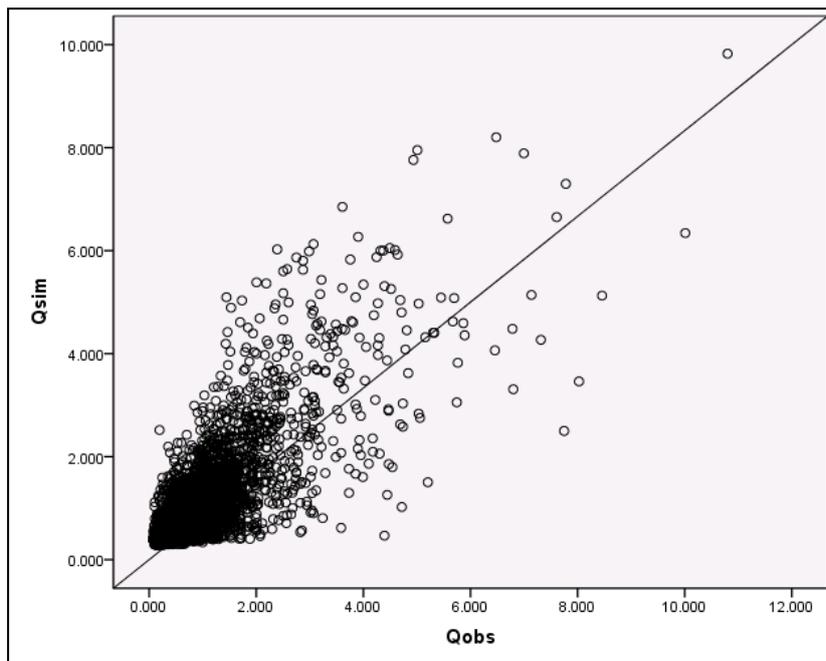


Abbildung 38: Streuung zu der perfekten Modellgenauigkeit in Sitter

Alle drei Abbildungen zeigen deutlich, dass je höher der Abfluss ist, desto grösser wird die Streuung zur perfekten Modellgenauigkeit. Das heisst, dass während „peak flow“ Ereignissen die Genauigkeit der Simulation tiefer ist.

5.2. Korrelation zwischen „rain-on-snow“ Ereignissen und der Modellgenauigkeit

Die Abbildungen 19, 24 und 29 zeigen, dass die Anzahl an „rain-on-snow“ Tage pro Jahr kein direkter Einfluss auf die Modellgenauigkeit hat. Dieser Ansatz wird auch durch den Korrelationstest bestätigt:

Es wird vermutet, dass es zwischen der Anzahl an „rain-on-snow“ Tage und der Modellgenauigkeit (NSE, Verr und LM) eine negative Korrelation gibt. Dies bedeutet, dass wenn die Anzahl an „rain-on-snow“ Tage zunimmt, die Modellgenauigkeit sinkt.

Mittels der Statistik- und Analysesoftware „SPSS“ (Statistical Package for the Social Sciences) wurde ein Korrelationstest zwischen der Variabel „Anzahl ROS Tage pro Jahr“ und der Variabel „NSE“ bzw. „Verr“ bzw. „LM“ durchgeführt.

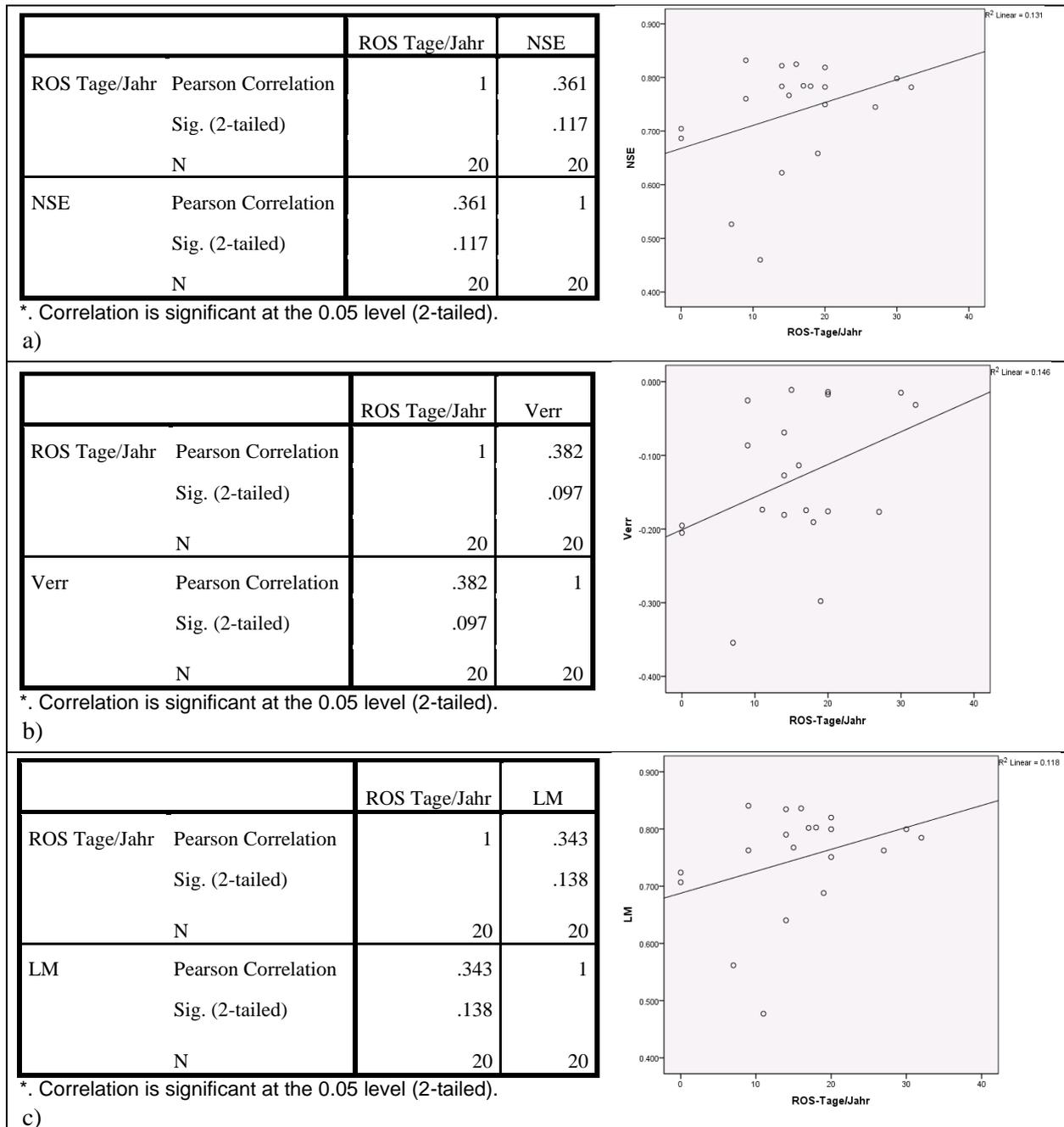


Abbildung 39: **Korrelationsanalyse zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und der Modellgenauigkeit im Alphas**

Abbildung 39a: Korrelation zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und NSE

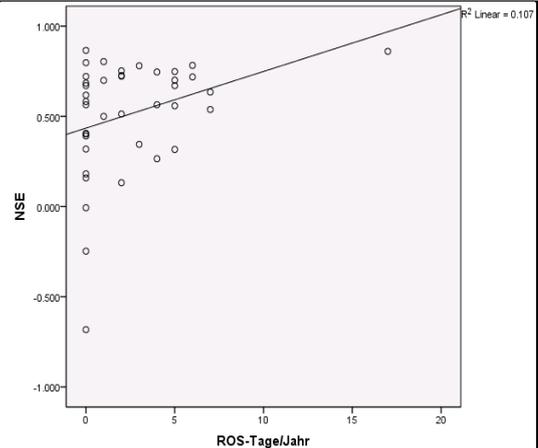
Abbildung 39b: Korrelation zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und Verr

Abbildung 39c: Korrelation zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und LM

Die Nullhypothese der Korrelationsanalyse lautet: Es besteht keine Korrelation in der Grundgesamtheit zwischen den zwei Variablen „Anzahl ROS Tage pro Jahr“ und „NSE“ bzw. „Verr“ bzw. „LM“.

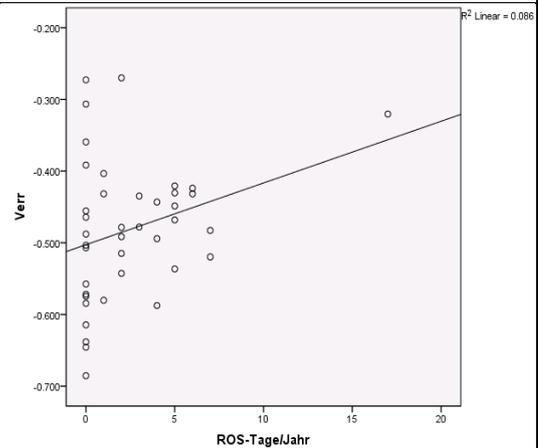
Da in allen drei Fällen die „Asymptotic significances“ (Sig.) grösser ist als das Signifikant Niveau (= 0.05), muss man die Nullhypothese annehmen. Das heisst, dass keine signifikante, statistische Korrelation zwischen der Anzahl „rain-on-snow“ Tage pro Jahr und der Modellgenauigkeit (NSE, Verr und LM) besteht.

		ROS Tage/Jahr	NSE
ROS Tage/Jahr	Pearson Correlation	1	.327*
	Sig. (2-tailed)		.039
	N	40	40
NSE	Pearson Correlation	.327*	1
	Sig. (2-tailed)	.039	
	N	40	40



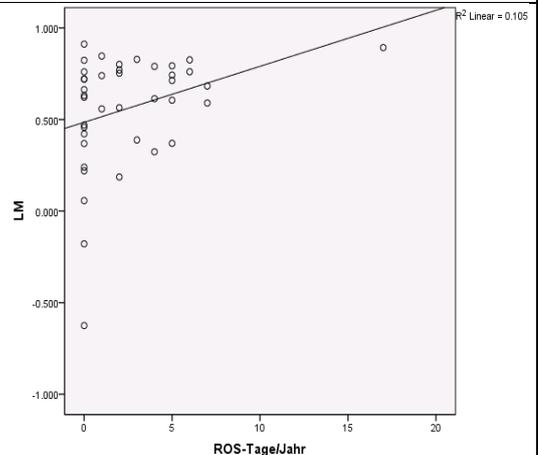
*. Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).
a)

		ROS Tage/Jahr	Verr
ROS Tage/Jahr	Pearson Correlation	1	.293
	Sig. (2-tailed)		.067
	N	40	40
Verr	Pearson Correlation	.293	1
	Sig. (2-tailed)	.067	
	N	40	40



*. Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).
b)

		ROS Tage/Jahr	LM
ROS Tage/Jahr	Pearson Correlation	1	.325*
	Sig. (2-tailed)		.041
	N	40	40
LM	Pearson Correlation	.325*	1
	Sig. (2-tailed)	.041	
	N	40	40



*. Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).
c)

Abbildung 40: **Korrelationsanalyse zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und der Modellgenauigkeit im Dischma**
Abbildung 40a: Korrelation zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und NSE
Abbildung 40b: Korrelation zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und Verr
Abbildung 40c: Korrelation zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und LM

Die Nullhypothese der Korrelationsanalyse lautet: Es besteht keine Korrelation in der Grundgesamtheit zwischen den zwei Variablen „Anzahl ROS Tage pro Jahr“ und „NSE“ bzw. „Verr“ bzw. „LM“.

Bei dem Fall b) die „Asymptotic significances“ (Sig.) ist grösser als das Signifikant Niveau (= 0.05), daher muss man die Nullhypothese annehmen. Das heisst, dass in diesem Fall keine signifikante, statistische Korrelation zwischen der Anzahl ROS Tage pro Jahr und dem

Volumenfehler (Ver) besteht. Bei den Fällen a) und c) ist die „Asymptotic significances“ (Sig.) kleiner als das Signifikant Niveau (= 0.05) und die Nullhypothese kann somit abgelehnt werden. Das heisst, dass in diesen Fällen eine Korrelation zwischen der Anzahl ROS Tage pro Jahr und NSE bzw. LM besteht. Der Korrelationskoeffizient (0.327 für NSE und 0.325 für LM) weist auf einen positiven, schwachen Zusammenhang der Variablen hin. Obwohl ein positiver Zusammenhang besteht, muss die Hypothese trotzdem abgelehnt werden, dass einen Korrelation zwischen die Anzahl ROS Tage pro Jahr und die Modellgenauigkeit besteht, da eine negative Korrelation erwartet wurde.

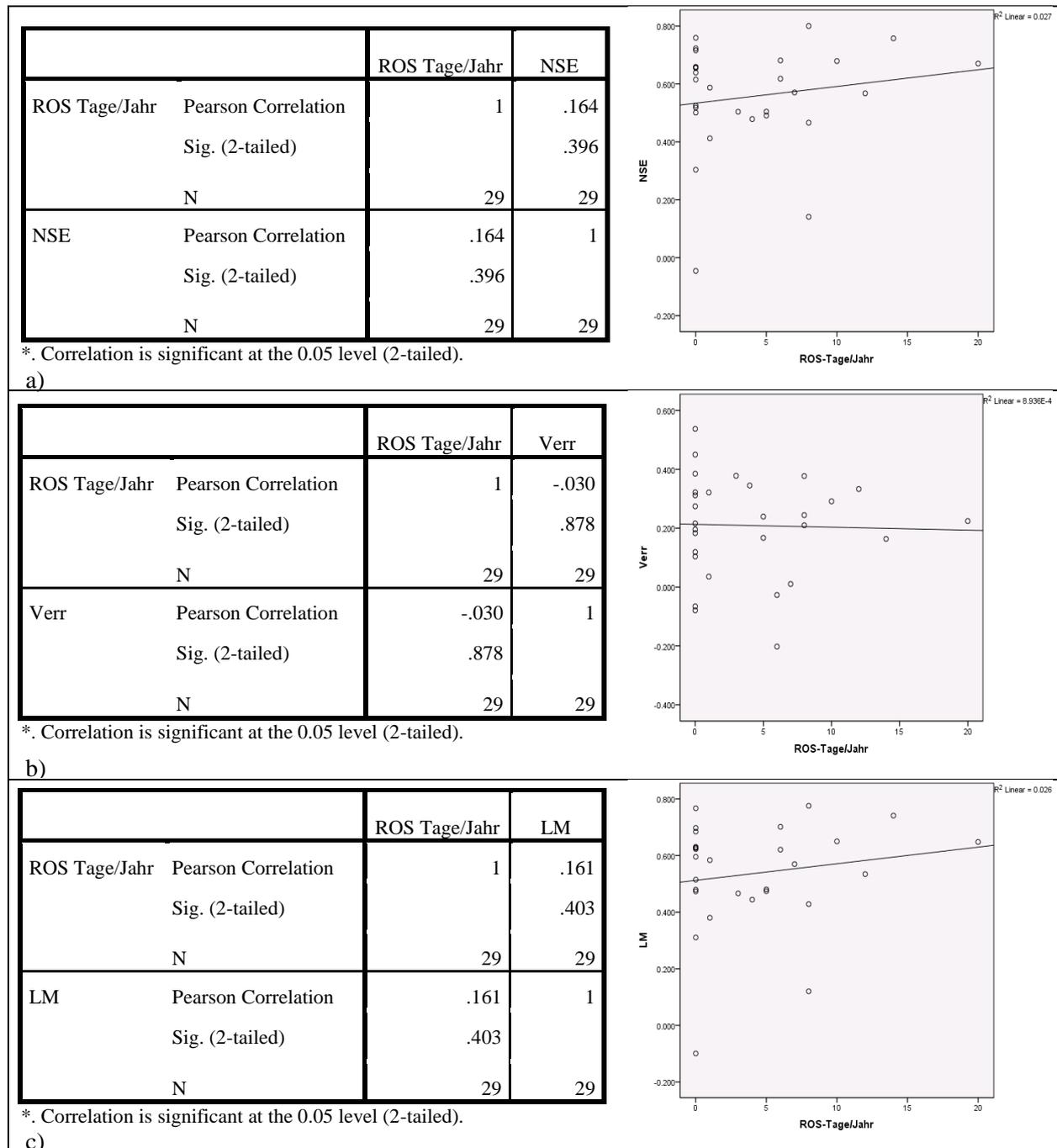


Abbildung 41: Korrelationsanalyse zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und der Modellgenauigkeit im Sitter

Abbildung 41a: Korrelation zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und NSE
 Abbildung 41b: Korrelation zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und Verr
 Abbildung 41c: Korrelation zwischen Anzahl ROS Tage pro Jahr und LM

Die Nullhypothese der Korrelationsanalyse lautet: Es besteht keine Korrelation in der Grundgesamtheit zwischen den zwei Variablen „Anzahl ROS Tage pro Jahr“ und „NSE“ bzw. „Verr“ bzw. „LM“.

Da in allen drei Fällen die „Asymptotic significances“ (Sig.) grösser ist als das Signifikant Niveau (= 0.05), muss man die Nullhypothese annehmen. Das heisst, dass es keine signifikante, statistische Korrelation zwischen den Anzahl ROS Tagen pro Jahr und der Modellgenauigkeit (NSE, Verr und LM) besteht.

Man kann also behaupten, dass für die drei Untersuchungsgebiete Alpthal, Dischma und Sitter kein Zusammenhang zwischen der Anzahl „rain-on-snow“ und der durchschnittliche Modellgenauigkeit besteht.

Für einen Vergleich, wurden leider keine ähnlichen Studien in der Literatur über dieses Thema.

5.3. Klimatische Periode

Wie erwartet, kommen in alle drei Untersuchungsgebieten während „hot and wet“ Perioden „rain-on-snow“ Tage häufiger vor, als in den anderen drei klimatischen Perioden. Das heisst, dass warme und nasse klimatische Bedingungen das Vorkommen von „rain-on-snow“ Ereignissen begünstigen. Wenn man die Modellgenauigkeit der drei Gebiete gegenüberstellt, kann man nicht sagen, dass es eine klimatische Periode gibt, in welcher die Modellgenauigkeit besser ist, da jedes Gebiet unterschiedlich reagiert.

Auch mit dieser Analyse kann man feststellen, dass die Anzahl an „rain-on-snow“ Ereignissen keine Auswirkungen auf die Modellgenauigkeit hat. Die Vermutung, dass in den Perioden mit mehr Vorkommen an „rain-on-snow“ Ereignissen, also in „hot and wet“ Periode, die Modellgenauigkeit schlechter ist, wird hier nicht belegt.

Es kann behauptet werden, dass bei einer Unterteilung des Datensatzes in klimatische Perioden, die Modellgenauigkeit besser wird. In allen drei Untersuchungsgebieten zeigen „NSE“ als auch „Verr“ und „LM“ die besseren Werte als die „normale“ Simulationsmethode ohne Aufteilung in klimatische Perioden.

	NSE Alpthal	NSE Dischma	NSE Sitter
„normale“ Simulationsmethode	0.689	0.540	0.587
Hot and Dry	0.649	0.479	0.606
Hot and Wet	0.779	0.629	0.541
Cold and Dry	0.720	0.741	0.432
Cold and Wet	0.725	0.821	0.570

Tabelle 9: Vergleich der Modellgenauigkeit zwischen einer "normalen" Simulationsmethode und einer Simulation mit ähnlichen klimatischen Bedingungen

Unter „normaler“ Simulationsmethode, meint man die Simulationsmethode ohne die Aufteilung in klimatische Perioden.

Coron et al. (2012) behauptet, dass eine Änderung in den klimatischen Bedingungen von der Kalibrierung zu der Validationsperiode, zum Verlust von der Modellgenauigkeit durch falsche Parameterübergabe führen kann. Das ist in den drei Untersuchungsgebieten der Fall. Die Verbesserung der Modellgenauigkeit ist in den Gebieten Alpthal und Dischma sehr deutlich. Etwas weniger deutlich ist die Modellgenauigkeit im Gebiet Sitter, im welchem nur in der „hot and dry“ Periode eine Verbesserung stattgefunden hat.

Vor allem in Dischma, hat die Simulation unter ähnlichen klimatischen Bedingungen eine grosse Verbesserung der Modellgenauigkeit gebracht. In alpinen Umgebungen können die klimatischen Unterschiede zwischen den Jahren, sehr gross sein. In alpinen Gebieten ist deshalb eine Simulation mit ähnlichen klimatischen Bedingungen ein Vorteil.

5.4. „Rain-on-snow“ Ereignisse und Klimawandel

Eine Änderung in der historischen Frequenz von „rain-on-snow“ Ereignissen kann in beiden Gebieten Alpthal und Dischma festgestellt werden. Auch Surfleet und Tullos, (2013) beobachten eine Änderung der Frequenz von „rain-on-snow“ Ereignissen in den westlichen Vereinigten Staaten.

Im Gebiet Alpthal ist eine zukünftige Abnahme des Vorkommens von „rain-on-snow“ Ereignissen ersichtlich, während im Gebiet Dischma hingegen eine zukünftige Zunahme der Häufigkeit festgestellt werden kann. Es besteht also eine Differenz im Vorkommen von „rain-on-snow“ Ereignissen zwischen mittleren Höhenlagen, wie das Gebiet Alpthal und alpinen Höhenlagen, wie das Gebiet Dischma.

Diese Resultate entsprechen den Behauptungen von McCabe et al. (2006). Sie beobachteten auch eine Abnahme in den unteren Höhenbereichen und eine Zunahme von „rain-on-snow“ Ereignissen in oberen Höhenbereichen.

Allerdings sind die Resultate dieser Analyse nicht sehr aussagekräftig. Die Daten sind vor allem für Studien über die Auswirkungen von Änderungen im durchschnittlichen jährlichen Verlauf von Temperatur und Niederschlag geeignet. Die Daten basieren jeweils auf einem 30 Jahre Durschnitt von welchem die Durchschnittstemperatur und Niederschlagsänderungen berechnet werden. Daher sind sie weder für Studien über zwischenjährliche Variabilität, noch für Studien über Veränderungen in der Frequenz von Niederschlagstagen, geeignet. Die Daten sind somit in der Regel nicht geeignet für Analysen der zukünftigen Extremereignissen (CH2011, 2011).

6. SCHLUSSFOLGERUNG

Dieses Kapitel dient als Schlussfolgerung der Arbeit. In folgende Abschnitt werden die Forschungsfragen beantwortet durch die Annahme oder Verwerfung der Hypothesen.

Forschungsfrage 1:

Was ist der physikalische Hintergrund für den Schneeschmelze-Abfluss, verursacht durch flüssigen Niederschlag auf die Schneedecke?

Van Heeswijk et al. (1996) schliessen aus ihrem Studium, dass die Bildung der Schneeschmelze unter „rain-on-snow“ Bedingungen empfindlicher auf die Windgeschwindigkeit in Verbindung mit Dampfdruck- und Lufttemperaturgradienten ist, als auf die Niederschlagsmenge.

Die Anfangsbedingungen der Schneedecke spielen auch eine sehr wichtige Rolle, vor allem die Höhe des Schneewasseräquivalents und die Wasserrückhaltkapazität. Das heisst, wie viel Wasser die Schneedecke noch aufnehmen kann, bis sie komplett durchfeuchtet ist.

Wasser in der Schneedecke wird auch durch Kondensation zugefügt. Der Kondensationsprozess gibt Energie in der Schneedecke frei, welche einen grossen Beitrag zur Nettoenergie für die Schneeschmelze leistet (Mazurkiewicz et al., 2008).

Während eines „rain-on-snow“ Ereignisses ist der Energie-Input der Sonne sehr gering, deswegen können hohe Schmelzraten nur mit hohen turbulenten Energieflüssen stattfinden. Diese werden wiederum von Windgeschwindigkeiten angetrieben (Mazurkiewicz et al., 2008 und Berris und Harr, 1987).

Schliesslich behaupten Singh et al. (1997), dass „rain-on-snow“ Ereignisse ein viel grösseres Potential bei der Erzeugung von Überschwemmungen haben, als die strahleninduzierte Schneeschmelze.

Hypothese 1: „Rain-on-snow“ Ereignisse erzeugen einen schnellen Anstieg des Abflusses während den Ereignissen.

Die Hypothese 1 wird angenommen. Die Abbildungen 20, 25 und 30 sowie auch Singh et al. (1997) und McCabe et al. (2007) unterstützen diese Hypothese.

Forschungsfrage 2:

Ist das HBV-Modell geeignet für die Modellierung der Schneeschmelze-Abflüsse, welche durch die „rain-on-snow“ Ereignisse verursacht werden?

Ist es möglich, die „degree-day“ Methode für die oben genannte Art von Simulationen zu verwenden?

Wenn man das einzelne „rain-on-snow“ Ereignis analysiert, wird der simulierte Abfluss immer unterschätzt. Wenn man jedoch die gesamte Simulation anschaut, spielt die Anzahl „rain-on-snow“ Tage keine bedeutende Rolle auf die Modellgenauigkeit. Es wurde kein Zusammenhang zwischen

der Anzahl „rain-on-snow“ Tage und der Modellgenauigkeit gefunden. Auch durch die Korrelationsanalyse konnte kein Zusammenhang festgestellt werden.

Die Grundlage der „degree-day“ Methode ist, dass eine hohe Korrelation zwischen der Schneeschmelze und der Lufttemperatur besteht (Day, 2009). Der Schmelzfaktor ist der wichtigste Parameter dieses Ansatzes. Dieser wird oft von anderen Faktoren beeinflusst wie: saisonalem Einfluss, Bewaldungsgrad des Gebiets, Topographie (vor allem Neigung und Exposition), Fläche der Schneebedeckung, Niederschläge, etc. (Dewalle und Rango, 2008 und Jeníček et al., 2012).

Die „degree-day“ Methode ermöglicht, trotz seiner Einfachheit, eine ziemlich genaue Berechnung der Schneeschmelze mit viel weniger Dateneingaben gegenüber der Energiebilanz Methode (Day, 2009).

Hypothese 2: In Jahre mit vielen „rain-on-snow“ Ereignissen ist die Genauigkeit der Simulation schlechter.

Die Hypothese 2 muss abgelehnt werden. Die Anzahl „rain-on-snow“ Tage pro Jahr hat keinen Einfluss auf die Modellgenauigkeit. Es besteht kein Zusammenhang zwischen diesen Variablen.

Hypothese 3: In warmen und nassen Perioden gibt es vermehrt „rain-on-snow“ Tage und daher ist auch die Modellgenauigkeit in diesen Periode schlechter.

Die Hypothese 3 muss zum Teil angenommen und zum Teil abgelehnt werden. Man kann daraus schliessen, dass es in warmen und nassen Perioden vermehrt „rain-on-snow“ Tage gibt. Dieses Phänomen wird in allen drei Untersuchungsgebieten bestätigt. Jedoch kann in diesen Perioden mit vermehrten „rain-on-snow“ Tagen keine Verschlechterung der Modellgenauigkeit bestätigt werden.

Forschungsfrage 3:

Wie häufig sind die „rain-on-snow“ Ereignisse in Zukunft zu erwarten?

McCabe et al. (2006) und Ye et al. (2008) berichten von Änderungen in der historischen Frequenz von „rain-on-snow“ Ereignissen. Diese Änderungen werden mit erhöhter Lufttemperatur aufgrund des Klimawandels verbunden. Mit wärmeren Lufttemperaturen sind weniger Schnee, senkende Schneewasseräquivalent und eine Verschiebung der Regen-Schnee Übergangszone in höheren Lagen, vorhergesagt (Surfleet und Tullos, 2013).

Es wird deswegen vermutet, dass in höheren Lagen die Frequenz von „rain-on-snow“ Ereignissen zunimmt. Wobei hingegen in den mittleren Höhenlagen eine Abnahme der Frequenz aufgrund des Anstiegs der Schneefallgrenze, zu erwartet ist. Die mittleren Höhenlagen sind also in Zukunft mit weniger Schnee, jedoch mehr Niederschlägen in Form von Regen konfrontiert.

Hypothese 4: Das Auftreten von „rain-on-snow“ Ereignissen nimmt in höheren Lagen zu.

Aufgrund der Resultate der Simulationen mit den angepassten Lufttemperaturen und Niederschlägen kann die Hypothese 4 angenommen werden. Diese Hypothese ist jedoch nicht sehr aussagekräftig, da sich die Daten nicht gut eignen für Analysen von zukünftigen Extremereignissen (CH2011, 2011).

7. LITERATURVERZEICHNIS

- ARCHER, D. R., BAILEY, J. O., BARRETT, E.C., GREENHILL, D. (1994): The potential of satellite remote sensing of snow over Great Britain in relation to cloud cover. *Nordic Hydrology* 25, 39-52.
- BADOUX, A.; HOFER, M.; JONAS, T. (2013): Hydrometeorologische Analyse des Hochwasserereignisses vom 10. Oktober 2011. Birmensdorf, Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL; Davos, WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF; Zürich, Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz; Bern, geo7, geowissenschaftliches Büro; Bern, Bundesamt für Umwelt BAFU, 92.
- BAVAY, M., LEHNING, M., JONAS, T., LÖWE, H. (2009): Simulation of future snow cover and discharge in Alpine headwater catchments. *Hydrological Processes*, 23, 95-108.
- BAYARD, D., STÄHLI, M., PARRIAUX, A., FLÜHLER, H. (2005): The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland. *Journal of Hydrology*, 309, 66-84.
- BERGSTRÖM, S. (1992): The HBV model – its structure and applications. *SMHI Hydrology*, RH No.4, Norrköping, 1-35.
- BERGSTRÖM, S., LINDSTRÖM, G., PETTERSSON, A. (2002): Multi-variable parameter estimation to increase confidence in hydrological modeling. *Hydrological Processes*, 16, 413-421.
- BERRIS, S. AND HARR, R.D. (1987): Comparative snow accumulation and melt during rainfall in forested and clear-cut plots in the western Cascades of Oregon. *Water Resources Research* 23, 135–142.
- BEVEN, K. J., 2000. Uniqueness of place and process representations in hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4 (2), 203-213.
- BRAUN, L. N. (2002): Das Wasser der Alpen: Hydrologische Empfindlichkeit der Alpenregion gegenüber einer Klimaveränderung. Tagung der Nationalparkakademie Hohe Tauern vom 11.-12. April 2002 in Neukirchen, 1-5.
- BRUNENGO, M. J. (1990): A method of modeling the frequency characteristics of daily snow amount for stochastic simulation of rain-on-snowmelt events. *Proceeding of the Western Snow Conference* 58, 110-121.
- BUNDESAMT FÜR STATISTIK (Swiss Federal Statistical Office) GEOSTAT (1998): *Swiss Land Use in the European Context, Integration of Swiss Land Use Statistics with CORINE Land Cover*, Neuchâtel, 1-43.

- BUNDESAMT FÜR UMWELT (BAFU) (2014): Hydrologische Grundlagen und Daten, Erhältlich bei World Wide Web: <http://www.hydrodaten.admin.ch/de/index.html?lang=de>, Zugriff am 18.03.2014.
- CARROLL, R. (2014): Daten-Service, erhältlich bei World Wide Web: <http://neoweather.com/Textforecast/2014/01/31/rain-showers-around-to-begin-weekend-snow-to-end-it-central-ohio-saturday-02-01-14>, Zugriff am 26.04.2014.
- CH2011 (2011): Swiss Climate Change Scenarios 2011. Published by C2SM, MeteoSwiss, ETH, NCCR Climate, and OcCC, Zurich, Switzerland, 88pp. ISBN: 978-3-033-03065-7.
- CONWAY, H. AND RAYMOND, C. F. (1993): Snow stability during rain. *Journal of Glaciology* 39, 365-642.
- CORON, L., ANDREASSIAN, V., PERRIN, C., LERAT, J., VAZE, J., BOURQUI, M., HENDRICKX, F. (2012): Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions: An experiment on 216 Australian catchments. *Water Resources Research*, 48.
- DAY, C. A. (2009): Modelling impacts of climate change on snowmelt runoff generation and streamflow across western US mountain basins: a review of techniques and applications for water resource management. *Progress in Physical Geography*, 33 (5), 614-633.
- DEWALLE, D. R. AND RANGO, A. (2008): Principles of snow hydrology. Cambridge University Press, 1-410.
- EIDG. INSTITUT FÜR SCHNEE- UND LAWINENFORSCHUNG (SLF) (2011): Daten-Service, Erhältlich bei World Wide Web: http://www.slf.ch/schneeinfo/wochenbericht/Schwerpunktthema/Regen_auf_Schnee/index_DE, Zugriff am 14.02.2014.
- ESSERY, R. (2003): Aggregated and distributed modeling of snow cover for high-latitude basin. *Global and Planetary Change*, 38, 115-120.
- GUPTA, H. V., KLING, H., YILMAZ, K. K., MARTINEZ, G. F. (2009): Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modeling. *Journal of Hydrology*, 377, 80-91.
- FIERZ, C., RIBER, P., ADAMS, E. E., CURRAN, A. R., FÖHN, P. M. B., LEHNING, M., PLÜSS, C. (2003): Evaluation of snow-surface energy balance models in alpine terrain. *Journal of Hydrology*, 282, 76-94.
- FLOYD, W. AND WEILER, M. (2008): Measuring snow accumulation and ablation dynamics during rain-on-snow events: innovative measurement techniques. *Hydrological Processes*, 22, 4805-4812.

- HOCK, R. (2003): Temperature index melt modeling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282, 104-115.
- HOLZMANN, H., KOBOLTSCHNIG, G., SCHÖNER, W., RAUCH, L. (2009): Schnee- und Gletscherschmelze als Baustein der hydrologischen Abflussmodellierung. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*, 1 (2), 9-15.
- HARR, R. D. (1981): Some characteristics and consequences of snowmelt during rainfall in western Oregon. *Journal of Hydrology* 53, 277-304.
- HARR, R. D. AND BERRIS, S. N. (1983): Snow accumulation and subsequent melt during rainfall in forested and clearcut plots in Western Oregon. In: *Proceedings of the Western Snow Conference*, 3844.
- IPCC 2007: Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger, *Klimaänderung 2007: Wissenschaftliche Grundlagen. Beitrag der Arbeitsgruppe I zum Vierten Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderung (IPCC)*, SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K.B. AVERYT, M.TIGNOR UND H.L. MILLER, Eds., *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom und New York, NY, USA, Deutsche Übersetzung durch ProClim-, österreichisches Umweltbundesamt, deutsche IPCC-Koordinationsstelle, Bern/Wien/Berlin*: 18.
- JENÍČEK, M. (2009): Runoff Changes in areas differing in land-use in the blanice river basin – application of the deterministic model. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 57 (3), 154-161.
- JENÍČEK, M., BEITLEROVÁ, H., HASA, M., KUČEROVÁ, D., PEVNÁ, H., PODZIMEK, S. (2012): Modelling snow accumulation and snowmelt runoff – present approaches and results. *AUC Geographica*, 2, 15-24.
- JONAS, T. (2012): Monitoring von Schneewasserressourcen in der der Schweiz. *Forum für Wissen*, 7-12.
- JOST, G., WEILER, M., GLUNS, D. R., ALILA, Y. (2007): The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. *Journal of Hydrology*, 347, 101-115.
- JOST, G., DAN MOORE, R., WEILER, M., GLUNS, D. R., ALILA, Y. (2009): Use of distributed snow measurement to test and improve a snowmelt model for predicting the effect of forest clear-cutting. *Journal of Hydrology*, 376, 94-106.
- KATTEKMANN, R. C. (1987): Water Release from a forest snowpack during rainfall. *IAHS Publication*, No. 167, 265-272.

- LEHNING, M., VÖLKSCH, I., GUSTAFFSSON, D., NGUYEN, T. A., STÄHLI, M., ZAPPA, M. (2006): ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. *Hydrological Processes*, 20, 2111-2128.
- LINDSTROM, G. (1997): A simple automatic calibration routine for the HBV model. *Nordic Hydrology*, 28, 153-168.
- LÓPEZ-MORENO, J. I. AND STÄHLI, M. (2008): Statistical analysis of the snow cover variability in a subalpine watershed: Assessing the role of topography and forest interactions. *Journal of Hydrology*, 348, 379-394.
- LORENZI, D., RINDERKNECHT, J., SEIBERT, J. SCHNEIDER, P. (2011): Skript zur Vorlesung Hydrologie (Geo 231 / Geo 761). Geographisches Institut, Universität Zürich, 1-140.
- MADSEN, H. (2000): Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology*, 235, 276-288.
- MAGNUSSON, J., FARINOTTI, D., JONAS, T., BAVAY, M. (2011): Quantitative evaluation of different hydrological modelling approaches in a partly glacierized Swiss watershed. *Hydrological Processes*, 25, 2071-2084.
- MARKS, D., KIMBALL, J., TINGEY, D., LINK, T. (1998): The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 1996 Pacific Northwest flood. *Hydrological Process* 12, 1569-1587.
- MARKS, D., LINK, T., WINSTRAL, A., GAREN, D. (2001): Simulating snowmelt process during rain-on-snow over a semi-arid mountain basin. *Annals of Glaciology*, 32, 195-202.
- MAZURKIEWICZ, A. B., CALLERY, D. G., McDONNELL, J. J. (2008): Assessing the controls of the snow energy balance and water available for runoff in a rain-on-snow environment. *Journal of Hydrology*, 354, 1-14.
- McCABE, G. J., CLARK, M. P., HAY, L. E. (2006): Rain-on-snow events in the western united states. *American Meteorological Society*, 319-328.
- MERZ, R., PARAJKA, J., BLÖSCHL, G. (2011): Time stability of catchment model parameters: Implications for climate impact analyses. *Water Resources Research* 47.
- MORIASI D. N., ARNOLD J. G., VAN LIEW M. W., BINGNER R. L., HARMEL R. D., VEITH T. L. (2007): Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 50(3), 885-900.
- MOTE, P., PARSON, E., HAMLET, A., IDEKER, K., KEETON, W., LETTENMAIER, D., MANTUA, N., MILES, E., PETERSON, D., PETERSON, D., SLAUGHTER, R., SNOVER, A,

- (2003): Preparing for climate change: the water, salmon, and forests of the Pacific Northwest. *Clim. Change* 61, 45–88.
- NASH, J. E. AND SUTCLIFFE, J. V. (1970): River flow forecasting through conceptual models, Part I - A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10, 282–290.
- NIKOLOVA, S. (2013): On the robustness of HBV hydrological model calibration under contrasted climate conditions. Group of Hydrology and Climate, Department of Geography, University of Zurich, 54.
- OHMURA, A. (2000): Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *Journal of Applied Meteorology*, 40 (4), 753-761.
- PEKÁROVÁ, P., HALMOVÁ, D., MITKOVÁ, V. (2005): Simulation of the catastrophic floods caused by extreme rainfall events – Uh river basin case study. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 53 (4), 219-230.
- SANDERSEN, F., BAKKEHØI, S., HESTNES, E. AND LIED, K. (1997): The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability. Norwegian Geotechnical Institute, Oslo. Report No. 585910-10.
- SCHAEFLI, B., GUPTA, H.V., 2007. Do Nash values have value? *Hydrological Processes* 21, 2075–2080.
- SEIBERT, J. (1997): Estimation of parameter uncertainty in the HBV model. *Nordic Hydrology*, 28 (4/5), 247-262.
- SEIBERT, J. (1999): Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98-99, 279-293.
- SEIBERT, J. (2005): HBV light, version 2, User's Manual. Stockholm University, Department of Physical Geography and Quaternary Geology, 1-16.
- SEIBERT, J. (2005): HBV model, a collection of thoughts. HBV short course, OSU November 2005, 1-96.
- SEIBERT, J. (2011): Introduction to hydrological modeling and the HBV model. Powerpoint Presentation, 1-20.
- SEIBERT, J. AND VIS, M. J. P. (2012): Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 3315-3325.
- SINGH, P., SPITZBART, G., HÜBL, H., WEINMEISTER, H. W. (1997): Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: a field study. *Journal of Hydrology*, 202, 1-20.

- STÄHLI, M., BADOUX, A., LUDWIG, A., STEINER, K., ZAPPA, M., HEGG, C. (2011): One century of hydrological monitoring in two small catchments with different forest coverage. *Environ Monit Assess*, 174, 91-106.
- SUI, J. AND KOEHLER, G. (2001): Rain-on-snow induced flood events in Southern Germany. *Journal of Hydrology*, 252, 205-220.
- SURFLEET, C., S. UND TULLOS, D. (2013): Variability in effect of climate change on rain-on-snow peak flow events in a temperate climate. *Journal of Hydrology*, 479, 24-34.
- VAN HEESWIJK, M., KIMBALL, J., MARKS, D. (1996): Simulation of water available for runoff in clearcut forest openings during rain-on-snow events in the western Cascade Range of Oregon and Washington. Water Resources Investigations Report 95-4219, Geological Survey, Tacoma, Washington, 67.
- VAŇOVA, V. AND LANGHAMMER, J. (2011): Modeling the impact of land cover changes in flood mitigation in the upper Lužnice basin. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 59 (4), 262-274.
- WAGENER, T., MCINTYRE, N., LEES, M. J., WHEATER, H. S., & GUPTA, H. V., 2003: Towards reduced uncertainty in conceptual rainfall-runoff modeling: Dynamic identifiability analysis. *Hydrological Processes*, 17(2), 455-476.
- WALTER, M. T., BROOKS, E. S., MCCOOL, D. K., KING, L. G., MOLNAU, M., BOLL, J. (2005): Process-based snowmelt modeling: does it require more input data than temperature-index modeling? *Journal of Hydrology*, 300 (1-4), 65-75.
- WEIGERT, A. AND SCHMIDT, J. (2005): Water transport under winter conditions. *Catena*, 64, 193-208.
- WONDZELL, S., M. AND KING, J., G. (2003): Post fire erosional processes in the Pacific Northwest and Rocky Mountain regions. *Forest Ecology and Management* 178, 75-87.
- YE, H., YANG, D., ROBINSON, D. (2008): Winter rain on snow and its association with air temperature in northern Eurasia. *Hydrological Processes*, 22, 2728-2736.
- ZAPPA, M., POS, F., STRASSER, U., WARMERDAM, P., GURTZ, J. (2003): Seasonal water balance of an Alpine catchment as evaluate by different methods for spatially distributed snowmelt modelling. *Nordic Hydrology*, 34, 179-202.
- ZAPPA, M., BERNHARD, L., FUNDEL, F., JÖRG-HESS, S. (2012): Vorhersage und Szenarien von Schnee- und Wasserressourcen im Alpenraum. *Forum für Wissen*, 19-27.

Persönliche Erklärung

Zürich, den 30. April 2014

Ich erkläre hiermit, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und die den verwendeten Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Marco Larghi