



Im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt (BAFU)

Klimasensitivität Naturgefahren

Teil 1: Methodenbericht

Impressum

Auftraggeber:	Bundesamt für Umwelt (BAFU), Abt. Gefahrenprävention, 3000 Bern Das BAFU ist ein Amt des Eidg. Departements für Umwelt, Verkehr, Energie und Kommunikation (UVEK).
Auftragnehmer:	geo7 AG, geowissenschaftliches Büro Neufeldstrasse 5 - 9, 3012 Bern
Autoren:	Peter Mani, dipl. Geograf Ursin Caduff, M.Sc. Geograf
Begleitung BAFU:	Stéphane Losey
Hinweis:	Dieser Bericht wurde im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt (BAFU) verfasst. Für den Inhalt ist allein der Auftragnehmer verantwortlich.

Änderungskontrolle

Version	Datum	Name / Stelle	Bemerkungen
0.1	14.01.2014	Peter Mani	Erstellt
0.9	11.04.2014	Peter Mani	Entwurf zuhanden BAFU
1.0	16.02.2015	Peter Mani	Definitiv
1.1	16.04.2015	Peter Mani	Ergänzung mit Kapitel Projektentwicklung

Anmerkungen zum Dokument

Erstellt mit	Microsoft Office Word, Version 2010
Dateiname	\\geo7\all\projekte\2013\3140_siprocc4\bericht\be01ma_e, methodenbericht phase 4.docx
Dateigrösse	8807 KBytes

Inhaltsverzeichnis

1	Ausgangslage	1
2	Zielsetzung.....	1
3	Projektentwicklung	2
4	Vorgehenskonzept	3
5	Klimaszenarien	5
5.1	Grundlagen	5
5.2	Temperatur.....	6
5.3	Niederschlag	8
5.4	Massgebende Szenarien	11
5.5	Auswirkungen auf die Schneedecke	12
5.6	Auswirkungen auf das Wasserangebot.....	22
5.7	Auswirkungen auf den Permafrost	24
5.8	Auswirkungen auf die Gletscher	25
5.9	Nicht berücksichtigte Prozesse	26
6	Bewertungsmethodik	27
6.1	Methodenauswahl	27
6.2	Das Dispositions-konzept.....	27
6.3	Bewertungsansatz.....	29
6.4	Räumliche Aggregation.....	32
7	Beurteilungsverfahren Sturzprozesse.....	33
7.1	Prozesse	33
7.2	Klimasensitivität	34
7.3	Indikatoren	35
7.4	Bewertungsmodell.....	36
7.5	Räumliche Aggregation.....	49
8	Beurteilungsverfahren Lawinen	51
8.1	Prozesse	51
8.2	Klimasensitivität	51
8.3	Indikatoren	52
8.4	Bewertungsmodell.....	53
8.5	Räumliche Aggregation.....	56

9	Beurteilungsverfahren Hangmuren	57
9.1	Hangmuren aus steileren Hängen	57
9.1.1	Prozesse	57
9.1.2	Klimasensitivität	58
9.1.3	Indikatoren	58
9.1.4	Bewertungsmodell	59
9.2	Hangmuren aus wenig konsolidierten Schutthalden	64
9.2.1	Prozesse	64
9.2.2	Klimasensitivität	65
9.2.3	Indikatoren	65
9.2.4	Bewertungsmodell	65
9.2.5	Räumliche Aggregation	70
10	Beurteilungsverfahren Gerinneprozesse	71
10.1	Wildbäche	71
10.1.1	Prozesse	71
10.1.2	Klimasensitivität	72
10.1.3	Indikatoren	72
10.1.4	Bewertungsmodell	74
10.2	Wildflüsse	84
10.2.1	Prozesse	84
10.2.2	Klimasensitivität	85
10.2.3	Indikatoren	86
10.2.4	Bewertungsmodell	87
10.2.5	Räumliche Aggregation	96
10.3	Flüsse	99
10.3.1	Prozesse	99
10.3.2	Klimasensitivität	99
10.3.3	Indikatoren	99
10.3.4	Bewertungsmodell	99
10.3.5	Räumliche Aggregation	100
11	Schlussbemerkungen	100
12	Literaturverzeichnis	102

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1	Projektorganisation	2
Abbildung 2	Unterteilung in die beiden Projektteile Alpen, Voralpen und Südschweiz (weiss) sowie Mittelland/Jura (grün)	4
Abbildung 3	Gebietsgliederung auf Basis der Einzugsgebietsgliederung-CH. Detaillierte Stufe (links) und Aggregation 40 (rechts oben) bzw. 150 (rechts unten). Quelle: BAFU.....	5
Abbildung 4	Mittleres Temperaturszenario (Datenquelle: CH2011, 2011)	7
Abbildung 5	Extremes Temperatur-Szenario (Datenquelle: CH2011, 2011).....	8
Abbildung 6	Mittleres Niederschlagsszenario (Datenquelle: CH2011, 2011).....	9
Abbildung 7	Extremes Niederschlagsszenario (Datenquelle: CH2011, 2011).....	10
Abbildung 8	Räumliche Übersicht über Stationen für die Schneeszenarien	13
Abbildung 9	Simulierte Neuschneemenge und Anzahl Tage mit Schneefall für die Höhenstufen 1500, 2000, 2500 und 3000 m ü.M.....	14
Abbildung 10	Mittelwert des simulierten maximalen Schneewasseräquivalents und des mittleren Ausaperungstermins für die Höhenstufen 1500, 2000, 2500 und 3000 m ü.M.....	16
Abbildung 11	Prozentuale Veränderung der Schneeparameter für die Höhenstufen 1500, 2000, 2500 und 3000 m ü.M. für die beiden Szenarien.....	17
Abbildung 12	Saisonaler Wasseranfall aus der Schneedecke für die Höhenstufen 1500 und 2000 m ü.M. für die Referenzperiode, das mittlere Szenario und das Extremszenario	19
Abbildung 13	Saisonaler Wasseranfall aus der Schneedecke für die Höhenstufen 2500 und 3000 m ü.M. für die Referenzperiode, das mittlere Szenario und das Extremszenario	20
Abbildung 14	Saisonale 95 % Perzentile des täglichen Wasseranfalls aus der Schneedecke für die Höhenstufen 1500 und 2000 m ü.M. für die Referenzperiode, das mittlere Szenario und das Extremszenario.....	21
Abbildung 15	Saisonale 95 % Perzentile des täglichen Wasseranfalls aus der Schneedecke für die Höhenstufen 2500 und 3000 m ü.M. für die Referenzperiode, das mittlere Szenario und das Extremszenario.....	22
Abbildung 16	Zeitliche Verteilung der hydrothermalen Prozesse in einem Permafrostkörper im Lockermaterial.....	25
Abbildung 17	Verlauf der Gletscherfläche und Volumen in den Schweizer Alpen (Paul et al., 2011)	26
Abbildung 18	Das Dispositionsmodell	28
Abbildung 19	Beispiele der Beeinflussung der Systembelastung (links) und der Disposition (rechts) durch den Klimawandel.....	28
Abbildung 20	„Scharfe“ (links) und Fuzzy-Klassifikation (rechts) des Permafrost-Indexes	29
Abbildung 21	Bewertungssystem Sensitivität Frostwechsel, umgesetzt in Fuzzy Logic	31
Abbildung 22	Konzept der Aggregation auf Stufe Einzugsgebiet.....	33
Abbildung 23	Anzahl Frostwechseltage und Temperatur in Abhängigkeit der Stationshöhe (Quelle: MeteoSchweiz).....	37
Abbildung 24	Anzahl Frostwechseltage in Abhängigkeit der Höhe für die Referenzperiode, das mittlere und das extreme Szenario.....	37

Abbildung 25	Überblick Bewertungsverfahren Steinschlag	44
Abbildung 26	Überblick Bewertungsverfahren Felssturz	49
Abbildung 27	Überblick Bewertungsverfahren Lawinen	56
Abbildung 28	Kriterien für die Ausscheidung der Anrissgebiete von Hangmuren (BAFU 2008)	58
Abbildung 29	Flächenauswertung	59
Abbildung 30	Bewertungsmatrix für die Kombination von variabler Disposition und Trigger	60
Abbildung 31	Überblick Bewertungsverfahren Hangmuren aus steileren Hängen	63
Abbildung 32	Überblick Bewertungsverfahren Hangmuren aus wenig konsolidierten Schutthängen	70
Abbildung 33	Gletscherrückzugszenarien für das mittlere Szenario und das Extremszenario, abgeleitet aus Linsbauer et al. (2013)	73
Abbildung 34	Gletscherrückzugsgebiete für das mittlere Szenario und das Extremszenario (Quelle: Linsbauer et al. 2013)	74
Abbildung 35	Überblick Bewertungsverfahren Wildbach	84
Abbildung 36	Ermittlung der Prallhangsituationen	93
Abbildung 37	Ausscheidung der Prallhangsituationen im Toggenburg (oben) und Emmental (unten)	94
Abbildung 38	Potenzial Seitenerosion aggregiert auf Einzugsgebietsgliederung- CH, Aggregation 40	95
Abbildung 39	Überblick Bewertungsverfahren Wildflüsse	98

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1	Expertengruppe für die Projektevaluation.....	3
Tabelle 2	Massgebende Temperaturszenarien für das mittlere und das extreme Szenario.....	11
Tabelle 3	Massgebende saisonale Niederschlagsszenarien für das mittlere und das extreme Szenario.....	11
Tabelle 4	Massgebende Starkniederschlagsszenarien für das mittlere und das extreme Szenario für die Wiederkehrperioden 5 und 50 Jahre (Veränderung Tagesniederschlag in %).....	12
Tabelle 5	Stationen für die Schneeszenarien.....	13
Tabelle 6	Kombination der saisonalen Veränderungen im Niederschlag und bei der Schneeschmelze für das mittlere Szenario.....	23
Tabelle 7	Kombination der saisonalen Veränderungen im Niederschlag und bei der Schneeschmelze für das Extremszenario.....	24
Tabelle 8	Bewertungsmodell Frostwechseltage für das mittlere Szenario.....	37
Tabelle 9	Bewertungsmodell Frostwechseltage für das Extremszenario.....	38
Tabelle 10	Bewertungsmodell Materialverfügbarkeit aufgrund der Frostwechseltage.....	38
Tabelle 11	Bewertungsmodell Permafrost-Degradation für das mittlere Szenario.....	39
Tabelle 12	Bewertungsmodell Permafrost-Degradation für das Extremszenario.....	40
Tabelle 13	Bewertungsmodell Materialverfügbarkeit aufgrund der Permafrost-Degradation.....	40
Tabelle 14	Bewertungsmodell Kombination Materialverfügbarkeit aufgrund der Frostwechselverwitterung und der Permafrost-Degradation.....	40
Tabelle 15	Bewertungsmodell Wasserzufluss Steinschlag für das mittlere Szenario.....	41
Tabelle 16	Bewertungsmodell Wasserzufluss Steinschlag für das Extremszenario.....	43
Tabelle 17	Bewertungsmodell Sensitivität Steinschlag.....	43
Tabelle 18	Bewertungsmodell Wasserzufluss Felssturz für das mittlere Szenario.....	45
Tabelle 19	Bewertungsmodell Wasserzufluss Felssturz für das Extremszenario.....	45
Tabelle 20	Bewertungsmodell Sensitivität Felssturz.....	47
Tabelle 21	Bewertungsmodell Sensitivität Felssturz in Gletscherrückzugsgebiet.....	48
Tabelle 22	Bewertungsmodell Sensitivität von Beurteilungsgebieten.....	49
Tabelle 23	Schlussbewertungsmodell Steinschlag für Beurteilungsgebiete.....	50
Tabelle 24	Minimale Anrissgebietshöhe für Lawinen.....	51
Tabelle 25	Bewertungsmodell Häufigkeit von Starkschneefällen für das mittlere Szenario.....	54
Tabelle 26	Bewertungsmodell Häufigkeit von Starkschneefällen für das Extremszenario.....	54
Tabelle 27	Bewertungsmodell Sensitivität Trockenschneelawinen für das mittlere Szenario und das Extremszenario.....	55

Tabelle 28	Bewertungsmodell Sensitivität Nassschneelawinen für das mittlere Szenario.....	55
Tabelle 29	Bewertungsmodell Sensitivität Nassschneelawinen für das Extremszenario.....	56
Tabelle 30	Schlussbewertungsmodell Winter- und Nassschneelawinen für Beurteilungsgebiete.....	56
Tabelle 31	Bewertungsmodell Sensitivität Hangmuren aus steileren Hängen für das mittlere Szenario.....	61
Tabelle 32	Bewertungsmodell Sensitivität Hangmuren aus steileren Hängen für das Extremszenario.....	62
Tabelle 33	Schlussbewertungsmodell Hangmuren aus steileren Hängen für Beurteilungsgebiete.....	64
Tabelle 34	Bewertungsmodell Permafrostdegradation im Lockermaterial für das mittlere Szenario.....	67
Tabelle 35	Bewertungsmodell Permafrostdegradation im Lockermaterial für das Extremszenario.....	67
Tabelle 36	Bewertungsmodell Wasserzufluss Hangmuren für das mittlere Szenario.....	67
Tabelle 37	Bewertungsmodell Wasserzufluss Hangmuren für das Extremszenario.....	68
Tabelle 38	Bewertungsmodell Sensitivität Hangmuren aus wenig konsolidierten Schutthängen für das mittlere und das Extremszenario.....	69
Tabelle 39	Schlussbewertungsmodell Hangmuren aus wenig konsolidierten Schutthängen für Beurteilungsgebiete.....	70
Tabelle 40	Kategorisierung der Einzugsgebiete im Alpen- und Voralpengebiet sowie Jura.....	71
Tabelle 41	Kombination Häufigkeit und Magnitude für die Bewertung der Geschiebelieferung.....	75
Tabelle 42	Bewertungsmodell Erosion in Bacheinhängen.....	76
Tabelle 43	Schlussbewertungsmodell Geschiebelieferung für Beurteilungsgebiete.....	77
Tabelle 44	Bewertung der Bedeutung der Gerinneerosion in Altschuttgebieten.....	77
Tabelle 45	Bewertungsmodell Geschiebelieferung aus Gletscherrückzugsgebieten.....	78
Tabelle 46	Bewertungsmodell Geschiebelieferung aus Gletscherrückzugsgebieten.....	78
Tabelle 47	Kombination Gerinneerosion in Altschuttgebieten und Geschiebelieferung aus Gletscherrückzugsgebieten.....	79
Tabelle 48	Bewertung Sensitivität auslösende Ereignisse für das mittlere Szenario.....	80
Tabelle 49	Bewertung Sensitivität auslösende Ereignisse für das Extremszenario.....	80
Tabelle 50	Gesamtbewertung Sensitivität Wildbacheinzugsgebiete im Jungschutt.....	81
Tabelle 51	Gesamtbewertung Sensitivität Wildbacheinzugsgebiete im Altschutt.....	82
Tabelle 52	Kombination Sensitivität Wildbacheinzugsgebiete im Jungschutt und Sensitivität Wildbacheinzugsgebiete im Altschutt.....	83
Tabelle 53	Charakterisierung der Abflussprozesstypen (Naef et al. 2008).....	86

Tabelle 54	Bewertungsmodell Wasserangebot mittleres Szenario	88
Tabelle 55	Bewertungsmodell Wasserangebot Extremszenario	88
Tabelle 56	Bewertung der Sensitivität Hochwasserabfluss für Wildflussgebiete mit einer raschen Abflussreaktion.....	90
Tabelle 57	Bewertung der Sensitivität Hochwasserabfluss für Wildflussgebiete mit potenziellen Schwellenprozessen	91
Tabelle 58	Kombination der Sensitivität von Wildflussgebieten mit einer raschen Abflussreaktion Hochwasserabfluss und Wildflussgebiete mit potenziellen Schwellenprozessen	91
Tabelle 59	Bewertung Sensitivität Seitenerosion aufgrund der Gerinnegeometrie	95
Tabelle 60	Gesamtbewertung Sensitivität von Wildflussgebieten für hydrologische Ereignisse	97
Tabelle 61	Gesamtbewertung Sensitivität von Wildflussgebieten für Geschiebeereignisse	98

Abkürzungen

SLF	WSL Institut für Schnee- und Lawinenforschung
BAFU	Bundesamt für Umwelt
SWE	Schnee-Wasseräquivalent
OcCC	Organe consultatif sur les changements climatiques Beratendes Organ für Fragen der Klimaänderung
ggrF	Gewichtete geschieberelevante Fläche

1 Ausgangslage

Die Auswirkungen der Klimaänderungen auf die Naturgefahrenprozesse sind ein Thema, das zurzeit breit und zum Teil auch kontrovers diskutiert wird. Einerseits werden dramatische Katastrophensituationen prophezeit, andererseits wird argumentiert, dass sich gegenüber heute kaum etwas ändern wird. Das Bundesamt für Umwelt (BAFU) wünscht deshalb eine möglichst fundierte und differenzierte Analyse über mögliche Veränderungen bei Naturgefahrenprozessen im Zusammenhang mit der Klimaänderung.

Im Projekt SilvaProtect-CH wurden die potenziellen Schutzwaldgebiete für die Prozesse Murgang, Übersarung, Überflutung, Rutschungen, Stein- und Blockschlag sowie Lawinen ausgeschieden. Grundlage dazu bildeten die Gefahrengebiete für diese Prozesse. Diese wurden mit Hilfe von Simulationsmodellen, wie sie bei der Erstellung von Gefahrenhinweiskarten verwendet werden, ausgeschieden.

Die gleichen Verfahren wurden in der Autonomen Provinz Südtirol angewendet, um eine Gefahrenhinweiskarte für die Wasserprozesse zu erstellen. In einem weiteren Schritt wurde hier im Rahmen des Interreg-Projektes ClimChAlp, basierend auf den Zwischen- und Endresultaten der Gefahrenhinweiskarte, die Sensitivität von Einzugsgebieten im Hinblick auf die Klimaänderung beurteilt (Staffler et al. 2008).

Das BAFU beauftragte geo7, zu prüfen, ob basierend auf den SilvaProtect-Daten mit dem gleichen Ansatz auch für die Schweiz eine solche Beurteilung durchgeführt werden kann. In einer ersten Phase wurde eine auf die schweizerischen Verhältnisse angepasste Methodik entwickelt (geo7 2009). Die Ergebnisse wurden anschliessend in einem Experten-Hearing evaluiert. Daraus gingen verschiedene Vorschläge hervor, die in einer zweiten Projektphase in einem Modell-Framework umgesetzt wurden. Dieses wurde in einer weiteren Phase in drei Pilotgebieten angewendet (geo7 2013). Die Resultate aus den Pilotgebieten wurden erneut in einem Experten-Hearing evaluiert. Daraus resultierten weitere Vorschläge für methodische Anpassungen und Erweiterungen. Diese wurden in die Methodik integriert und bilden nun das Modell-Framework für die Bearbeitung des Alpen- und Voralpengebietes sowie der Südschweiz. Für das Mittelland und den Jura wird die Methodik noch erweitert.

Die Umsetzung des Verfahrens in konkrete GIS-Tools wird in einem separaten GIS-Handbuch beschrieben (geo7, 2014).

2 Zielsetzung

Das Hauptziel des Projektes ist die Entwicklung und Anwendung einer Methodik, mit der für die verschiedenen Gefahrenprozesse, die im Projekt SilvaProtect-CH behandelt wurden, eine Abschätzung der Sensitivität in Bezug auf den Klimawandel vorgenommen werden kann. Berücksichtigt werden folgende Prozesse:

- Gerinneprozesse (Wildbäche, Wildflüsse, Flüsse ohne Flussgebiete > 1000 km²)
- Lawinen
- Sturzprozesse
- Hangmuren

Die Rutschungen wurden wegen fehlender Grundlagen in einer adäquaten Genauigkeit nach der Phase 3 nach Rücksprache mit dem Auftraggeber nicht mehr weiter bearbeitet. Da ausserdem bei den Wildflüssen und Flüssen die Hydrologie eine wesentliche Rolle spielt und hier die notwendigen Grundlagendaten, die in der entwickelten Methodik benötigt werden nicht flächendeckend zur Verfügung stehen, können diese Prozesse im vorliegenden Teil nicht behandelt werden.

Die Sensitivitätsanalyse soll folgende Aussagebereiche behandeln:

- Räumliche Veränderungen: Solche sind, bedingt durch die erwarteten höheren Temperaturen, hauptsächlich in Bezug auf die Höhenlage zu erwarten.
- Saisonale Veränderungen: Veränderungen im saisonalen Auftreten von Prozessen stehen vor allem im Zusammenhang mit Veränderungen im Niederschlagsgeschehen.
- Veränderungen Häufigkeit und Magnitude: Ereignishäufigkeit und -magnitude bzw. Ereignisgrösse hängen zusammen: Veränderungen ergeben sich hier durch Veränderungen in der Auslösebereitschaft eines Systems und/oder durch die Häufigkeit und die Stärke der Systembelastung.

Die Methodik muss die Genauigkeit der (Zwischen-)Ergebnisse aus dem Projekt SilvaProtect-CH berücksichtigen. Es macht wenig Sinn, für räumlich grob aufgelöste Daten ein sehr detailliertes Auswertungskonzept zu entwerfen. Nach den drei Phasen der Methodenentwicklung soll nun das Verfahren auf die ganze Schweiz angewendet werden.

3 Projektentwicklung

Das Projekt wurde im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt, Sektion Rutschungen, Lawinen und Schutzwald durchgeführt. Projektleiter auf Seite Auftraggeber war Stéphane Losey. Auf Seite Auftragnehmer wurde das Projekt von Peter Mani geleitet. Die Projektorganisation ist in Abbildung 1 dargestellt. Die Methodenentwicklung wurde von einer Expertengruppe, deren Mitglieder aus der Forschung und Verwaltung kommen, begleitet. Die Experten sind in Tabelle 1 aufgeführt.

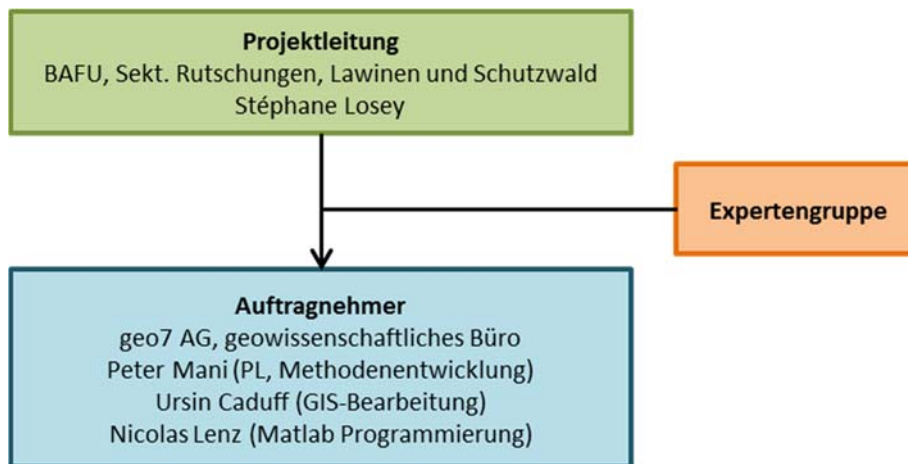


Abbildung 1 Projektorganisation

Das Projekt startete im Herbst 2008. In einer ersten Phase wurden das methodische Konzept erarbeitet und die möglichen Datengrundlagen evaluiert. Die Ergebnisse der Phase 1 wurden im Mai 2009 in einem Expertenworkshop evaluiert. Die Experten dieses Hearings sind in Tabelle 1 aufgeführt. Die Ergebnisse des Hearings wurden in einer nächsten Phase in die Methodik integriert. Anschliessend wurden die Bewertungsverfahren in Fuzzy Logic umgesetzt. Im Jahr 2011 wurden die neuen Klimaszenarien CH2011 (CH2011) publiziert. Diese wurden in der dritten Phase des Projektes in das Bewertungsverfahren integriert. Anschliessend wurde die Methodik in drei Pilotgebieten (Prättigau, Entlebuch und Vispertäler) getestet. Die Anpassungen und die Ergebnisse aus den Pilotgebieten wurden im August 2012 erneut in einem Hearing mit Experten diskutiert. Der erweiterte Expertenkreis ist aus Tabelle 1 ersichtlich. Ein Ergebnis des Workshops war, dass die Methodik, die bisher nur für die Alpen und Voralpen sowie für die Südschweiz entwickelt wurde, für

das Mittelland und den Jura angepasst und erweitert werden sollten. Dies erfolgte in der vierten und letzten Phase des Projektes, die im Sommer 2014 startete. Diese methodischen Erweiterungen wurden in einem weiteren Hearing in einem kleineren Kreis im September 2014 diskutiert (vgl. Tabelle 1). Zusätzlich wurden in der letzten Phase die erweiterten Szenarien CH2011+ (CH2011, in rev), die neue Erkenntnisse zu den Starkniederschlägen lieferten, integriert.

Tabelle 1 Expertengruppe für die Projektevaluation

Name, Vorname	Institution	Hearing 1	Hearing 2	Hearing 3
Dorren, Luuk	BAFU		X	
Haeberli, Wilfried	GIUZ	X	X	
Hohmann, Roland	BAFU (Klima)	X		
Kienholz, Hans	GIUB/KiNaRis	X		
Köllner-Heck, Pamela	BAFU		X	
Loup, Bernard	BAFU		X	X
Margreth, Stefan	SLF	X	X	
Naef, Felix	ETHZ	X		
Overney, Olivier	BAFU		X	X
Raetzo, Hugo	BAFU		X	
Schmocker Fackel, Petra	BAFU			X
Stahli, Manfred	WSL			X
Volken, David	BAFU	X	X	

4 Vorgehenskonzept

Das Vorgehenskonzept für die schweizweite Bewertung der Sensitivität basiert auf den Erkenntnissen aus den vorgängigen Projektphasen. Wie eingangs erwähnt, muss für das Mittelland und den Jura die Methodik noch angepasst, bzw. erweitert werden. Deshalb wird in einem ersten Teil nur das Alpen- und Voralpengebiet sowie die Südschweiz bearbeitet (Abbildung 2). Für die Berechnungen wird das Gebiet in Bearbeitungseinheiten weiter unterteilt. Dazu werden die Einzugsgebiete der Aggregationsebene 1000 km², die aus der Einzugsgebietsgliederung Schweiz (EZGG-CH, BAFU) abgeleitet wurden, verwendet.



Abbildung 2 Unterteilung in die beiden Projektteile Alpen, Voralpen und Südschweiz (weiss) sowie Mittelland/Jura (grün)

Die Bewertung der Sensitivität erfolgt prozessbezogen. Dabei wird berücksichtigt, dass bedingt durch die Grundlagendaten und die eingesetzten Verfahren die Resultate auch räumlich eine bedeutende Unschärfe aufweisen. Deshalb werden die Sensitivitätsaussagen nicht für einzelne Prozessflächen, sondern für grössere Raumeinheiten gemacht. Die Basis für die Raumgliederung bildet die Einzugsgebietsgliederung Schweiz (EZGG-CH, BAFU) des BAFU (Abbildung 3). Sie weisen eine mittlere Grösse von 18 km² auf und eignen sich damit sehr gut als Aussageeinheit. Für die Gerinneprozesse können die in der Einzugsgebietsgliederung vorgesehenen Aggregationen auf Einzugsgebietsgrössen von ca. 40 bzw. 150 km² verwendet werden.

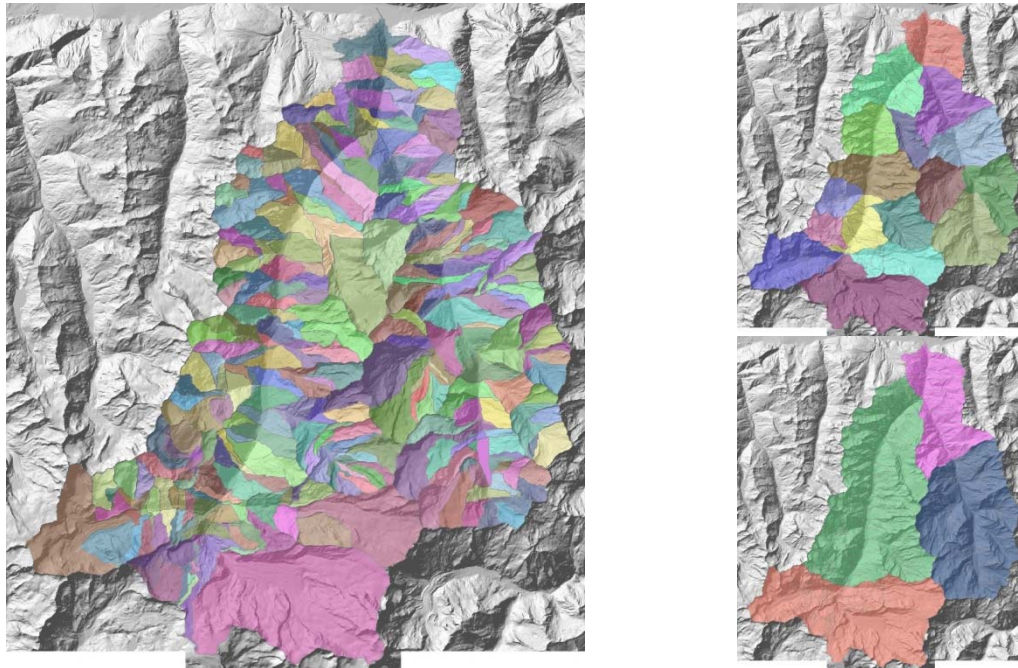


Abbildung 3 Gebietsgliederung auf Basis der Einzugsgebietsgliederung-CH. Detaillierte Stufe (links) und Aggregation 40 (rechts oben) bzw. 150 (rechts unten).
Quelle: BAFU

Für die Charakterisierung der Veränderungen, die sich aus dem zu erwartenden Klimawandel ergeben, wurden in einer ersten Projektphase die Klimaszenarien, welche für den OcCC-Bericht (OcCC / Proclim 2007) erstellt wurden, verwendet. In der Zwischenzeit sind die neuen Klimaszenarien CH2011 erschienen (CH2011). Für die weitere Arbeit werden nun die Werte aus dieser Studie übernommen, wobei nicht alle Bereiche der OcCC-Studie abgedeckt werden. So fehlen beispielsweise quantitative Aussagen zu Starkniederschlägen. Die Klimaszenarien werden in Kapitel 5 detailliert beschrieben.

Für die Herleitung der Bewertungsverfahren wurden in den bisherigen Projektphasen umfangreiche Literaturrecherchen durchgeführt. Daraus wurden die Bewertungsregeln abgeleitet und in GIS-Tools umgesetzt. Die detaillierte Beschreibung der Bewertungsmethoden für die verschiedenen Prozesse erfolgt in den Kapiteln 7 bis 10.

5 Klimaszenarien

5.1 Grundlagen

In einer Sensitivitätsanalyse geht es nicht darum, eine Prognose für einen bestimmten Zeitpunkt zu erstellen, sondern um das mögliche Spektrum der Systemreaktionen abzuschätzen. In diesem Sinne werden für die vorliegende Studie zwei Szenarien definiert, ein mittleres Szenario für die moderate Entwicklung und ein Extremszenario. Die Szenarien werden aus den Klimaszenarien CH2011 (2011) abgeleitet. Diese basieren auf der Auswertung von neuen Klimasimulationen für 3 Emissionsszenarien, bei denen globale (GCM) und regionale Zirkulationsmodelle (RCM) gekoppelt wurden. Die Ergebnisse aus diesen Modellketten wurden statistisch ausgewertet, so dass auch Aussagen zur Unsicherheit der Ergebnisse gemacht werden können. Quantitative Aussagen werden zu den Parametern Temperatur und Niederschlag gemacht. Mit neuen Techniken wurden saiso-

nale Mittel der Veränderungen für 3 Regionen (Westschweiz, Nordostschweiz, Südschweiz) und 3 Zeitstände (2035, 2060, 2085) berechnet. Mit den neuen regionalen Klimaszenarien (MeteoSchweiz 2013) liegen nun auch Angaben zum Alpengebiet vor. Diese decken aber den Zeitstand 2085 nicht ab. Für diesen sind jedoch die deutlichsten Veränderungen zu erwarten. Deshalb wurde für die vorliegende Analyse auf die räumlich detaillierten Stationswerte zurückgegriffen. Diese beinhalten für 188 Temperaturstationen und 565 Niederschlagsstationen für die 3 Zeitstände tägliche Veränderungen, dies für 10 verschiedene GCM-RCM Modellketten. Sie liegen jedoch nur für das A1B-Szenario vor. Dieses Szenario ist, verglichen mit der aktuellen Entwicklung des CO₂-Ausstosses, eher moderat. Insbesondere für den Zeitstand 2085 liegen die Werte für das A2-Szenario, das die aktuelle Entwicklung besser abbildet, deutlich über den Werten des A1B-Szenarios.

Die beiden Szenarien für die Sensitivitätsanalyse werden wie folgt definiert:

- Mittleres Szenario: Dazu werden die Medianwerte für den Zeitstand 2060 verwendet.
- Extremszenario: Dazu werden die Werte des 97.5 % Perzentils (oberer möglicher Wert) für das Jahr 2085 verwendet.

Zu Extremereignissen (v.a. Starkniederschlägen) fehlen in den CH2011-Szenarien Model- lergebnisse. Es werden nur allgemeine Aussagen aufgrund von Literatur-Recherchen gemacht. Bezüglich Veränderungen bei der kurzzeitigen Variabilität wurden in der Studie CH2011 keine Untersuchungen gemacht. Es wurde von der Annahme ausgegangen, dass diese auch in Zukunft der heutigen Variabilität entspricht. Damit lassen sich aber aus den neuen Daten keine Aussagen zu Veränderungen bei den Extremereignissen herlei- ten.

Aus diesem Grund werden für die Festlegung der Szenarien für Intensivniederschläge die neuen Auswertungen von Rajczak et al. (2013) beigezogen. Diese basieren direkt auf den RCM-Daten und sind daher räumlich viel gröber aufgelöst. Sie berücksichtigen aber mög- liche Veränderungen in der Variabilität.

5.2 Temperatur

Aus den Stationswerten der CH2011-Szenarien werden für jedes Bearbeitungsgebiet die Mittelwerte berechnet. Da mehrere Bearbeitungsgebiete nur eine Station beinhalten, wer- den auch Stationen in einem Pufferbereich von 4 km in die Mittelwertberechnung mit ein- bezogen. Berechnet werden die Werte für die vier Saisons und das ganze Jahr. Abbildung 4 und Abbildung 5 zeigen die Ergebnisse differenziert nach Bearbeitungsgebieten für die beiden Szenarien.

Für das mittlere Szenario wurden Temperaturveränderungen von +1 bis +3 Grad ermittelt. Die räumliche Differenzierung ist jedoch gering. Im Frühling weist der nördliche Jura eine geringere Temperaturzunahme auf als die die restliche Schweiz. Im Sommer liegt das Temperaturszenario für das Alpengebiet und die Südschweiz über dem Szenario für das Mittelland und den Jura. Bezogen auf das ganze Jahr beträgt der Anstieg 2 Grad.

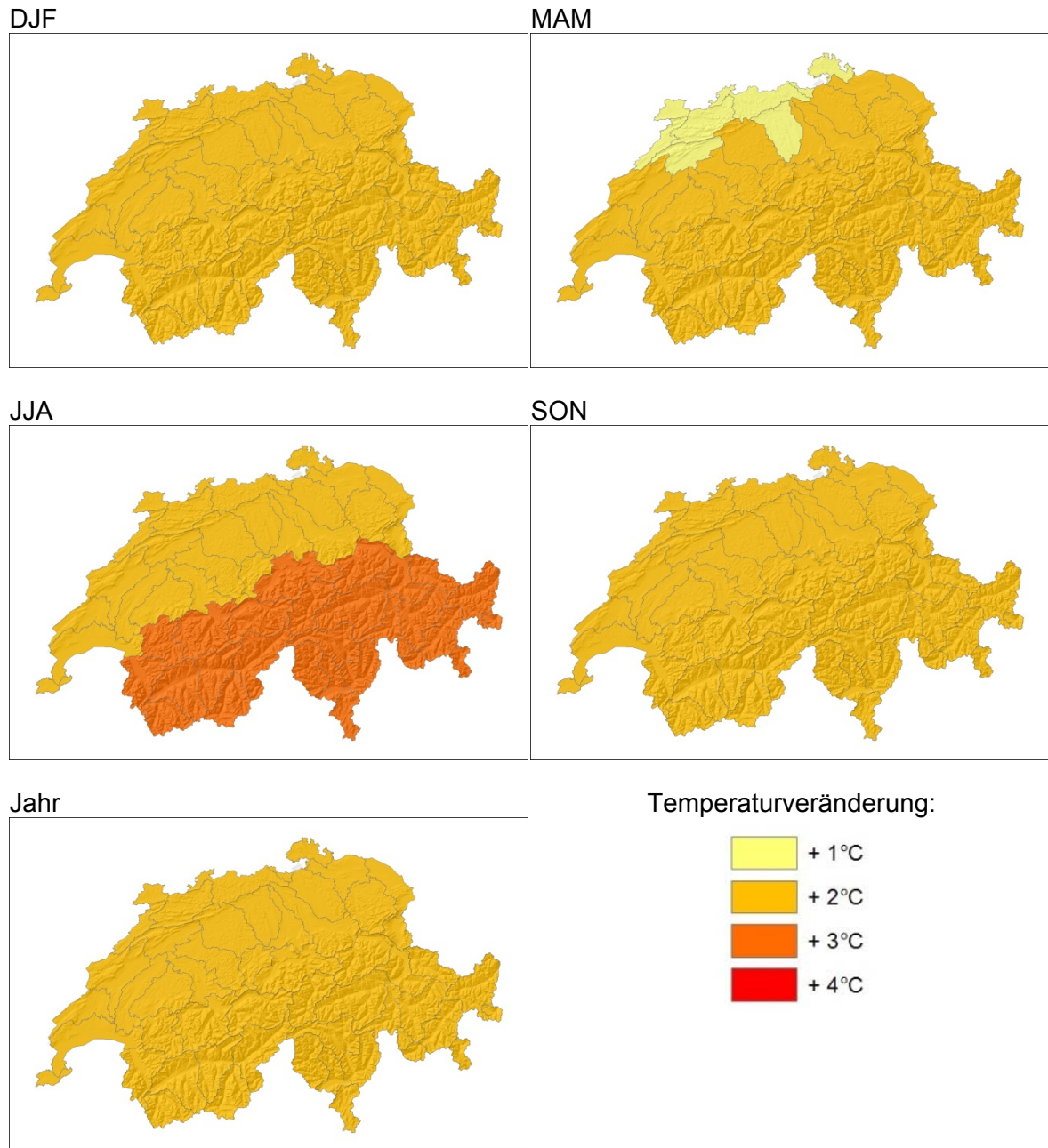


Abbildung 4 Mittleres Temperaturszenario (Datenquelle: CH2011, 2011)

Im Extremszenario liegt der Temperaturanstieg zwischen 3 und 6 Grad. Im Winter ist die Zunahme im Jura geringer als im Mittelland und in den Alpen. Im Frühling verschiebt sich die Grenze zu den höheren Temperaturen gegen die Voralpen und Alpen hin. Für den Sommer resultiert für die meisten Gebiete der Schweiz ein Temperaturanstieg von 5 Grad. Im Unterwallis, Goms, oberen Reusstal, oberen Tessin und im Oberengadin liegt der Anstieg noch um ein Grad höher. Im Herbst beträgt der Anstieg mit Ausnahme von Teilen Graubündens und der Vispertäler bei 4 Grad. Bezogen auf das ganze Jahr beträgt der Anstieg 4 Grad.

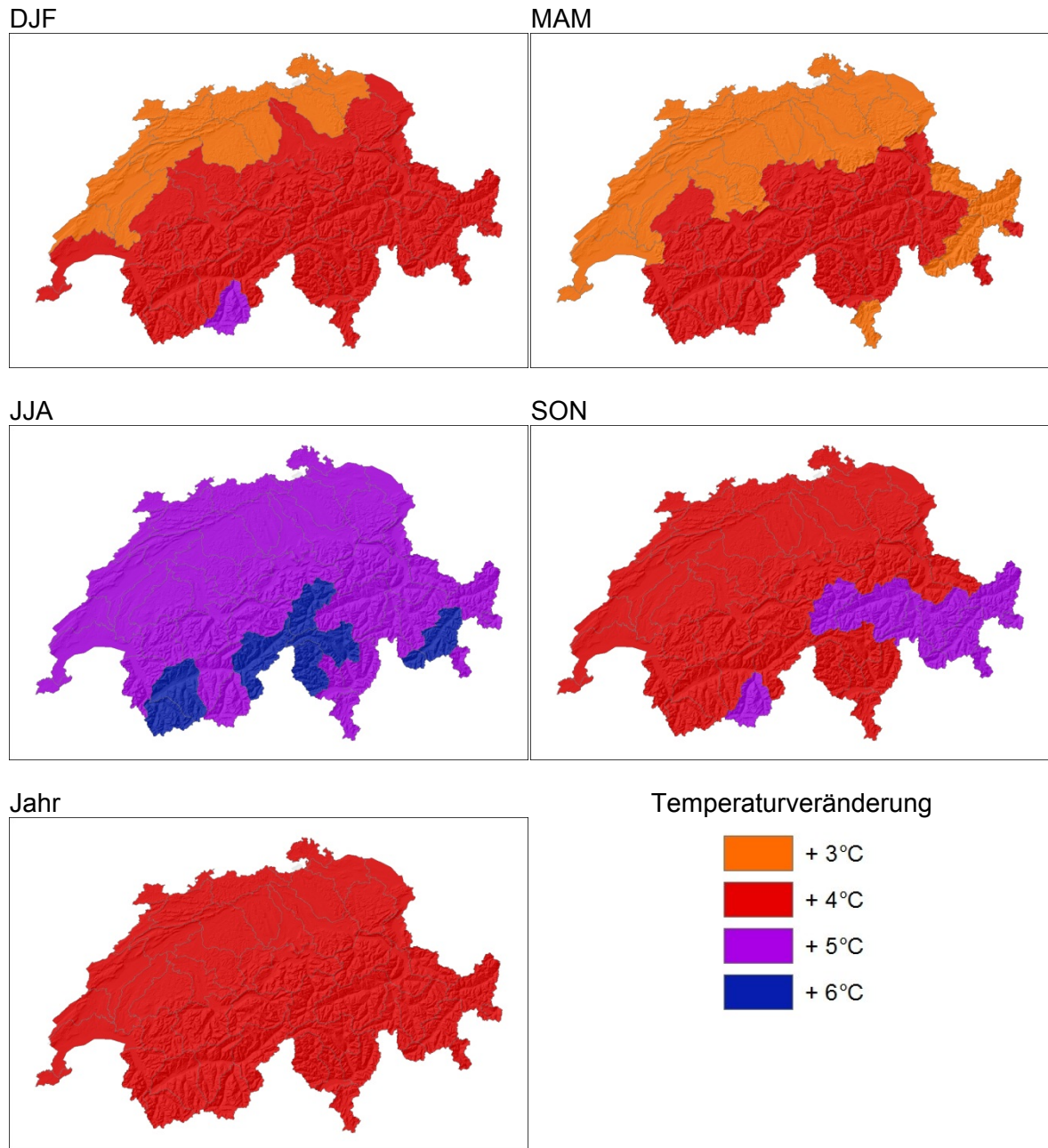


Abbildung 5 Extremes Temperatur-Szenario (Datenquelle: CH2011, 2011)

5.3 Niederschlag

Die Szenarien für den Niederschlag wurden nach dem gleichen Verfahren ermittelt wie die Temperaturszenarien. Hier ist jedoch die räumliche Differenzierung ausgeprägter. Im mittleren Szenario (Abbildung 6) resultiert für die Nordalpen und Teile des Wallis eine leichte Abnahme der Niederschläge, für den Jura, den Tessin und Teile Graubündens aber eine Zunahme, die teilweise über 10 % liegt. Für den Frühling ist auf der Alpennordseite und im Unterwallis eine Zunahme zu verzeichnen, wobei diese im Westen schwächer ist als im Osten. Im Sommer geht der Niederschlag deutlich zurück, im Westen und Süden bis gegen 20 %. Für den Herbst wird für den Jura, das Mittelland und die Voralpen von einer leichten Zunahme ausgegangen.

Für das Extremszenario (Abbildung 7) ist für alle Jahreszeiten, mit Ausnahme des Sommers, von einer Zunahme der Niederschläge auszugehen. Diese fällt für den Winter mit 20 bis 40 % recht stark aus.

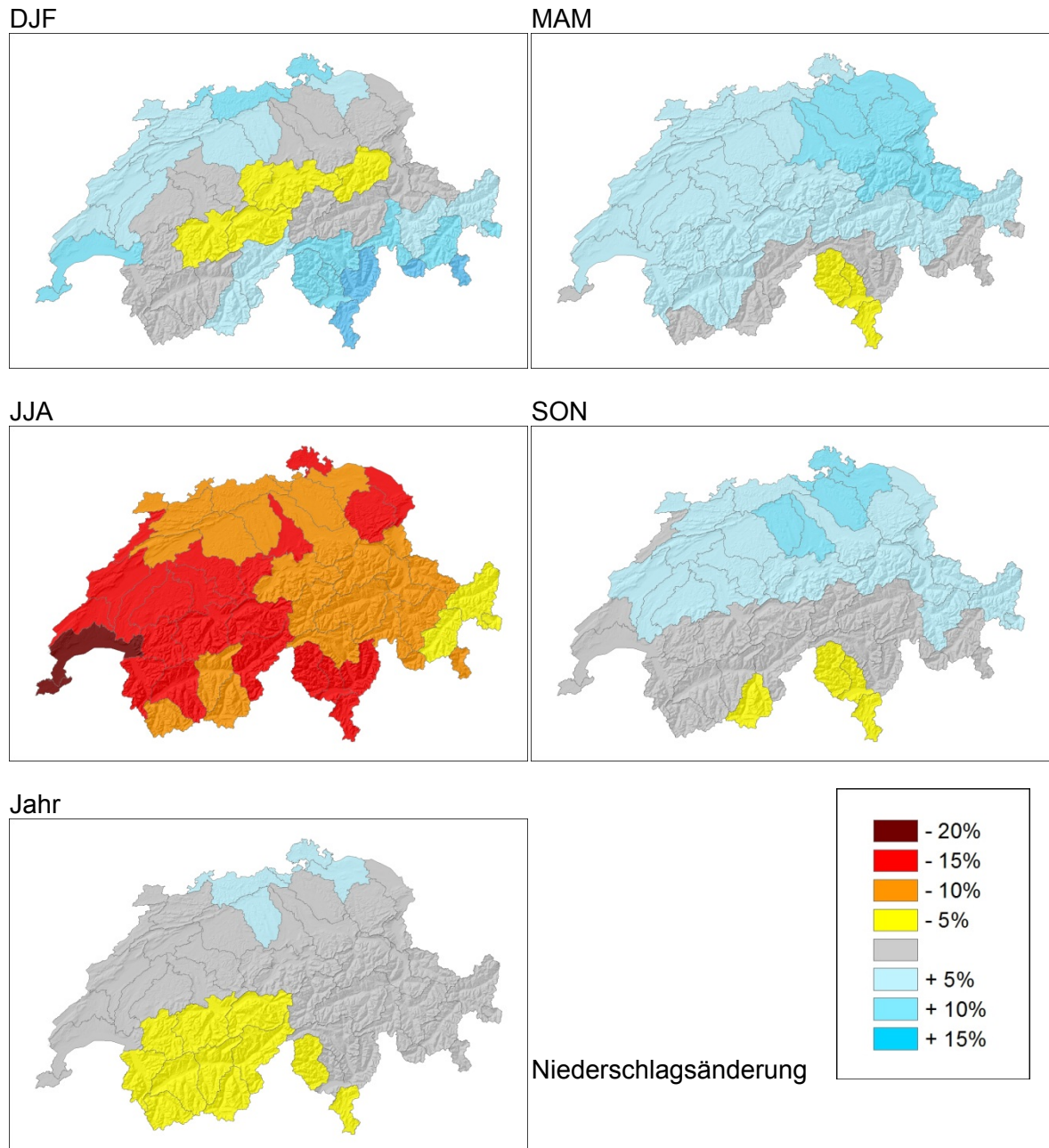


Abbildung 6 Mittleres Niederschlagsszenario (Datenquelle: CH2011, 2011)

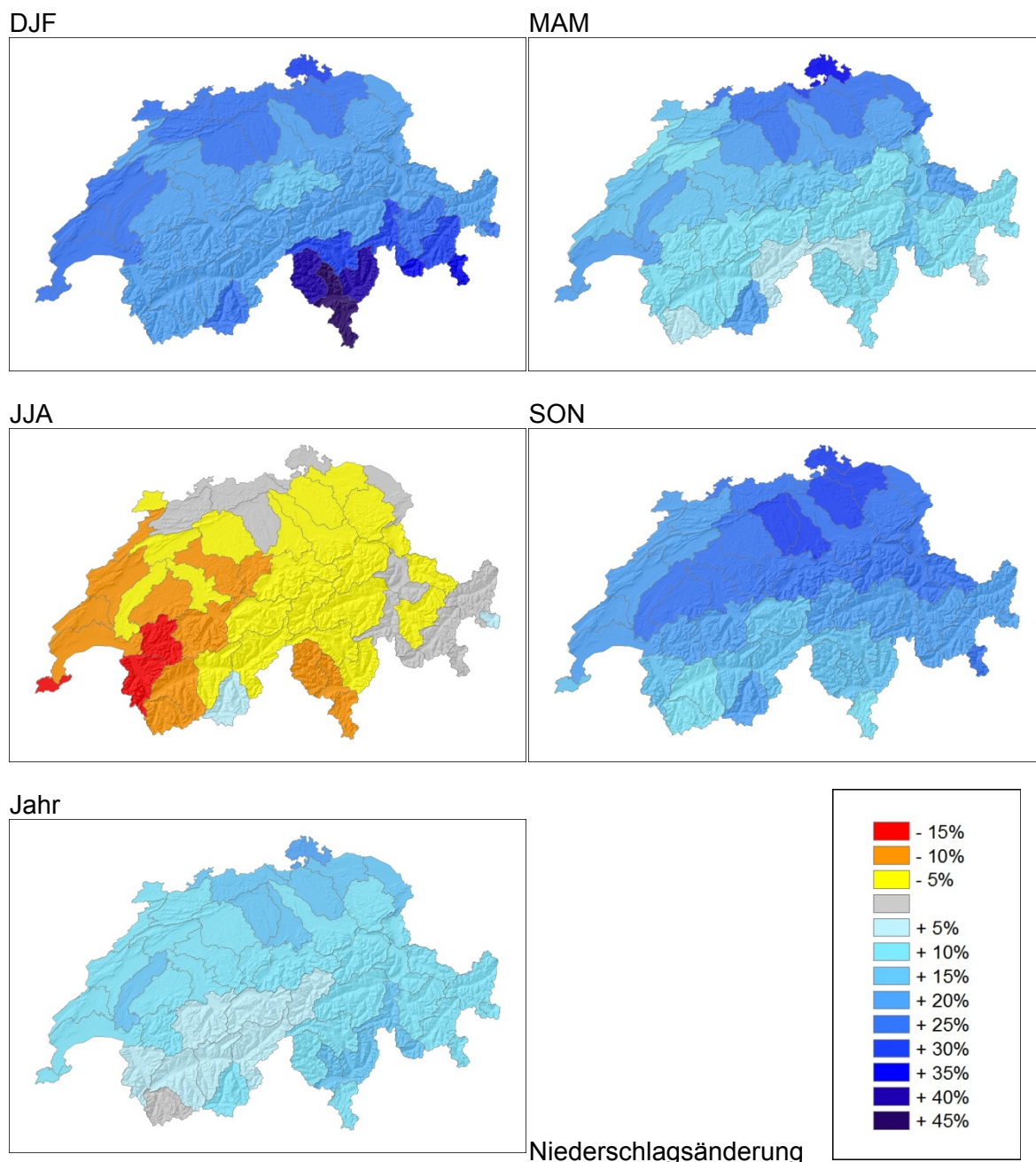


Abbildung 7 Extremes Niederschlagsszenario (Datenquelle: CH2011, 2011)

Die oben beschriebenen Niederschlagsszenarien beschreiben die mittleren saisonalen Verhältnisse. Für eine Beurteilung im Hinblick auf Gefahrenprozesse sind jedoch die Veränderungen bei den Mittelwerten weniger entscheidend als die Veränderungen bei den Starkregen-Ereignissen. Im Rahmen der Erarbeitung der neuen Szenarien CH2011 wurden zum Thema Extremereignisse hauptsächlich Literaturlauswertungen vorgenommen. Daraus resultierten jedoch keine klaren, räumlich differenzierten Tendenzen.

Neue Untersuchungen von Rajczak et al. (2013), die direkt auf den Resultaten der regionalen Klimamodelle basieren, erlauben Aussagen über Veränderungen in der Variabilität und können damit auch extremwertstatistisch ausgewertet werden. Sie sind jedoch räumlich viel gröber aufgelöst (25 km-Raster), als die CH2011 Szenarien. Basierend auf dieser Methodik wurden die Szenarien CH2011 erweitert (CH2011, in rev). Diese umfassen für die 5 Regionen NE-Schweiz, W-Schweiz, östliche Alpen, westliche Alpen und S-Schweiz

und zwei Zeitperioden (2020 – 2049 und 2070 – 2099) folgende Indizes zu Starkniederschlägen: Häufigkeit von Niederschlagstagen (fre), mittlerer Niederschlag (mea), Intensität an Niederschlagstagen (int), 90 % Perzentil der Tagesniederschläge (q90) sowie Tagesniederschläge mit einer Wiederkehrperiode von 5 (x1d.5), 10 (x1d.10) und 50 Jahren (x1d.50). Zusätzlich wurde auch die Extremwertstatistik für 5-Tagesniederschläge ausgewertet.

Aus den Szenarien für die spätere Periode geht hervor, dass der mittlere Niederschlag im Winter zunehmen, im Sommer abnehmen wird. Die deutlichsten Veränderungen sind jedoch im Frühling und Herbst und hier v.a. im Mittelland und Jura zu erwarten. Tagesniederschläge mit einer Wiederkehrperiode von 2 bis 100 Jahren werden bis zu 20 % zunehmen. Generell, aber insbesondere während des Sommers wird die Anzahl der Niederschlagstage zurückgehen, die Intensität an Niederschlagstagen jedoch zunehmen. Bei den 5-Tagesniederschlägen sind diese Signale weniger ausgeprägt.

5.4 Massgebende Szenarien

Basierend auf den oben beschriebenen Auswertungen werden die für die Sensitivitätsanalyse massgebenden Szenarien definiert. Um eine effiziente Bearbeitung zu gewährleisten, wird dazu die räumliche Differenzierung auf 3 Teilgebiete reduziert. Für diese werden jeweils einheitliche saisonale Szenarien definiert. Die Werte sind in Tabelle 3 (Temperaturen) und Tabelle 4 (Niederschlag) zusammengestellt.

Tabelle 2 Massgebende Temperaturszenarien für das mittlere und das extreme Szenario

Saison	Mittelland, Jura		Voralpen, Alpen		Südschweiz	
	mittel [Δ°C]	extrem [Δ°C]	mittel [Δ°C]	extrem [Δ°C]	mittel [Δ°C]	extrem [Δ°C]
DJF	+2	+3	+2	+3	+2	+4
MAM	+2	+3	+2	+3	+2	+4
JJA	+2	+5	+3	+5	+3	+5
SON	+2	+4	+2	+4	+2	+4

Tabelle 3 Massgebende saisonale Niederschlagsszenarien für das mittlere und das extreme Szenario

Saison	Mittelland, Jura		Voralpen, Alpen		Südschweiz	
	mittel [Δ%]	extrem [Δ%]	mittel [Δ%]	extrem [Δ%]	mittel [Δ%]	extrem [Δ%]
DJF	+5	+25	0	+20	+10	+10
MAM	+5	+20	+5	+10	0	0
JJA	-10	-5	-10	-5	-15	-15
SON	-5	+25	0	+20	0	0

Als Indikator für die Veränderung bei den Starkniederschlägen werden die Tagesniederschläge mit einer Wiederkehrperiode von 5 und 50 Jahren für die beiden Szenarienzeit-

punkte verwendet. Räumlich werden die NE- und die W-Schweiz, sowie die westlichen und die östlichen Alpen zusammengefasst, indem der Mittelwert aus den Veränderungen berechnet wird. Die entsprechenden Werte sind in Tabelle 4 zusammengestellt. Die Zusammenstellung zeigt, dass die grössten Veränderungen v.a. im Herbst zu erwarten sind und dies insbesondere im Mittelland und Jura. Im gleichen Gebiet ist auch im Frühling eine Zunahme der Starkniederschläge zu erwarten.

Tabelle 4 Massgebende Starkniederschlagsszenarien für das mittlere und das extreme Szenario für die Wiederkehrperioden 5 und 50 Jahre (Veränderung Tagesniederschlag in %)

Saison	Mittelland, Jura				Voralpen, Alpen				Südschweiz			
	mittel [$\Delta\%$]		extrem [$\Delta\%$]		mittel [$\Delta\%$]		extrem [$\Delta\%$]		mittel [$\Delta\%$]		extrem [$\Delta\%$]	
	5 J	50 J	5 J	50 J	5 J	50 J	5 J	50 J	5 J	50 J	5 J	50 J
DJF	+4	0	+6	+4	+4	0	+11	+4	-6	-2	+13	+7
MAM	+3	+1	+16	+16	+2	0	+6	+4	0	-2	+2	+7
JJA	+5	+3	+5	+9	+2	+4	-2	+3	+1	0	-8	+4
SON	+10	+12	+15	+17	+2	+7	+8	+13	+6	+6	+14	+14

5.5 Auswirkungen auf die Schneedecke

Für die Abschätzung der Auswirkungen auf die Schneedecke wurde mit Hilfe des Schneedeckenmodells, das von geo7 für die Zuflussprognose zum Thunersee entwickelt wurde (Mani 2000), für die beiden Szenarien und die Referenzperiode die Schneedeckenentwicklung simuliert. Diese Simulationen wurden anhand der Szenarien- bzw. Referenzdaten von verschiedenen höher gelegenen Stationen, für die sowohl Temperatur- wie auch Niederschlagsdaten vorlagen, durchgeführt (vgl. Tabelle 5 und Abbildung 8). Dazu wurden die Werte auf vordefinierte Höhenstufen (1500, 2000, 2500 und 3000 m ü.M.) extrapoliert. Für die Extrapolation wurde ein einheitlicher Temperaturgradient von 0.65 °C pro 100 m Höhe verwendet. Auf eine Extrapolation unterhalb 1500 m ü.M. wurde verzichtet, da hier Inversionseffekte eine bedeutende Rolle spielen können. Die Niederschläge wurden für alle Höhenstufen gleich belassen.

Bei der Schneedeckensimulation ist zu beachten, dass die Szenarien CH2011, die die Basis dieses Verfahrens bilden, keine Veränderung der Variabilität beinhalten (Delta Change). Dies bedeutet, dass der Temperatur- und Niederschlagsverlauf das gleiche zeitliche Muster wie heute aufweist.

Basierend auf den Simulationsresultaten wurden folgende Auswertungen vorgenommen:

- Mittlere jährliche Neuschneesumme: Für die Berechnung der Neuschneesumme wurden Niederschläge, die bei Temperaturen unter +1.0 °C fielen, aufaddiert. Für die Umrechnung des Niederschlags in Schneehöhen wurde eine Dichte von 0.1 verwendet.
- Mittlere jährliche Anzahl Tage mit Schneefall: Für die Ausscheidung der Tage mit Schneefall wurden die gleichen Kriterien verwendet wie für die Neuschneesumme.
- Maximales Schneewasseräquivalent: Ermittelt wird der maximale Wert des Wassergehalts der Schneedecke (Schnee und flüssiges Wasser) über die Simulationsperiode.
- Mittlerer jährlicher Wasseranfall aus der Schneedecke: Aus dem simulierten Wasseranfall aus der Schneedecke wird der Mittelwert berechnet

- Saisonaler Wasseranfall aus der Schneedecke: Für jede Jahreszeit wird die Wassermenge, die aus der Schneedecke austritt, aufsummiert und über die Simulationsperiode gemittelt.
- 95 % Perzentil des täglichen Wasseranfalls aus der Schneedecke (Saisonwerte): Für jede Jahreszeit wird das 95 % Perzentil der täglichen Wassermenge, die aus der Schneedecke austritt, ermittelt.
- Mittlerer Ausaperungstermin: Als Ausaperungstermin wird für jedes Jahr der erste schneefreie Tag nach dem maximalen Schneewasseräquivalent bestimmt, wenn folgende Bedingung erfüllt ist: (1) Der Median der Schneehöhe in den nächsten 7 Tagen ist 0 oder (2) der Median der Schneehöhe in den nächsten 30 Tagen ist 0. Aus diesen Daten wird der Mittelwert berechnet.

Tabelle 5 Stationen für die Schneeszenarien

Kürzel	Name	Höhe ü.M.	Kürzel	Name	Höhe ü.M.
BUF	Buffalora	1970	MUE	Mürren	1638
CIM	Cimetta	1661	PIL	Pilatus	2106
GRH	Grimsel Hospiz	1980	SBE	San Bernardino	1638
GSB	Col du Grand St-Bernard	1472	SIA	Segl-Maria	1798
GUE	Gütsch ob Andermatt	2287	WFJ	Weissfluhjoch	2690
MLS	Le Moléson	1974	ZER	Zermatt	1638

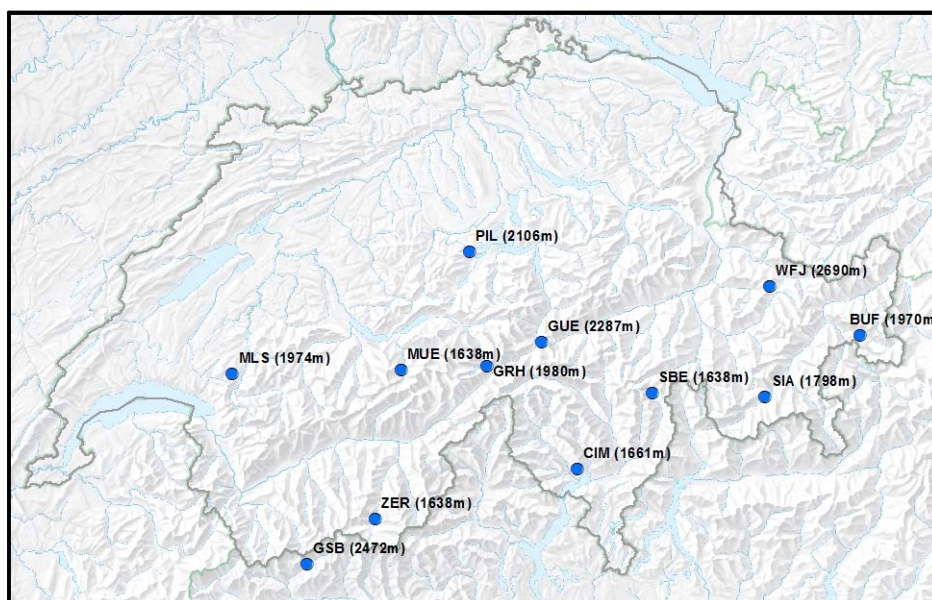


Abbildung 8 Räumliche Übersicht über Stationen für die Schneeszenarien

Die Auswertung (Abbildung 9) zeigt, dass die Neuschneesumme auf 1500 m ü.M. im mittleren Szenario beim Grossteil der Stationen um 40 – 75 cm zurückgeht. Beim Extremszenario beträgt der Rückgang 50 – 120 cm. Ein räumliches Muster ist in beiden Fällen nicht erkennbar. Die Auswertung zeigt auch, dass auch im Extremszenario an allen Stationen noch Schnee fallen wird.

Auf 2000 m ü.M. ist der Rückgang beim mittleren Szenario ungefähr 10 cm grösser, beim Extremszenario liegt er im gleichen Bereich wie auf 1500 m ü.M. Beim mittleren Szenario liegen die Abnahme auf 2500 und 3000 m ü.M. bei den meisten Stationen im Bereich von 40 – 75 cm. Im Extremszenario liegen die Abnahmen auf 2500 m ü.M. mit 50 – 100 cm deutlich über den Werten auf 3000 m ü.M. (30 – 65 cm).

Bei der Anzahl Tage mit Schneefall beträgt der Rückgang (Abbildung 9) beim mittleren Szenario auf 1500 m ü.M. 12 – 20 Tage, beim Extremszenario bei 20 – 35 Tagen. Auf 2000, 2500 und 3000 m ü.M. liegen die Werte beim mittleren Szenario in einem ähnlichen Bereich wie auf 1500 m ü.M. Beim Extremszenario ist der Rückgang mit 25 – 45 Tagen bedeutend höher.

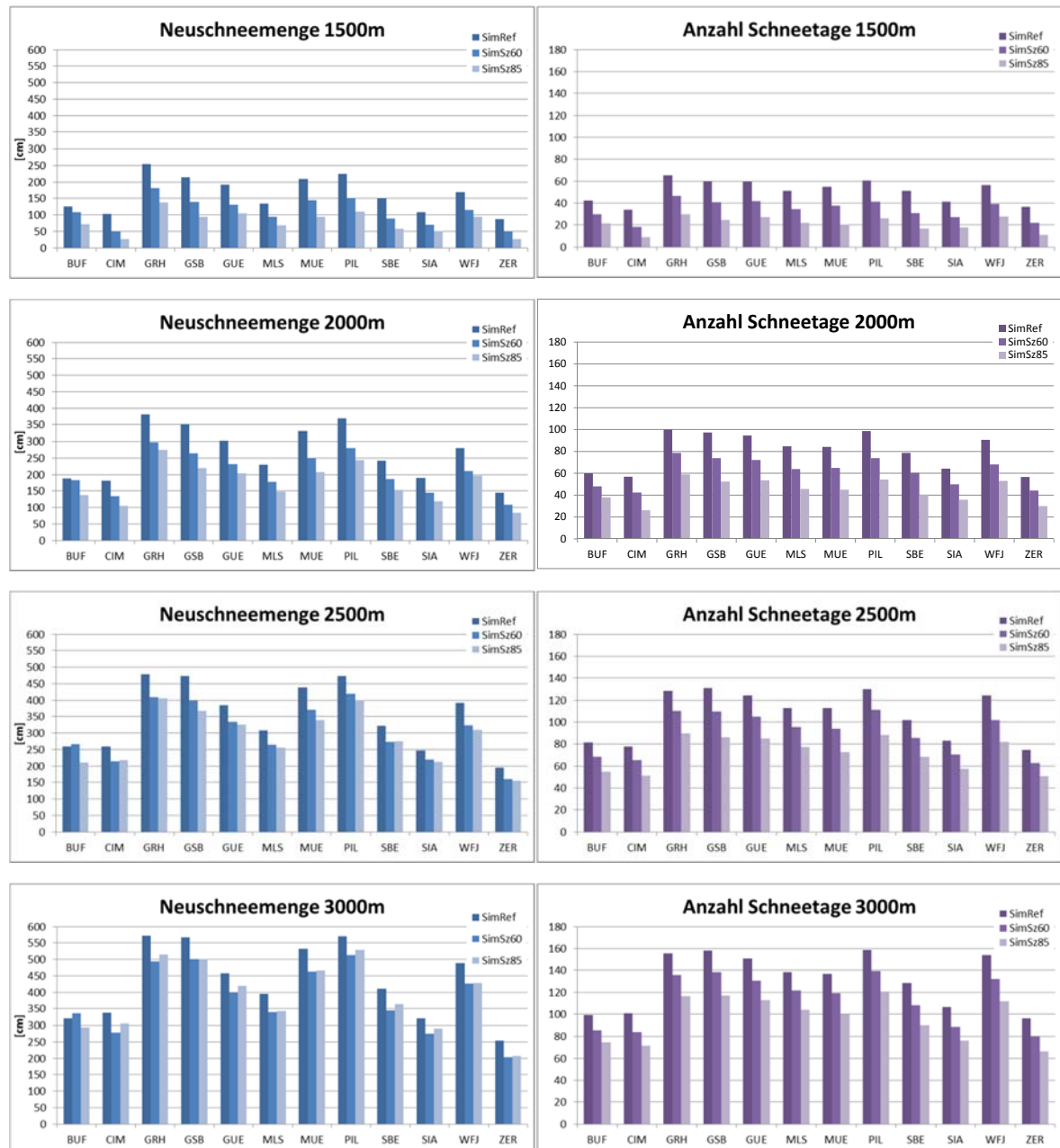


Abbildung 9 Simulierte Neuschneemenge und Anzahl Tage mit Schneefall für die Höhenstufen 1500, 2000, 2500 und 3000 m ü.M.

Die Auswertung der maximalen Schneewasseräquivalente (Abbildung 10) zeigt, dass auf 1500 m ü.M. in beiden Szenarien das Schneewasseräquivalent zurückgeht, im Extrem-

szenario teilweise um mehr als die Hälfte. Doch gibt es auch im Extremszenario noch an allen Stationen Schnee. Auf 2000 m ü.M. gibt es eine massive Veränderung. Beim mittleren Szenario liegt die Abnahme an den Stationen bei 30 – 50 %, beim Extremszenario beträgt das maximale Schneewasseräquivalent an den meisten Stationen nur noch ein Drittel bis ein Viertel der Referenzperiode. Auf 2500 m ü.M. sind die Veränderungen deutlich geringer und auf 3000 m ü.M. beträgt der Rückgang noch knapp 20 %. Hier fällt auf, dass für einige Stationen im Extremszenario höhere Werte resultieren als im mittleren Szenario. Keine Station erreicht jedoch im Extremszenario den Wert der Referenzperiode.

Beim mittleren Ausaperungstermin ergibt sich ein ähnliches Bild (Abbildung 10). Auch hier ist die Veränderung auf 2000 m ü.M. am stärksten. Der Termin verschiebt sich im Extremszenario teilweise um ca. 2 Monate nach vorne. Auf 3000 m ü.M. beträgt die Verschiebung an den meisten Stationen ca. 1 – 1.5 Monate. Dies bedeutet, dass die Schneeschmelze auf 3000 m ü.M. v.a. im Extremszenario deutlich rascher vor sich geht als in der Referenzperiode.

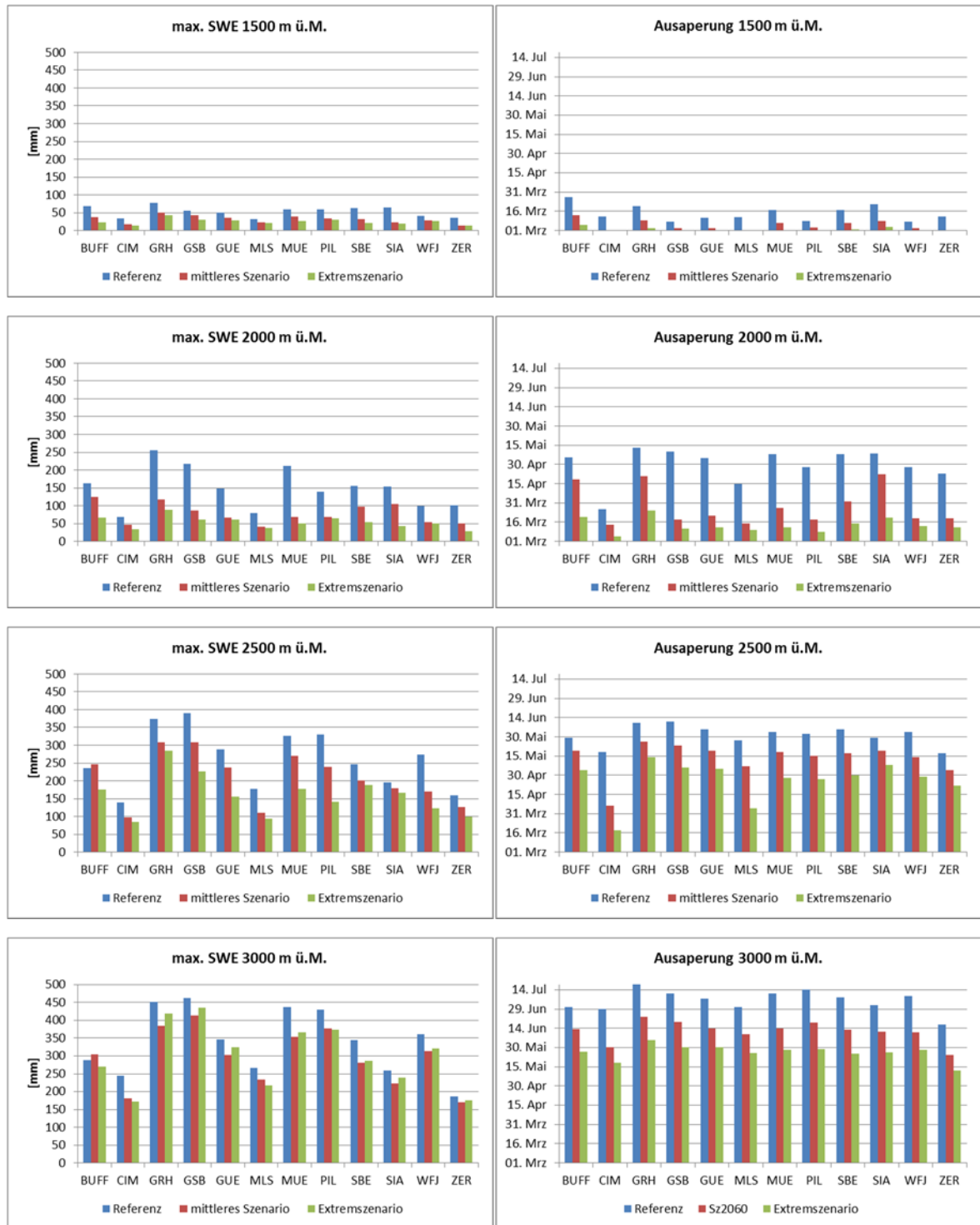


Abbildung 10 Mittelwert des simulierten maximalen Schneewasseräquivalents und des mittleren Ausaperungstermins für die Höhenstufen 1500, 2000, 2500 und 3000 m ü.M.

In Abbildung 11 sind die prozentualen Veränderungen der Neuschneesumme, der Schneefalltage, des maximalen Schneewasseräquivalents und des gesamten Wasseranfalls aus der Schneedecke für die beiden Szenarien im Vergleich mit der Referenzperiode dargestellt. Die Zusammenstellung zeigt, dass mit Ausnahme der Station Buffalora (BUF) an allen Stationen bei allen Schneeparametern eine Abnahme zu verzeichnen ist.

Mittleres Szenario

Extremszenario

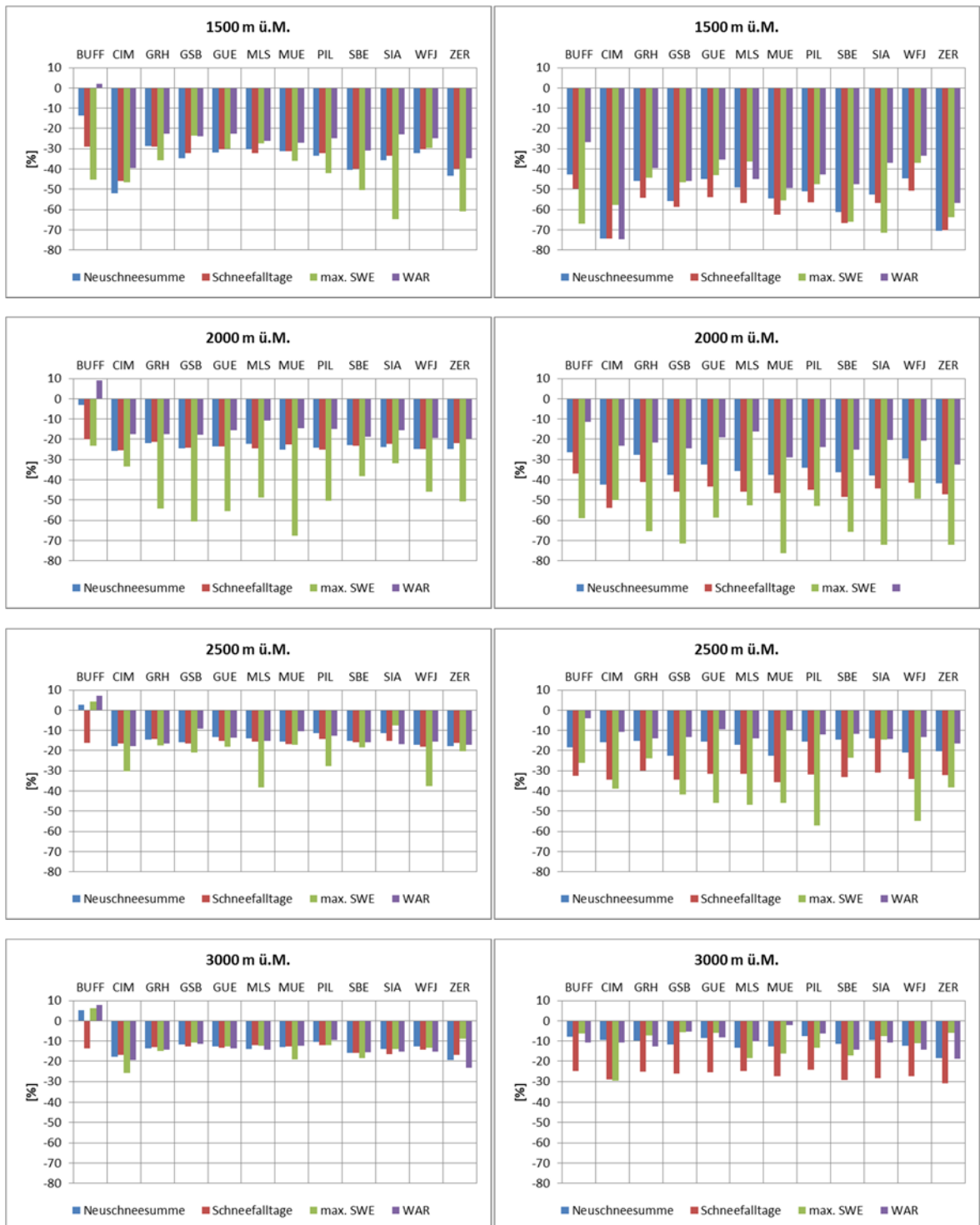


Abbildung 11 Prozentuale Veränderung der Schneeparameter für die Höhenstufen 1500, 2000, 2500 und 3000 m ü.M. für die beiden Szenarien

Eine detailliertere Auswertung zeigt, dass auf 1500 m ü.M. die relativen Veränderungen bei allen Parametern in beiden Szenarien im ähnlichen Bereich liegen. Ausnahme bildet das maximale Schneewasseräquivalent, welches im mittleren Szenario an den Stationen Buffalora (BUF) und Segl Maria (SIA) deutlich stärker zurückgeht als die anderen Schneeparameter. An diesen beiden Stationen ist andererseits der Rückgang beim Was-

seranfall aus der Schneedecke geringer. Dies bedeutet, dass die Schneedecke während des Winters häufiger teilweise oder ganz abgebaut wird und Wasser abgibt. Das gleiche Phänomen zeigt sich auch auf 2000 m ü.M., hier in beiden Szenarien und an allen Stationen, mit Ausnahme der beiden oben erwähnten. Auf 2500 m ü.M. tritt dieses Muster im mittleren Szenario nur noch an den Stationen Cimette (CIM), Moléson (MLS), Pilatus (PIL) und Weissfluhjoch (WFJ) auf, im Extremszenario ist es nur noch bei den beiden letztgenannten ausgeprägt. Auf 3000 m ü.M. verschwindet es vollständig.

Im Extremszenario fällt weiter auf, dass ab 2000 m ü.M. die Anzahl Tage mit Neuschnee deutlich stärker zurückgeht als die Neuschneesumme. Dies bedeutet, dass an Tagen mit Schneefall grössere Schneemengen fallen als in der Referenzperiode.

Wie beim Ausaperungstermin ergeben sich auch Verschiebungen beim Wasseranfall aus der Schneedecke. Dies lässt sich anhand der Auswertung der saisonalen Summen des Wasseranfalls (Abbildung 12 und Abbildung 13) und der höchsten Tageswerte (95 % Perzentil) (Abbildung 14 und Abbildung 15) zeigen.

Auf 1500 m ü.M. ergeben sich für den Winter und den Sommer bei den Szenarien gegenüber der Referenzperiode nur geringe und in der Richtung uneinheitliche Veränderungen (Abbildung 12). Demgegenüber ist im Frühling eine markante Abnahme der saisonal aus der Schneedecke anfallenden Wassermenge zu erwarten, die für das Extremszenario mehr als 80 % oder annähernd 100 mm betragen kann. Beim mittleren Szenario erreicht die Abnahme Werte bis gut 60 %. Im Herbst geht der Wasseranfall aus der Schneedecke ebenfalls zurück, wobei hier die absoluten Veränderungen gering sind.

Auf 2000 m ü.M. zeigt sich ein ähnliches Bild. Der Hauptunterschied ist im Winter die deutliche Zunahme des Wasseranfalls, was auf vermehrte Regen-auf-Schnee-Ereignisse hinweist. Ausserdem sind die relativen Veränderungen im Frühling geringer. Die absoluten Veränderungen erreichen jedoch Werte von über 150 mm.

Nur geringe Veränderungen ergeben sich für die Höhenstufe 2500 m ü.M (Abbildung 13). Einzig im Winter ist hier in den Szenarien eine bedeutende Zunahme des Wasseranfalls aus der Schneedecke zu erwarten.

Auf 3000 m ü.M. ist eine deutliche Verschiebung des Wasseranfalls feststellbar. Während dieser im Frühling in beiden Szenarien massiv zunimmt, geht er im Sommer drastisch zurück. Im Frühling werden teilweise die achtfachen Werte der Referenzperiode erreicht. Im Sommer liegt der Rückgang zwischen 70 und 97 % bzw. 135 und 424 mm.

Bei den Tageswerten zeigt sich grundsätzlich das gleiche Muster (Abbildung 14 und Abbildung 15). Eine Ausnahme bilden die Sommerwerte auf der Höhenstufe 2500 m ü.M. Hier werden in der Referenzperiode noch hohe Wassermengen von knapp 20 mm/d (95 % Perzentil) aus der Schneedecke abgegeben, die in den beiden Szenarien an fast allen Stationen auf null zurückgehen. Auf 3000 m ü.M. nehmen die Tageswerte (95 % Perzentil) im Frühling um bis zu 30 mm zu, im Sommer jedoch um bis zu 35 mm ab.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass in den tiefsten Lagen (1500 m ü.M. und darunter) mit Ausnahme des Frühlings keine wesentlichen Veränderungen zu erwarten sind. Auf 2000 m ü.M. findet eine Verschiebung vom Frühling auf den Winter statt und auf 2500 m ü.M. ist sowohl im Winter als teilweise auch im Frühling eine Zunahme zu erwarten. Auf 3000 m ü.M. gibt es eine massive Verschiebung vom Sommer auf den Frühling.



Abbildung 12 Saisonaler Wasseranfall aus der Schneedecke für die Höhenstufen 1500 und 2000 m ü.M. für die Referenzperiode, das mittlere Szenario und das Extremszenario



Abbildung 13 Saisonaler Wasseranfall aus der Schneedecke für die Höhenstufen 2500 und 3000 m ü.M. für die Referenzperiode, das mittlere Szenario und das Extremszenario

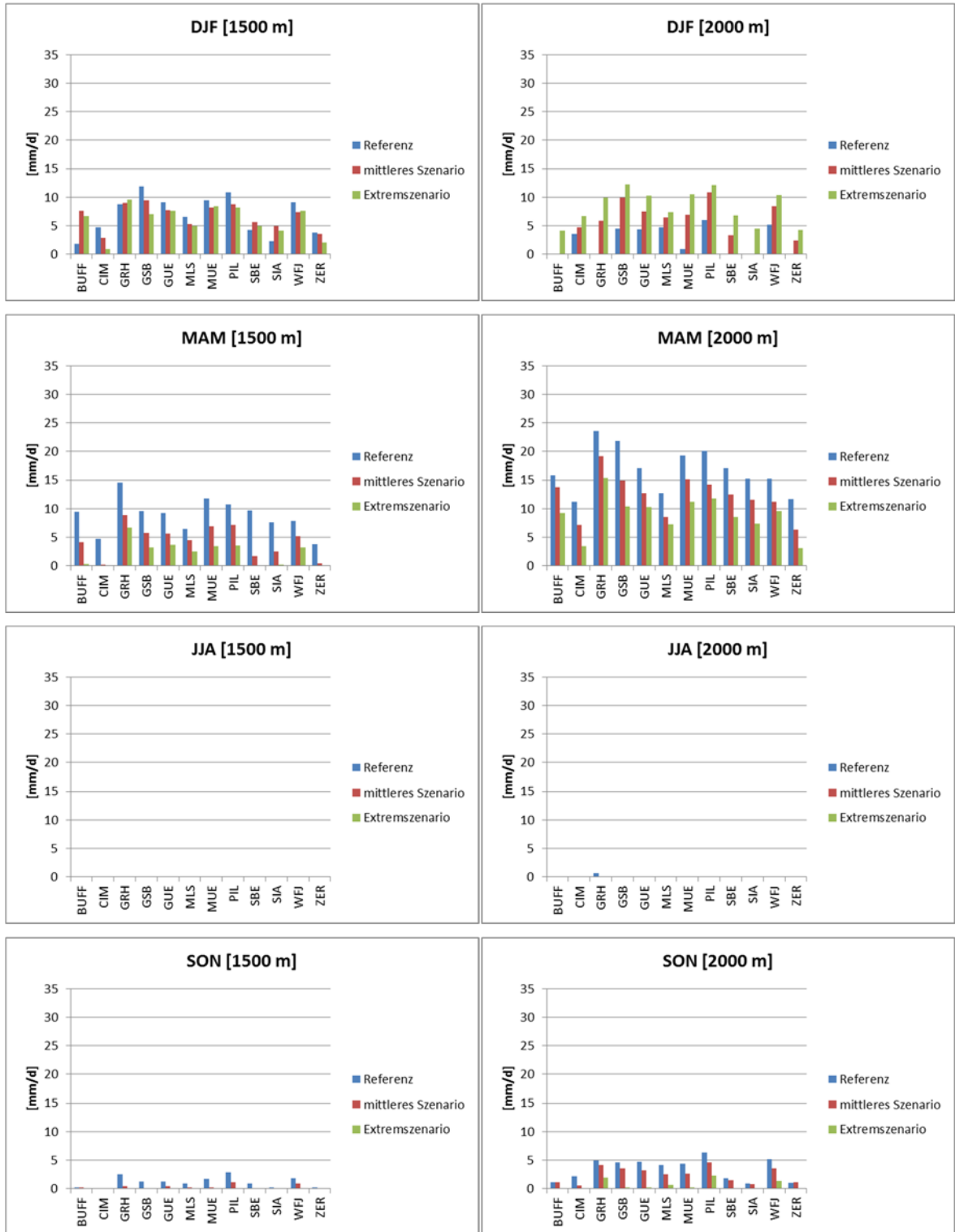


Abbildung 14 Saisonale 95 % Perzentile des täglichen Wasseranfalls aus der Schneedecke für die Höhenstufen 1500 und 2000 m ü.M. für die Referenzperiode, das mittlere Szenario und das Extremszenario



Abbildung 15 Saisonale 95 % Perzentile des täglichen Wasseranfalls aus der Schneedecke für die Höhenstufen 2500 und 3000 m ü.M. für die Referenzperiode, das mittlere Szenario und das Extremszenario

5.6 Auswirkungen auf das Wasserangebot

Die Wassermenge, die aus Niederschlag und Schneeschmelze anfällt, ist eine Schlüsselgröße für die Beurteilung von Gefahrenprozessen. Die Auswirkung der Klimaänderung auf den Niederschlag und die Schneeschmelze wurde in den vorangehenden Kapiteln be-

schrieben. Für die Beurteilung der Veränderungen im Wasserangebot werden die saisonalen Niederschläge mit dem Wasseranfall aus der Schneedecke kombiniert. Die Höhenbereiche, die vor allem für die Schneeschmelze relevant sind, sind soweit möglich aus Kapitel 4.5 abgeleitet. Für den Niederschlag werden die massgebenden Szenarien aus Kapitel 4.4 verwendet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 7 zusammengestellt.

Beim mittleren Szenario (Tabelle 6) zeichnet sich für den Winter im Höhenbereich von 700 – 2000 m ü.M. eine Zunahme, in der Südschweiz sogar eine starke Zunahme ab. Im Frühling geht das Wasserangebot unterhalb 2000 m ü.M. zurück. Oberhalb nimmt es zu, da sich die Schneeschmelze vom Sommer in den Frühling verschiebt. Im Sommer geht das Wasserangebot generell zurück, im Herbst bleibt es unverändert.

Tabelle 6 Kombination der saisonalen Veränderungen im Niederschlag und bei der Schneeschmelze für das mittlere Szenario

R: Regen, SS: Schneeschmelze, -: Abnahme, +/-: unverändert, +: Zunahme, ++: starke Zunahme

Höhe	DJF			MAM			JJA			SON		
	R	SS	To- tal	R	SS	To- tal	R	SS	To- tal	R	SS	To- tal
Mittelland, Jura												
< 700	+/-	+/-	+/-	+/-	-	-	-	+/-	-	+/-	+/-	+/-
700 - 2000	+/-	+	+	+/-	-	-	-	+/-	-	+/-	+/-	+/-
> 2000	+/-	+/-	+/-	+/-	+	+	-	-	-	+/-	+/-	+/-
Voralpen, Alpen												
< 700	+/-	+/-	+/-	+/-	-	-	-	+/-	-	+/-	+/-	+/-
700 - 2000	+/-	+	+	+/-	-	-	-	+/-	-	+/-	+/-	+/-
> 2000	+/-	+/-	+/-	+/-	+	+	-	-	-	+/-	+/-	+/-
Südschweiz												
< 700	+	+/-	+	+/-	-	-	-	+/-	-	+/-	+/-	+/-
700 - 2000	+	+	++	+/-	-	-	-	+/-	-	+/-	+/-	+/-
> 2000	+/-	+/-	+/-	+/-	+	+	-	-	-	+/-	+/-	+/-

Beim Extremszenario steigt das Wasserangebot in den Gebieten Mittelland/Jura und Voralpen/Alpen im Winter, Frühling und Herbst an, da grössere Niederschlagsmengen zu erwarten sind. Im Winter wird dies in den tieferen Lagen bis 2500 m ü.M. noch durch die Schneeschmelze verstärkt. In der Südschweiz beschränkt sich der Anstieg des Wasserangebotes hauptsächlich auf den Winter. Im Frühling kommt es in den Höhenlagen > 2500 m ü. M., bedingt durch die Verschiebung der Schneeschmelze vom Frühsommer auf den Frühling, zu einer Zunahme bzw. starken Zunahme des Wasserangebotes. Im Sommer geht das Wasserangebot in allen Gebieten und auf allen Höhenstufen zurück oder bleibt unverändert. Im Herbst nimmt das Wasserangebot, bedingt durch eine sehr starke Zunahme des Niederschlags, auf der Alpennordseite sehr stark zu.

Tabelle 7 Kombination der saisonalen Veränderungen im Niederschlag und bei der Schneeschmelze für das Extremszenario

R: Regen, SS: Schneeschmelze, -: Abnahme, +/-: unverändert, +: Zunahme, ++: starke Zunahme

Höhe	DJF			MAM			JJA			SON		
	R	SS	To- tal	R	SS	To- tal	R	SS	To- tal	R	SS	To- tal
Mittelland, Jura												
< 1200	++	+/-	++	++	-	+	+/-	+/-	+/-	++	+/-	++
1200 - 2500	+	+	++	++	-	+	+/-	+/-	+/-	++	+/-	++
> 2500	+/-	+/-	+/-	+	++	++	+/-	-	-	++	+/-	++
Voralpen, Alpen												
< 1200	++	+/-	++	+	-	+/-	+/-	+/-	+/-	++	+/-	++
1200 - 2500	+	+	++	+	-	+/-	+/-	+/-	+/-	++	+/-	++
> 2500	+/-	+/-	+/-	+/-	++	++	+/-	-	-	++	+/-	++
Südschweiz												
< 1200	+	+/-	+	+/-	-	-	-	+/-	-	+/-	+/-	+/-
1200 - 2500	+	+	++	+/-	-	-	-	+/-	-	+/-	+/-	+/-
> 2500	+/-	+/-	+/-	+/-	+	+	-	-	-	+/-	+/-	+/-

5.7 Auswirkungen auf den Permafrost

In höheren Lagen ist der Permafrost für die Entwicklung der Gefahrensituation von grosser Bedeutung. Die Wirkung des Klimas auf den Permafrost ist sehr komplex. An dieser Stelle kann es deshalb nur darum gehen, die wichtigsten Interaktionen kurz zu beschreiben. Bei den einzelnen Prozessen werden die Einflüsse wo notwendig detaillierter beschrieben.

Permafrost ist einem Jahresgang unterworfen. Dabei bestehen wesentliche Unterschiede zwischen Permafrost im Lockermaterial und Permafrost im Fels. Im Lockermaterial wird der Permafrost von einer häufig grobkörnigeren Schicht überlagert, die im Jahresverlauf auftaut und wieder gefriert, dem sogenannten Active Layer. (Abbildung 16).

Im Winter liegt die Temperatur des Active Layer unter Null Grad, wobei der Active Layer aber nicht eisgesättigt ist. Im Frühling infiltriert Schmelzwasser in den Active Layer und erreicht, je nach Temperatur die Grenze zum Permafrost oder gefriert wieder. Dadurch wird latente Wärme frei, die den Schmelzprozess beschleunigt. Mit zunehmender Erwärmung im Sommer taut der Active Layer weiter auf. Mit dem Rückgang der Temperatur im Herbst dringt der Frost von oben wieder in den Active Layer ein. Dieser Prozess wird durch den Witterungsverlauf stark beeinflusst:

- Eine späte Schneeschmelze verzögert das Auftauen des Active Layer.

- Grosse Schmelzwasser- oder Niederschlagsmengen verstärken durch den Transport latenter Wärme den Auftauprozess.
- Hohe Temperaturen im Sommer führen zu einem stärkeren Eindringen der Auftauschicht.
- Ein spätes Einschneien im Herbst ermöglicht eine stärkere Abkühlung des Active Layer und des Permafrostkörpers und führt dazu, dass im Frühling mehr Schmelzwasser in Eis umgewandelt werden kann.
- Im Fels ist der Eisgehalt wesentlich kleiner und damit der Einfluss der latenten Wärme geringer. Zudem fehlt in steileren Gebieten die isolierende Schicht durch Lockermaterial. Damit wirkt der Witterungsverlauf viel direkter und Prozesse können wesentlich rascher ablaufen. Hinzu kommt, dass im Südsektor der Einfluss der kurzweiligen Strahlung dazu führt, dass die Felstemperatur wesentlich über der Lufttemperatur liegt und damit die effektive Permafrost-Untergrenze mehr als 1000 m über der aufgrund der Temperaturverhältnisse zu erwartenden Höhe liegen kann (Gruber et al., 2004). Weiter ist zu berücksichtigen, dass im Bereich von Gipfeln und Gräten die Wärme von mehreren Seiten in den Fels eindringen kann und damit grössere Felsmassen unter Auftaubedingungen kommen (Noetzli et al. 2007). Dieser Effekt ist vor allem im Nordsektor von Bedeutung, da in diesem Sektor die thermischen Bedingungen im Fels vor allem durch die Lufttemperatur beeinflusst werden und damit grundsätzlich tiefer liegen als im Südsektor.
- Ist der Fels stark geklüftet, führt dies zu einem höheren Eisgehalt und damit zu einer grösseren Bedeutung der latenten Wärme. Geklüfteter Fels weist meistens auch eine grössere Rauigkeit auf, was eine verstärkte Schneebedeckung und eine höhere Albedo zur Folge hat. Beides führt zu einer gedämpften Reaktion des Permafrosts bei einer Erwärmung des Klimas (Gruber & Haeberli 2007).

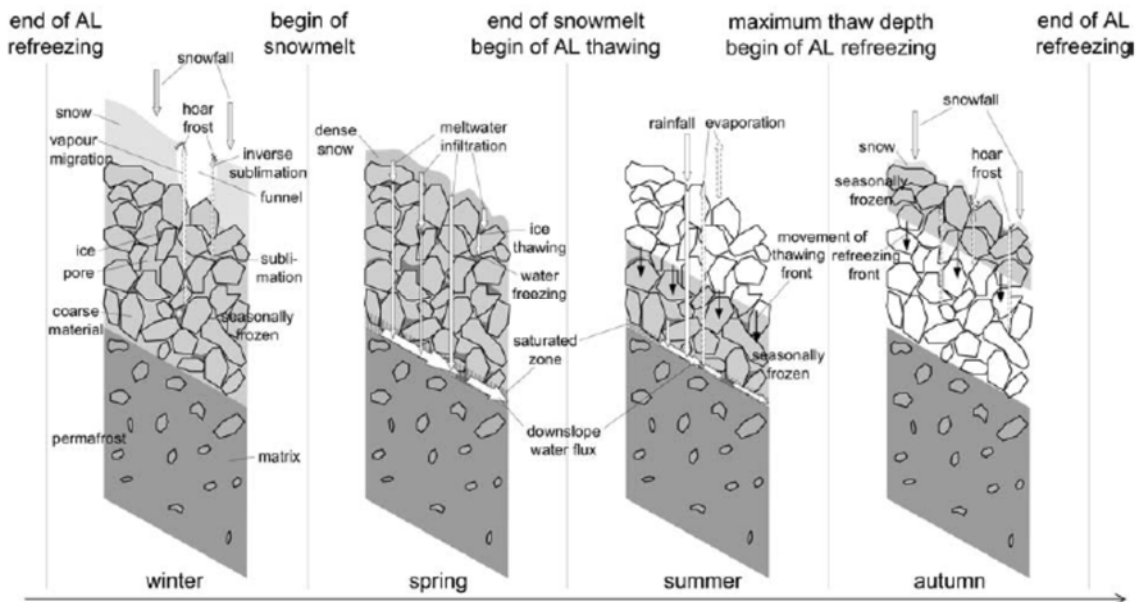


Abbildung 16 Zeitliche Verteilung der hydrothermalen Prozesse in einem Permafrostkörper im Lockermaterial
AL: Active Layer (Rist 2007)

5.8 Auswirkungen auf die Gletscher

Gletscher reagieren sehr sensitiv auf die Klimaerwärmung. So haben die Alpengletscher nach der kleinen Eiszeit zwischen 1870 und 1970 ca. 35 % ihrer Fläche verloren. Mit der

zunehmenden Erwärmung bis Ende des 20. Jahrhunderts stieg der Anteil in nur 30 Jahren auf 50 % (Zemp et al. 2006). Im Hitzesommer 2003 nahm das Wasseräquivalent der Alpengletscher um 2.5 m ab, ein massiver Verlust im Vergleich mit dem Mittel 0.6 m für die Periode 1850 – 2000.

Die Untersuchungen von Paul et al. (2011) zeigen, dass die Gletscherfläche von ca. 1000 km² im Jahr 2000 bis ins Jahr 2050 um ca. 250 km², bis ins Jahr 2100 sogar um ca. 750 km² zurückgehen wird (Abbildung 17). Diesem Szenario ist eine Temperaturzunahme von 4 °C bis ins Jahr 2100 zugrunde gelegt.

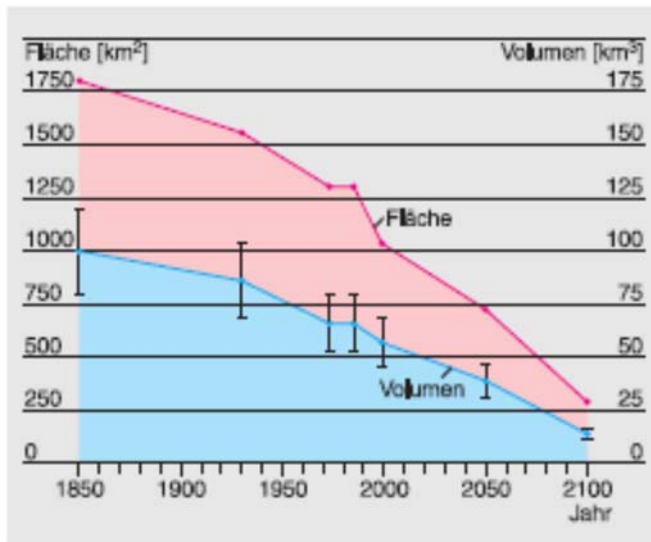


Abbildung 17 Verlauf der Gletscherfläche und Volumen in den Schweizer Alpen (Paul et al., 2011)

In einer neuen Studie von Linsbauer et al. (2013) wird der Gletscherrückzug u.a. auch über die Veränderung der Eismächtigkeit simuliert, was der Realität mehr entspricht, als das „Abschneiden“ der Zunge. Im moderaten Szenario mit einem Temperaturanstieg von 4.5 °C bis ins Jahr 2100 reduziert sich die Eisfläche in der Schweiz um ca. 75 %. Die Daten aus dieser Studie werden für die vorliegenden Analysen verwendet.

In Abhängigkeit von der Einzugsgebiets-Charakteristik der Gletscher können die eisfrei werdenden Flächen mit Moränenschutt bedeckt sein oder als weitgehend schutfreie Gletscherschliffflächen zum Vorschein kommen. Eine Abschätzung, welches der Fall sein wird, kann mit dem Erosion-Sedimentation Index (Haeberli 1986, Zemp 2002) vorgenommen werden. Ausserdem werden sich in den eisfrei werdenden Flächen in vielen Gebieten in Übertiefungen neue Seen bilden. Letztere werden jedoch in der vorliegenden Studie nicht verwendet.

5.9 Nicht berücksichtigte Prozesse

In die Analyse nicht mit einbezogen werden indirekte Veränderungen, die durch den Klimawandel bewirkt werden. Im Zusammenhang mit den hier behandelten Naturgefahren können vor allem vermehrt Waldbrände oder Veränderungen in der Vegetationszusammensetzung und -bedeckung von Bedeutung sein. Für den Einbezug dieser Elemente fehlen jedoch die notwendigen Grundlagen. Weiter werden auch Prozessketten, beispielsweise Flutwellen verursacht durch Felsstürze in Seen, nicht in die Beurteilung miteinbezogen, da solche Prozesse eine detailliertere Analyse erfordern, als dies mit dem hier eingesetzten Verfahren möglich ist.

6 Bewertungsmethodik

6.1 Methodenauswahl

Für die Abschätzung der Folgen des Klimawandels kommt heute ein breites Spektrum von Ansätzen zur Anwendung. Auf der einen Seite stehen detaillierte Simulationsmodelle, die ein System möglichst realitätsnah abbilden. Als Klimainput dienen die Ergebnisse aus regionalen oder lokalen Klimamodellen, welche heute oft auch als Ensemble vorliegen. Dieser Ansatz wurde beispielsweise für die Simulation der zukünftigen Schneebedeckung in alpinen Einzugsgebieten (Bavay et al 2009) angewendet. Aufgrund der hohen Anforderungen an die Inputdaten und des hohen Aufwandes werden diese Ansätze meistens in kleineren Untersuchungsgebieten angewendet. Eine weitere Möglichkeit bieten statistische Methoden. Auch hier sind aber die Anforderungen an die Grundlagendaten, insbesondere wenn räumlich differenzierte Aussagen gemacht werden sollen, hoch. Die dritte Möglichkeit sind Expertensysteme. Diese basieren meistens auf Literaturanalysen oder Expertenbefragungen. Solche Systeme stellen wesentlich geringere Anforderungen an die Grundlagendaten und lassen sich auch mit einem relativ geringen Aufwand umsetzen.

Unter Berücksichtigung der Grundlagendaten, die aus dem Projekt SilvaProtect-CH zur Verfügung stehen und dem Anspruch, mit beschränkten Mitteln eine Aussage über die ganze Schweiz zu machen, wird für dieses Projekt der Expertensystem-Ansatz gewählt. Mit diesem Ansatz sind zwar quantitative Aussagen nur beschränkt möglich, eine qualitative Bewertung in welche Richtung (abnehmend, zunehmend) Auswirkungen zu erwarten sind und wie stark die Veränderungen ausfallen werden, sind mit diesem Ansatz aber möglich.

6.2 Das Dispositions-konzept

Die Methodik für die Beurteilung der Sensitivität von Gefahrenprozessen wird auf der Basis des Dispositions-konzeptes (Abbildung 18) aufgebaut. Die Disposition beschreibt die Anfälligkeit eines Systems bzw. eines Gebietes für einen bestimmten Prozess. Dabei kann zwischen Grunddisposition und variabler Disposition unterschieden werden. Die Grunddisposition umfasst die langfristig weitgehend stabilen Eigenschaften eines Systems. Die variable Disposition umfasst die im Verlaufe der Zeit sich ändernden Gebietseigenschaften, die die Schwelle für die Prozessauslösung beeinflussen, wobei saisonale Zyklen für die vorliegende Fragestellung nicht der variablen Disposition zugeordnet werden. (Beispielsweise ist die variable Disposition für Lawinenauslösung in jedem Sommer in weiten Teilen der Alpen gering, steigt aber im Winter immer wieder an). Die Systembelastung beinhaltet die Prozesse, mit denen ein System über den Schwellenwert für die Prozessauslösung belastet wird. Auf ein konkretes Beispiel übertragen können in einem Wildbacheinzugsgebiet die geologischen Eigenschaften, die beispielsweise die Verwitterbarkeit beeinflussen, der Grunddisposition zugeordnet werden. Das aktuelle Geschiebepotenzial in einem Wildbacheinzugsgebiet ist ein Teil der variablen Disposition und der Starkniederschlag die Systembelastung, die einen Murgangprozess oder den Geschiebetransport auslöst. Im vorliegenden Projekt geht es darum, die Auswirkungen des Klimawandels auf die Disposition und die Systembelastung abzuschätzen.

Der Klimawandel kann sich auf die Stärke und Häufigkeit von auslösenden Ereignissen auswirken. Dies wird in Abbildung 19 in beiden Szenarien angenommen. Veränderungen im Klima können aber auch die variable Disposition verändern. Im ersten Szenario in Abbildung 19 wird davon ausgegangen, dass die Lockermaterialproduktion in verwitterungsanfälligerem Gestein zunimmt und dadurch die variable Disposition nach einem Ereignis rascher wieder ansteigt. Damit kommt es, zusammen mit den stärkeren Belastungen, zu häufigeren Ereignissen. Im zweiten Szenario weist die variable Disposition durch die

Permafrost-Degradation einen steigenden Trend auf, was mit zunehmender Zeit zu vermehrten Ereignissen führt.

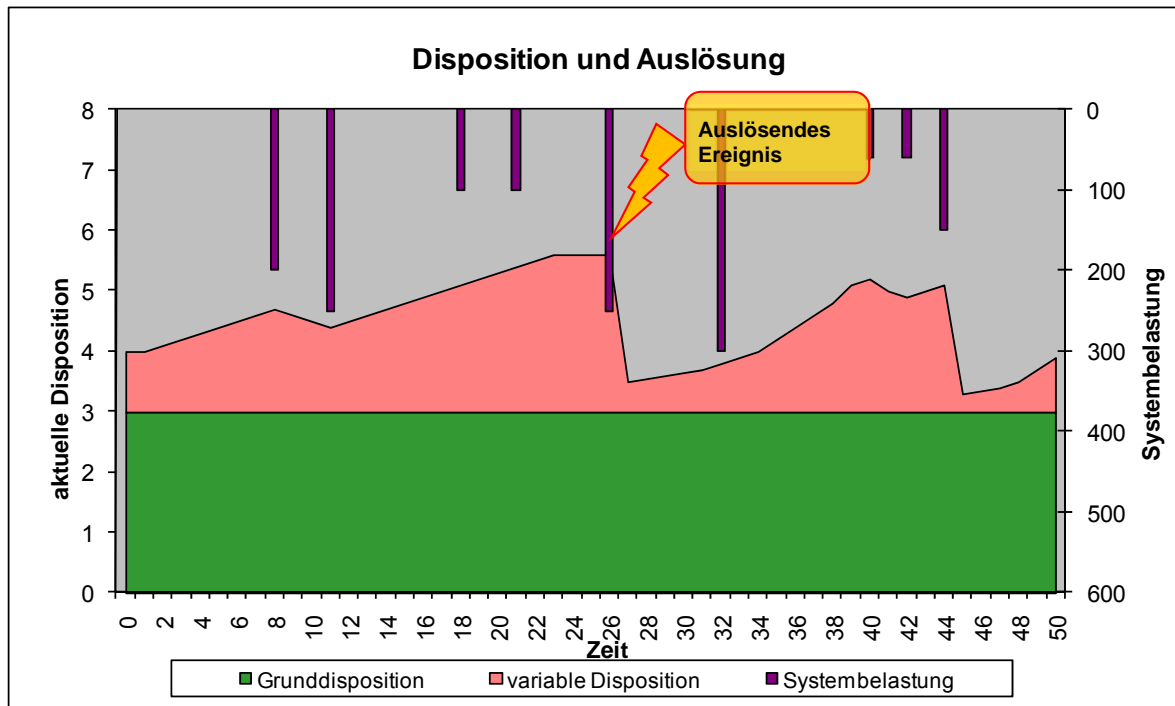


Abbildung 18 Das Dispositionsmodell

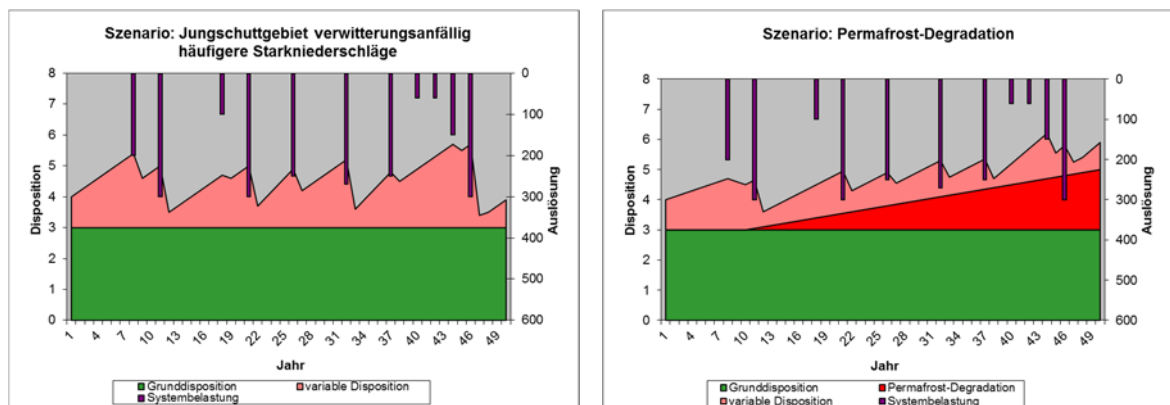


Abbildung 19 Beispiele der Beeinflussung der Systembelastung (links) und der Disposition (rechts) durch den Klimawandel

Die Auswirkungen des Klimawandels können Veränderungen sowohl bei der Häufigkeit als auch bei der Magnitude von Ereignissen bewirken. Deshalb wird, wo relevant und möglich, für beide Aspekte eine Bewertung der Sensitivität vorgenommen.

Als Grundlage für die Beurteilung der Sensitivität werden die Daten, die bei der Ausscheidung der Gefahrenggebiete im Rahmen des Projektes SilvaProtect-CH erarbeitet wurden, verwendet. Diese werden wo nötig mit weiteren, über die ganze Schweiz verfügbaren Raumdaten ergänzt. Diese Daten beinhalten teilweise direkte Informationen zur Disposition (z.B. Verwitterungsanfälligkeit), zum Teil werden die Daten indirekt als Indikatoren verwendet (z.B. Höhenlage als Indikator für die Schneehöhe oder die Anzahl Frostwechseltage).

6.3 Bewertungsansatz

Wie in Kapitel 6.1 beschrieben, soll für die Bewertung der Sensitivität ein Expertensystem aufgebaut werden. Dazu werden (Zwischen-)Ergebnisse aus SilvaProtect-CH, basierend auf Erkenntnissen aus der Literatur und Expertenwissen, miteinander verknüpft. Da sich die Erkenntnisse auch widersprechen können, ist es wichtig, dass offen gelegt wird, welche Annahmen für die Bewertung verwendet und wie diese verknüpft wurden. So können diese diskutiert und bei Bedarf angepasst werden.

Die Bewertung der Sensitivität kann teilweise direkt aus einer Datenebene abgeleitet werden. Meistens müssen aber mehrere Datenebenen miteinander kombiniert werden, um zu Aussagen zu kommen. Diese Kombinationen basieren auf Angaben aus der Literatur und auf Expertenwissen. Da es sich dabei meistens um "unscharfe" Parameter handelt, soll die Umsetzung des Regelwerks mit Hilfe der Fuzzy Logic erfolgen. Fuzzy Logic fand grosse Verbreitung im Zusammenhang mit Kontrollsystemen in Steuerungen und Geräten. Das Konzept leistet aber auch gute Dienste beim Aufbau von Expertensystemen, so beispielsweise bei der Beurteilung der Gefährdung durch Nassschneelawinen (Zischg et al. 2005). In diesem Sinn soll das Verfahren auch in diesem Projekt eingesetzt werden.

Das Verfahren hat den Vorteil, dass anstelle von scharfen numerischen Grenzen mit Übergangsbereichen gearbeitet werden kann (Abbildung 20). Bei der Fuzzy-Klassifikation kann ein Wert im Bereich der Klassengrenzen zwei Klassen zugeordnet werden. Damit wirkt sich die Problematik, dass in Expertensystemen Grenzen häufig gutachterlich festgelegt werden müssen weniger stark aus, da im Übergangsbereich die Eigenschaften beider Klassen für die weitere Analyse mit verwendet werden. Für die Festlegung der Grösse dieses Überlappungsbereiches gibt es keine festen Regeln. Meistens wird er als Expertenmeinung aufgrund der Unsicherheit festgelegt. Bei grossen Unsicherheiten wird ein grösserer Überlappungsbereich gewählt, als wenn die Unsicherheit gering ist. Die Unschärfe fliesst auch in die Parameterkombination ein. Damit bietet dieser methodische Ansatz vielfältige Möglichkeiten, um die SilvaProtect-CH-Daten für die Bewertung der Sensitivität der Gefahrenprozesse im Hinblick auf die Klimaänderung auszuwerten.

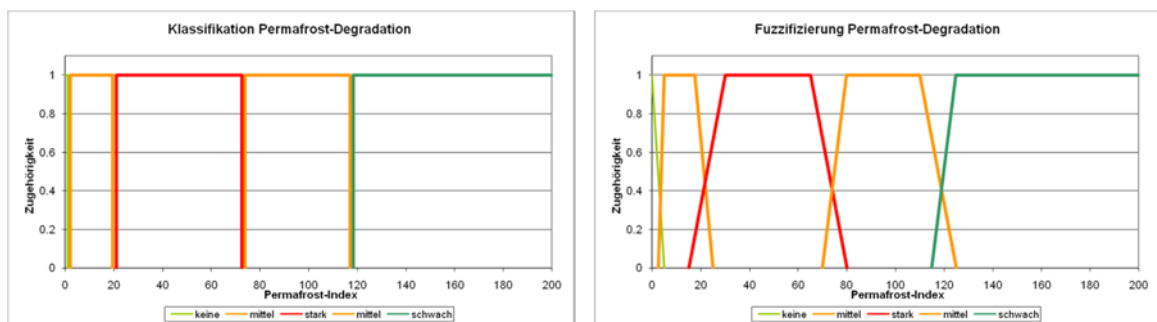


Abbildung 20 „Scharfe“ (links) und Fuzzy-Klassifikation (rechts) des Permafrost-Indexes

Am Beispiel des Bewertungsmodells für die Frostwechselhäufigkeit (Tabelle 8) wird das Prinzip der Parameterkombination mittels Fuzzy Logic beschrieben. In den Bewertungstabellen werden die Überlappungsbereiche nicht angegeben, dies um eine bessere Lesbarkeit zu gewährleisten. Als Grenze zwischen den verschiedenen Klassen wird die Mitte des Überlappungsbereiches angegeben. Die detaillierten Angaben zu den Überlappungsbereichen sind im GIS-Handbuch zum Projekt (geo7, 2013) aufgeführt. Die Umsetzung der Bewertungsmodelle erfolgt mit Hilfe der Mathematik Software MATLAB®, die auch eine Fuzzy Logic Toolbox umfasst. In Abbildung 21 ist das Vorgehen in der Übersicht dargestellt.

- Als Erstes werden die Wertebereiche der beiden Parameter Exposition und Höhenlage fuzzifiziert und in linguistische Variablen umgewandelt (Abbildung 21 a + b).

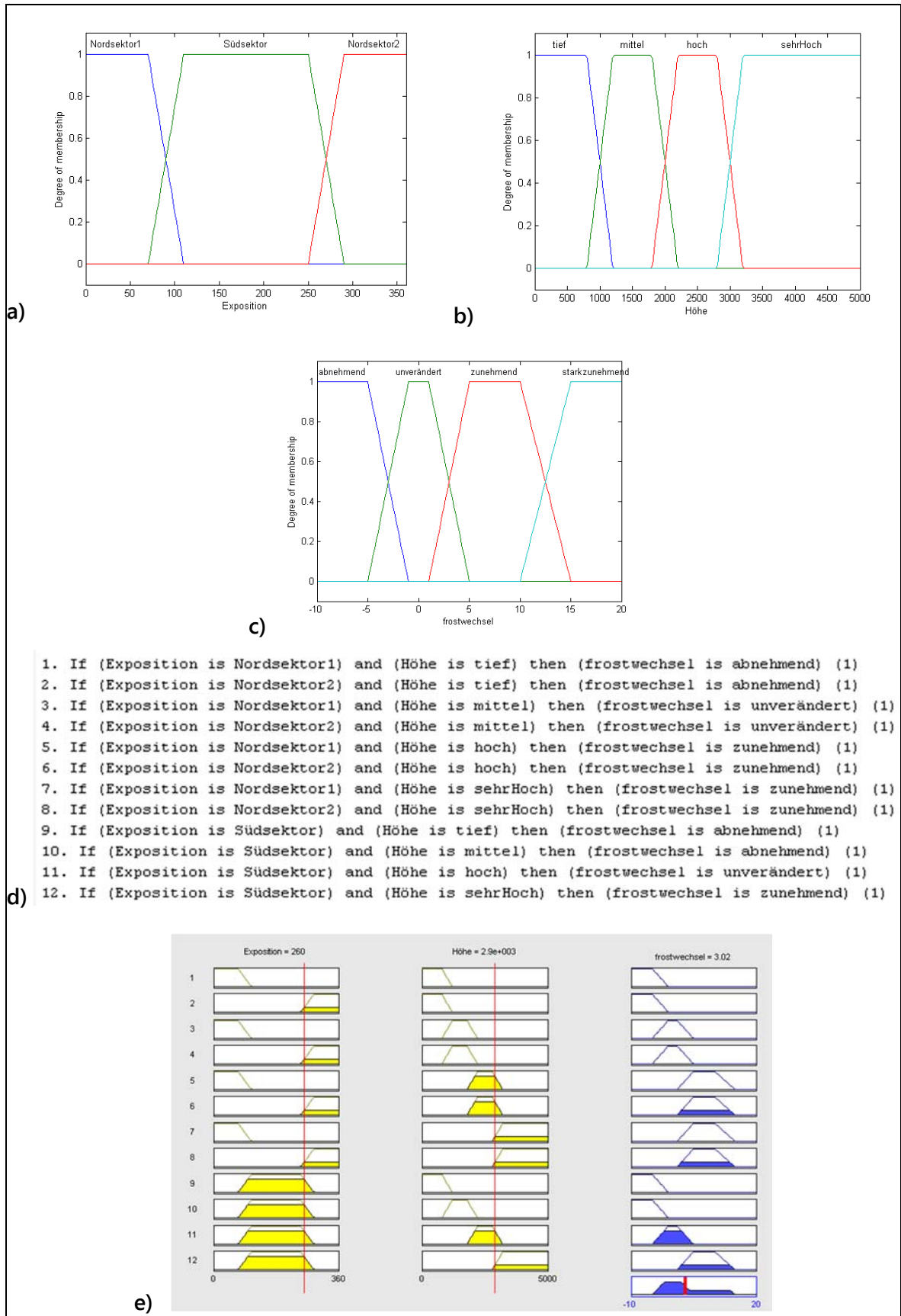


Abbildung 21 Bewertungssystem Sensitivität Frostwechsel, umgesetzt in Fuzzy Logic

- In einem weiteren Schritt werden die linguistischen Variablen für die "Sensitivität Frostwechsel" definiert (Abbildung 21 c). Da für diesen Parameter keine vordefinierte numerische Skala existiert, wird dafür ein Wertebereich von -10 bis 20 festgelegt.
- Anschliessend wird das Regelsystem, mit dem die Inputgrössen zum Output kombiniert werden, definiert (Abbildung 21 d und e).

Damit liegen alle Elemente für das Bewertungssystem vor. In Abbildung 21 e ist eine Anwendung des Regelsystems dargestellt. Die Eingangsgrössen sind für die Exposition 260 ° und für die Höhe 2900 m ü.M. Mit diesen Werten kommen die Regeln 6, 8, 11 und 12 zur Anwendung. Für jede dieser Regeln wird für die Parameter Exposition und Höhe der Grad der Zugehörigkeit ermittelt, dargestellt durch die Höhe der gelben Füllung in den Trapezen. Für jede Regel wird die minimale Höhe auf die Outputgrösse übertragen, dargestellt durch die blaue Füllung der Trapeze in der letzten Spalte. Die Zugehörigkeiten der Outputgrösse werden ihrerseits kombiniert, wobei für jede linguistische Variable der höchste Wert verwendet wird. Daraus ergibt sich das Resultat-Polygon, das in der letzten Zeile der Abbildung 21 e dargestellt ist. Für die Ableitung eines diskreten Ergebniswertes wird der Schwerpunkt der kombinierten Zugehörigkeitsflächen ermittelt und auf die x-Achse projiziert. Daraus resultiert ein Sensitivitätswert von 3, was bedeutet, dass die Sensitivität Frostwechseltage in diesem Fall zwischen „unverändert“ und „zunehmend“ liegt.

6.4 Räumliche Aggregation

Für die räumliche Aggregation der Resultate werden die in Kapitel 3 beschriebenen Einzugsgebiete verwendet. Das Konzept, das dabei zur Anwendung kommt, wird im Folgenden am Beispiel der Felssturz-Anrissgebiete erläutert (vgl. Abbildung 22). In einem ersten Schritt werden mit Hilfe von Sampelpunkten die Eigenschaften der zu bewertenden Flächen ermittelt (a). Anschliessend werden aus den so erfassten Eigenschaften die 25 %, 50 % und 75 % Quantile berechnet (b) und diese mit Hilfe von Fuzzy Regeln kombiniert (c). Damit fliesst nicht nur der Mittelwert bzw. der Median in die Bewertung ein, sondern es können auch die Gebietseigenschaften im äusseren Bereich der Verteilung berücksichtigt werden. In einem weiteren Schritt fliesst dann noch der Anteil der Prozessflächen an der ganzen Einzugsgebietsfläche in die Bewertung ein (d).

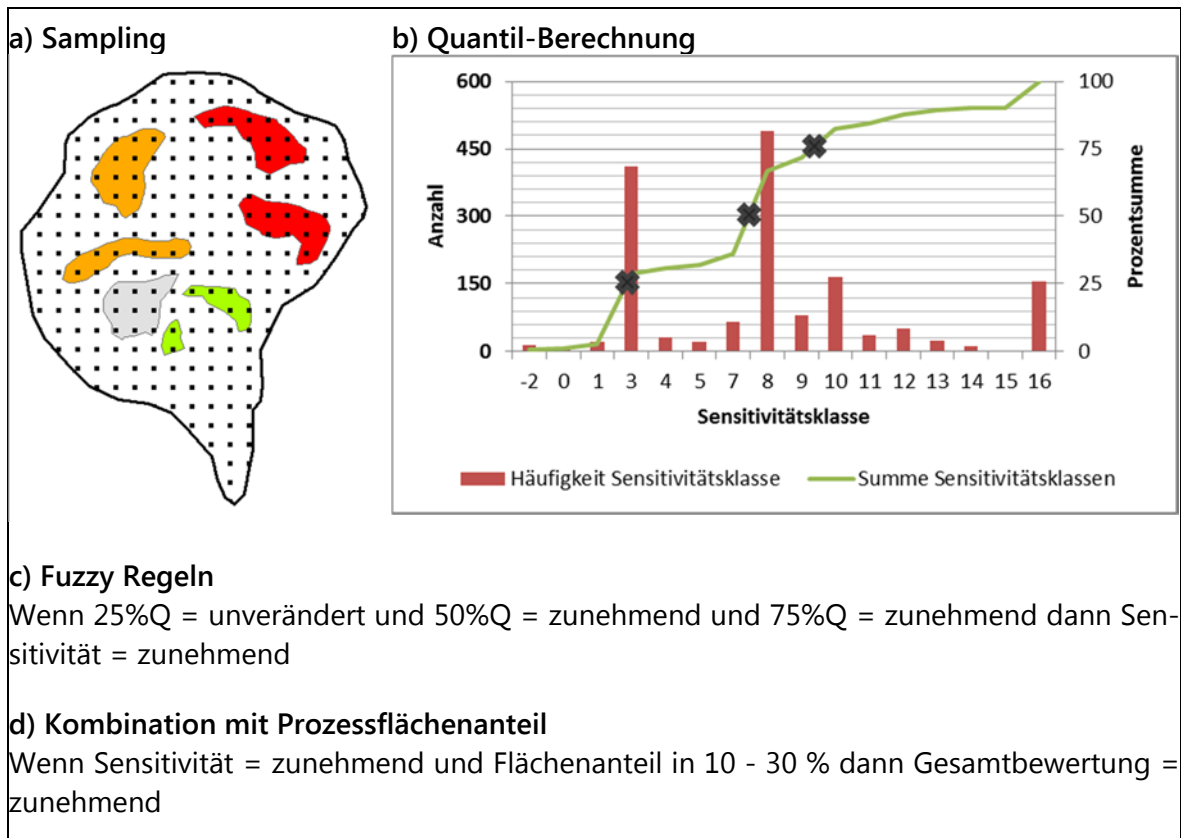


Abbildung 22 Konzept der Aggregation auf Stufe Einzugsgebiet

Die Aggregationsverfahren unterscheiden sich in Abhängigkeit der Prozesse und werden deshalb jeweils in den Kapiteln zu den einzelnen Prozessen beschrieben.

7 Beurteilungsverfahren Sturzprozesse

7.1 Prozesse

Im Projekt SilvaProtect-CH wurde nur der Prozess Stein- und Blockschlag bearbeitet, da hier der Wald eine wesentliche Schutzfunktion ausüben kann. Fels- und Bergstürze, die eine wesentlich höhere Intensität aufweisen, wurden nicht behandelt. Im Zusammenhang mit der Permafrost-Degradation können jedoch vermehrt solche grössere Ereignisse auftreten (Harris et al. 2001). Deshalb wird in dieser Studie auch die Sensitivität im Hinblick auf grössere Sturzereignisse untersucht.

Sturzprozesse werden in die Phasen Ablösung, Transit und Ablagerung unterteilt. Die Sensitivitätsbeurteilung wird nur in Bezug auf die Ablösung vorgenommen, da primär in diesem Bereich Veränderungen im Zusammenhang mit der Klimaänderung zu erwarten sind.

Grunddisposition: Grundvoraussetzung für Sturzprozesse ist die Auflockerung des Gesteins durch Verwitterungsprozesse. Die geologischen Eigenschaften des Festgesteins bestimmen dessen Verwitterbarkeit und beeinflussen damit die Häufigkeit und das Ausmass von Sturzprozessen. Je stärker ein Gestein aufgrund seines Gefüges oder der Klüftung aufgelockert ist, desto einfacher kann Wasser in das Gestein eindringen. Dadurch kann die chemische Verwitterung verstärkt, der hydrostatische Druck erhöht und bei ent-

sprechenden thermischen Voraussetzungen die Eisbildung gefördert werden. Diese Prozesse bewirken eine weitere Auflockerung des Gesteins.

Variable Disposition: In höher gelegenen Gebieten liegen die Felswände teilweise im Permafrost. Der Einfluss des Permafrostes auf die Stabilität von Felswänden ist sehr komplex (Gruber & Haeberli 2007). Grundsätzlich ist davon auszugehen, dass kalter Permafrost (Temperatur deutlich $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$) stabilisierend wirkt. Bei Temperaturen knapp unter $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ kann jedoch auch Wasser in flüssiger Form neben Eis vorkommen. Dadurch reduziert sich die Kohäsion, und Gesteinspakete können losbrechen. So kam beim Sturzergebnis am Matterhorn im Sommer 2003 auf der Ablösungsfläche Eis zum Vorschein. Gemäss Davies et al. (2001) ist die Stabilität des Fels/Eis-Gemisches bei $-1.5 - 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ am geringsten. Mittel- und längerfristige Veränderungen im Permafrost beeinflussen damit die variable Disposition für Sturzprozesse erheblich.

Auslösender Prozess: Die Auslösung von Sturzprozessen kann durch verschiedene Prozesse erfolgen. Frosteinfluss, hydrostatischer Druck durch Kluftwasser und die Spülwirkung des Wassers in steileren Flanken sind die wichtigsten auslösenden Faktoren. Daneben gibt es verschiedene weitere Prozesse (z.B. Wurzeldruck, Wind), die jedoch von untergeordneter Bedeutung sind.

Beim Frosteinfluss sind zwei unterschiedliche Prozesse von Bedeutung (Wegmann 1998):

- **Volumenexpansion:** Beim Einfrieren von Wasser bei $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ erfolgt eine Volumenexpansion von ca. 9 %, danach steigt sie linear auf ca. 13.5 % an bei $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$. Dadurch entsteht bei einem raschen Gefrieren von Wasser in Gesteinshohlräumen ein Sprengdruck. Durch wiederholte Gefrier-/Tauzyklen wird das Gestein aufgelockert, bis Gesteinsstücke losbrechen und abstürzen. Dieser Prozess beschränkt sich auf die obersten Dezimeter einer Felswand. Die Grösse der losgelösten Blöcke ist damit beschränkt. Es handelt sich normalerweise um Steinschlag.
- **Bildung von Segregationseis:** Unter Frostbedingungen können sich im Fels in kleinen Hohlräumen Eislinsen bilden. Gesteinsfeuchte kann bei einem entsprechenden Temperaturgradienten zu diesen Eislinsen migrieren, so dass diese weiter wachsen können. Durch den so entstandenen Druck können Klüfte aufgeweitet werden. Dieser Prozess ist vor allem in Felswänden unter Permafrost-Bedingungen von Bedeutung. Damit wirkt dieser Prozess auch wesentlich stärker in die Tiefe als die Volumenexpansion (dm – hm), und die relevante Zeitskala ist Monate bis Jahrzehnte bzw. Jahrhunderte. Durch das Auftauen von solchen Eislinsen können auch grosse Gesteinspakete instabil werden und als Fels- und Bergstürze losbrechen.

Wasser, das in Klüfte eindringt, kann, abhängig von der Höhe der Wassersäule, einen sehr hohen hydrostatischen Druck aufbauen, der dazu führen kann, dass Gesteinspakete losgelöst werden und abstürzen (Selby, 2000).

7.2 Klimasensitivität

Die Grunddisposition für Sturzprozesse wird durch die vorgegebenen Klimaszenarien kaum verändert. Ausnahme bilden Felsflächen, die durch den Gletscherrückzug neu als Sturzquellen wirken können. Für den Steinschlag ist dies von geringerer Bedeutung, beim Felssturz können sich wegen der Druckentlastung jedoch grössere Veränderungen ergeben.

Die variable Disposition kann sich als Folge der Klimaveränderungen wesentlich ändern. Höhere Temperaturen führen zu einer Erwärmung der Felskörper und damit zu einer Degradation des Permafrostes. Wegen des geringen Eisanteils im Fels kann dieser Prozess sehr rasch vor sich gehen (Gruber & Haeberli 2007). Hinzu kommen die Relief-Effekte, wie in Kapitel 5.6 beschrieben.

Bei den auslösenden Ereignissen besteht in mehreren Bereichen eine Klimasensitivität:

- Frostwechselhäufigkeit: Veränderungen in der Häufigkeit von Frostwechseln beeinflussen die Häufigkeit von Sturzprozessen (Sass, 2005). Ein linearer Zusammenhang existiert jedoch nicht. Einerseits muss auch genügend Wasser verfügbar sein, damit sich in den Hohlräumen Eis bilden kann, andererseits müssen Frostwechsel nicht unmittelbar zum Absturz von Felsblöcken führen. Oft führen erst nachfolgende Starkregen zum Absturz. Die Frostwechselhäufigkeit ist in südexponierten Flanken wesentlich höher als in nordexponierten Flanken vergleichbarer Höhe, wobei jedoch in Südflanken die Frostwechsel hauptsächlich im Winter stattfinden, wenn wenig flüssiges Wasser verfügbar ist. Weiter können eine starke Zerklüftung und die Schneebedeckung die Zahl der Frostwechsel im Fels reduzieren.
- Hitzeperioden: Langandauernde Hitzeperioden im Sommer können in Permafrost-Gebieten zu einer deutlichen Erwärmung des Eis/Fels-Gemisches führen. Dadurch wächst die Wahrscheinlichkeit, dass der kritische Temperaturbereich von 0 - -1.5 °C erreicht wird, bei dem die Stabilität stark reduziert ist. Hinzu kommt, dass durch das Auftauen des Eises in Klüften neue Wasserwege geöffnet werden und so (Schmelz-)Wasser in neue Bereiche eindringen und dort einen hydrostatischen Druck aufbauen kann. Die Erwärmung wirkt sich in den nordexponierten Wänden stärker aus, da diese stärker durch die Lufttemperatur beeinflusst sind als die südexponierten Wände, in denen die Strahlung eine grössere Rolle spielt.
- Grosser Wasseranfall: Oberflächenabfluss im Zusammenhang mit Starkregen oder Schneeschmelze kann abgelöste Blöcke mobilisieren und so zu Steinschlag führen. Intensive Niederschläge und vor allem ein grosser Schmelzwasser-Anfall können den hydrostatischen Druck in Kluftsystemen erhöhen und so Sturzprozesse grösseren Ausmasses auslösen. Dieser Prozess ist vor allem im Frühling, wenn Gesteinspakete durch die winterliche Frosteinwirkung aufgelockert sind, wirksam. Im Sommer und Herbst ist die Sensitivität bezüglich des Wasserinputs geringer, da sich die Klüfte teilweise wieder schliessen (Gruner, 2008).

7.3 Indikatoren

In SilvaProtect-CH wurden die Startgebiete für Stein- und Blockschlag ausgeschieden. Dabei wurde keine Differenzierung bezüglich der Häufigkeit von Sturzprozessen vorgenommen. Es existieren nur die Startpunkte für die Simulation. Diese werden ergänzt mit neuen Sturzquellen in den Gletscherrückzugsgebieten. Die Ausscheidung dieser Flächen erfolgt aufgrund des Gletscherbett-DTM, das vom Geographischen Institut der Uni Zürich nach der in Linsbauer et al. (2009) beschriebenen Methode modelliert wurde. Berücksichtigt werden Flächen mit einer Neigung > 45 °.

Für den Prozess Felssturz werden im Rahmen der vorliegenden Studie potenzielle Startgebiete auf der Basis des swissTLM3D ausgeschieden. Felsflächen mit einer Neigung > 30 ° werden als potenzielle Felssturzgebiete selektiert, sofern ihre Fläche mehr als 0.5 ha beträgt. Die gleichen Kriterien werden auch auf die Gletscherrückzugsgebiete angewandt.

Damit Aussagen zu möglichen Veränderungen im Sturzgeschehen im Zusammenhang mit der Klimaänderung gemacht werden können, sind weitere Indikatoren beizuziehen. Für die Bewertung der Klimasensitivität werden folgende Indikatoren verwendet:

- Verwitterungsanfälligkeit: Im Rahmen des Projektes SilvaProtect-CH wurde die Schuttproduktion der verschiedenen Lithologien der geotechnischen Karte der Schweiz beurteilt. Dazu existiert ein GIS-Layer, der die verschiedenen geologischen Einheiten in drei Kategorien einteilt (Schuttproduktion gering, mittel, hoch).
- Exposition: Die Exposition wird als Indikator für die kurzweilige Strahlung eingesetzt.
- Permafrost-Index: Die Hinweiskarte der potenziellen Permafrost-Gebiete der Schweiz zeigt die mögliche Verbreitung der Gebiete unter Permafrost-Bedingungen. Mit einem Permafrost-Index werden darin qualitative Aussagen zur flächenhaften Verbreitung, der

Mächtigkeit und der Kälte von Permafrost-Körpern gemacht. Je höher der Index, umso wahrscheinlicher ist das Vorkommen von Permafrost und umso mächtiger und kälter sind Permafrostkörper.

- Höhenlage: Die Höhe über Meer wird einerseits als Indikator für die Temperatur verwendet, andererseits dient sie der Zuordnung des Wasseranfalls aus der Schneedecke, der nach dem in Kapitel 5.5 beschriebenen Verfahren berechnet wurde.
- Einzugsgebietsgrösse: Im Projekt SilvaProtect-CH wurde die Einzugsgebietsgrösse für jede Rasterzelle mit einem multiple flow direction Ansatz berechnet. Dieser Wert dient als Indikator für die Wasserverfügbarkeit durch Oberflächenabfluss und oberflächennahen Abfluss. Dieses Wasser kann in Felsklüften zu erhöhtem hydrostatischem Druck führen oder lose Steine mobilisieren.
- Gletscherrückzugsgebiete seit 1850: Durch den Gletscherrückzug werden Felsgebiete entlastet, was die Anfälligkeit für Felsstürze erhöht.

7.4 Bewertungsmodell

Die Beurteilung der Sensitivität erfolgt bezogen auf Sturzquellen, die als GIS-Layer aus dem Projekt SilvaProtect-CH vorliegen. Beurteilt wird die Veränderung der Ereignishäufigkeit beim Steinschlag und bei den Felsstürzen. Eine Beurteilung der Veränderung bei der Ereignisgrösse lässt sich mit den zur Verfügung stehenden Grundlagendaten nicht vornehmen.

Hypothese: Durch den Temperaturanstieg verschiebt sich die Zone des intensivsten Frostwechsels nach oben. Mit ihr verlagert sich die Intensität der Materialaufbereitung, wobei die Stärke der Veränderung auch von der Verwitterungsanfälligkeit des Festgesteins abhängt. Durch auftauenden Permafrost kann die Stabilität bisher gefrorener Felspartien abnehmen, mit der Folge, dass vermehrt Steinschlag auftritt und Felsstürze losbrechen können. Für die Mobilisierung des aufgelockerten Materials muss genügend Wasser zur Verfügung stehen. Zwar sind beim Steinschlag auch Trockenabstürze möglich, weitaus häufiger ist jedoch die Mobilisierung durch Spülprozesse, was entsprechende Wassermengen erfordert. Beim Felssturz erfolgt die Mobilisierung häufig durch Erhöhung des hydrostatischen Druckes im Kluftwasser. Diese Prozesse sind v.a. im Frühling, nach der winterlichen Auflockerung, relevant.

Frostwechseltage: Die Anzahl der Frostwechseltage für 92 Stationen der MeteoSchweiz wurde auf Grund der Anzahl Eis- und Frosttage berechnet. Diese Berechnung erfolgte separat für die vier Jahreszeiten. In Abbildung 23 sind diese Werte gegen die Höhe aufgetragen. Weiter ist in den Grafiken die Regression der Saisonmitteltemperatur in Abhängigkeit der Höhenlage dargestellt. Daraus wird ersichtlich, dass die grösste Anzahl an Frostwechseltagen im Bereich der Nullgradgrenze vorkommt und damit saisonal grosse Unterschiede zu verzeichnen sind. Da auch die Temperaturszenarien je nach Jahreszeit unterschiedlich sind, ergibt sich aus den Szenarien nicht einfach eine lineare Verschiebung mit der Höhe, wie Abbildung 24 zeigt. Eine wesentliche Veränderung wird angenommen, wenn die Anzahl Frostwechseltage um 10 zu- oder abnimmt. Eine sehr starke Zunahme wird angenommen, wenn die Zahl der Frostwechseltage um 25 Tage oder mehr zunimmt.

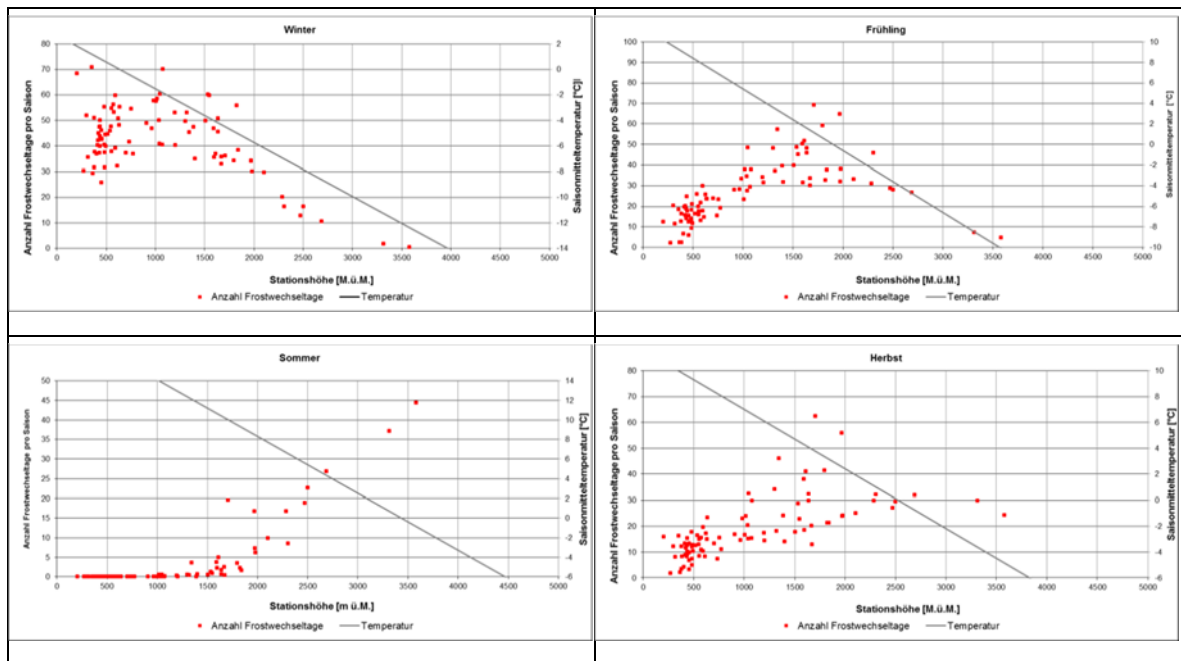


Abbildung 23 Anzahl Frostwechseltage und Temperatur in Abhängigkeit der Stationshöhe (Quelle: MeteoSchweiz)

Da im Südsektor neben der Temperatur auch die kurzweilige Strahlung die Felsoberfläche stark erwärmen kann, liegen die Grenzen hier ungefähr 1000 Meter höher als auf der Nordseite, wo die Felstemperatur hauptsächlich von der Lufttemperatur abhängt. Die daraus abgeleiteten Bewertungen für die Veränderung des Frostwechsels sind in Tabelle 8 für das mittlere Szenario und in Tabelle 9 für das extreme Szenario zusammengestellt.

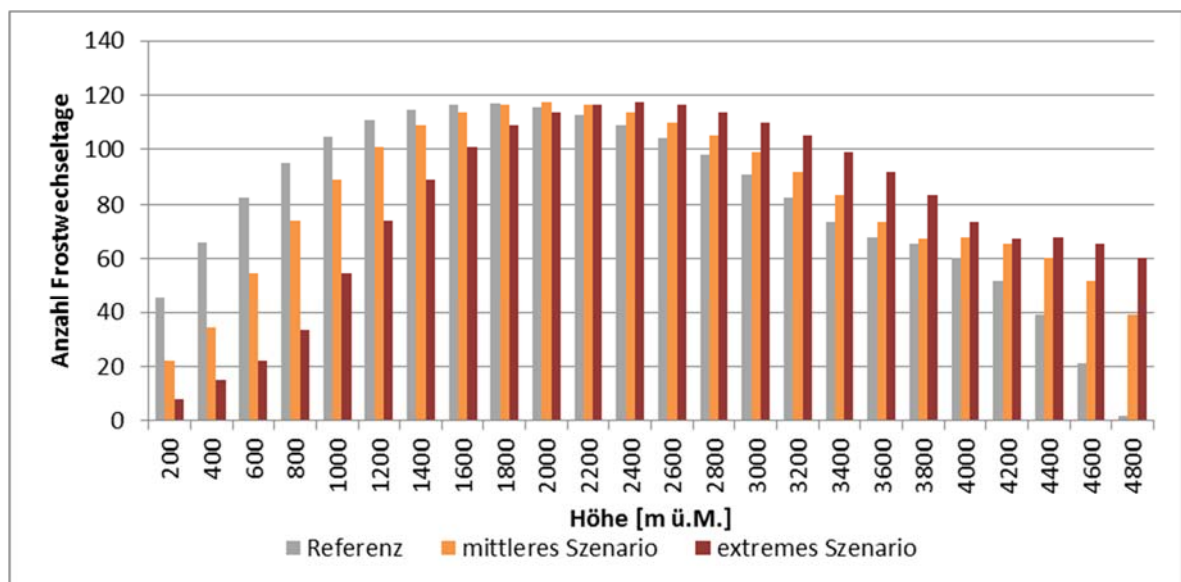


Abbildung 24 Anzahl Frostwechseltage in Abhängigkeit der Höhe für die Referenzperiode, das mittlere und das extreme Szenario

Tabelle 8 Bewertungsmodell Frostwechseltage für das mittlere Szenario (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend)

Exposition	Höhe	Frostwechseltage
------------	------	------------------

Südsektor	> 2300	+/-
Südsektor	< 2300	-
Nordsektor	> 4100	+
Nordsektor	1300 – 4100	+/-
Nordsektor	< 1300	-

Tabelle 9 Bewertungsmodell Frostwechseltage für das Extremszenario
(- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend)

Exposition	Höhe	Frostwechseltage
Südsektor	> 4300	++
Südsektor	3300 – 4300	+
Südsektor	2500 – 3300	+/-
Südsektor	< 2500	-
Nordsektor	> 3300	++
Nordsektor	2500 - 3300	+
Nordsektor	1700 – 2500	+/-
Nordsektor	< 1700	-

Materialverfügbarkeit: Die Verwitterungsanfälligkeit wurde im Rahmen des Projektes SilvaProtect-CH auf der Basis der Lithologie aus der geotechnischen Karte der Schweiz hergeleitet. Diese Bewertung wird unverändert übernommen. Durch die Kombination von Verwitterungsanfälligkeit und der Veränderung bei den Frostwechseltagen ergibt sich die Veränderung in der Materialverfügbarkeit (Tabelle 10). Wenn die Verwitterungsanfälligkeit gering ist oder die Anzahl Frostwechseltage unverändert, ergeben sich kaum Veränderungen bei der Materialverfügbarkeit. Ist die Verwitterungsanfälligkeit mittel oder gross, wirkt sich eine Veränderung bei den Frostwechseltagen auf die Materialverfügbarkeit aus.

Neben dem Frostwechsel kann auch die Permafrost-Degradation die Materialverfügbarkeit erhöhen (Tabelle 11), wobei die Wirkung hier ebenfalls stärker ist, wenn die Verwitterungsanfälligkeit hoch ist.

Tabelle 10 Bewertungsmodell Materialverfügbarkeit aufgrund der Frostwechseltage
(- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Verwitterungsanfälligkeit	Frostwechseltage	Materialverfügbarkeit
gross	stark zunehmend	++
gross	zunehmend	++
gross	unverändert	+/-
gross	abnehmend	-

mittel	stark zunehmend	++
mittel	zunehmend	+
mittel	unverändert	+/-
mittel	abnehmend	-
gering	stark zunehmend	+
gering	zunehmend	+/-
gering	unverändert	+/-
gering	abnehmend	+/-

Permafrost-Degradation: Der Permafrost-Index gibt Auskunft über die Verbreitung, die Mächtigkeit und die Temperatur des Permafrosts. Ein niedriger Index bedeutet nur fleckenhaftes Auftreten von geringmächtigem und relativ warmem Permafrost. Ein hoher Index bedeutet flächenhaftes Auftreten von mächtigem und kaltem Permafrost.

Die folgenden Szenarien beziehen sich auf Felsgebiete. Wegen des geringeren Eisgehaltes reagieren Felsgebiete sensitiver als Lockermaterialdepots.

Im mittleren Szenario werden im Randbereich (bis Index 25) die restlichen Vorkommen wahrscheinlich gänzlich verschwinden. Im Übergangsbereich zum flächenhaften Permafrost sind die grössten Veränderungen zu erwarten, da hier die Permafrost-Körper nur gering mächtig sind, aber verbreitet vorkommen. Dabei reagieren die südexponierten Felswände weniger sensitiv als die nordexponierten, da gegen Süden hin die Strahlung bereits heute zu einem höheren Energieinput führt und sich diese nicht wesentlich verändern wird. In den nordexponierten Flanken hat die Temperaturveränderung deshalb eine stärkere Auswirkung. In den Bereichen mit verbreitetem, mächtigem und kaltem Permafrost (Index > 125 bzw. > 100) sind keine grösseren Veränderungen zu erwarten, da hier der höhere Eisgehalt als Puffer wirkt.

Im Extremszenario gelten grundsätzlich dieselben Regeln. Die Degradation reicht jedoch höher hinauf, so dass auch in den Bereichen mit verbreitetem, mächtigem und kaltem Permafrost die Degradation einsetzt und grössere Felsmassen auftauen können.

Tabelle 11 Bewertungsmodell Permafrost-Degradation für das mittlere Szenario (+/- keine, + schwach, ++ stark)

Exposition	Permafrost-Index	Permafrost-Degradation
-	1	+/-
-	> 1 – 25	+
Nordsektor	25 – 75	++
Nordsektor	75 – 125	+
Nordsektor	> 125	+/-
Südsektor	25 – 50	++
Südsektor	50 – 100	+
Südsektor	> 100	+/-

Tabelle 12 Bewertungsmodell Permafrost-Degradation für das Extremszenario
(+/- keine, + schwach, ++ stark)

Exposition	Permafrost-Index	Permafrost-Degradation
-	1	+/-
-	> 1 – 25	+
Nordsektor	25 – 150	++
Nordsektor	> 150	+
Südsektor	> 25 – 100	++
Südsektor	> 100	+

Tabelle 13 Bewertungsmodell Materialverfügbarkeit aufgrund der Permafrost-Degradation
(- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Verwitterungs-anfälligkeit	Permafrost-Degradation	Materialverfügbarkeit
gross	stark	++
gross	schwach	++
gross	keine	+/-
mittel	stark	++
mittel	schwach	+
mittel	keine	+/-
gering	stark	+
gering	schwach	+/-
gering	keine	+/-

Kombination der Materialverfügbarkeit: Die Materialverfügbarkeit aufgrund der Frostwechselverwitterung und aufgrund der Permafrost-Degradation werden in einem weiteren Schritt kombiniert. Dabei wird grundsätzlich die höhere Sensitivität berücksichtigt. Die einzige Ausnahme bildet die Kombination von einer abnehmenden Sensitivität bei der Materialverfügbarkeit aus Frostwechselverwitterung und einer unveränderten Sensitivität bei der Materialverfügbarkeit aufgrund der Permafrost-Degradation. Hier wird die abnehmende Sensitivität übernommen. Die Bewertung ist in Tabelle 14 dokumentiert.

Tabelle 14 Bewertungsmodell Kombination Materialverfügbarkeit aufgrund der Frostwechselverwitterung und der Permafrost-Degradation
(- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Materialverfügbarkeit Frostwechselverwitterung	Materialverfügbarkeit Permafrost-	Materialverfügbarkeit
--	-----------------------------------	-----------------------

Degradation		
abnehmend	unverändert	-
abnehmend	zunehmend	+
abnehmend	stark zunehmend	++
unverändert	unverändert	+/-
unverändert	zunehmend	+
unverändert	stark zunehmend	++
zunehmend	unverändert	+
zunehmend	zunehmend	+
zunehmend	stark zunehmend	++
stark zunehmend	-	++

Wasserzufluss Steinschlag: Für die Mobilisierung von Steinen genügen kurzfristige Niederschläge, die jedoch eine gewisse Intensität aufweisen müssen oder ein intensiverer Schmelzwasseranfall. Dabei ist vor allem die Periode vom Winter bis in den Frühsommer relevant, da hier vermehrt durch den Frostwechsel aufgelockertes Material zur Verfügung steht.

Für die Bewertung des Wasseranfalls aus der Schneeschmelze werden die saisonalen Veränderungen beim täglichen Wasseranfall verwendet (vgl. Abbildung 14 und Abbildung 15), für die Starkniederschläge die Veränderungen beim 5 jährlichen Ereignis gemäss Tabelle 4.

Für das mittlere Szenario bedeutet dies, dass bis in eine Höhe von ca. 700 m ü.M. häufig keine Schneedecke liegt und Starkniederschläge im Winter und Frühling direkt zum Abfluss kommen. Im mittleren Szenario sind jedoch bei den Starkniederschlägen keine grösseren Veränderungen zu erwarten. Oberhalb 700 m ü.M. bis ca. 2000 m ü.M. wird der Wasseranfall aus der Schneedecke im Winter tendenziell zunehmen, im Frühling jedoch abnehmen. Die Starkniederschläge werden nur in geringem Ausmass zunehmen.

Tabelle 15 Bewertungsmodell Wasserzufluss Steinschlag für das mittlere Szenario (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Höhe	Einzugsgebiet [m ²]	Wasserzufluss
Mittelland, Jura, Alpen, Voralpen		
-	< 500	+/-
< 700	> 500	-
700 – 2000	> 500	+/-
> 2000	> 500	+
Südschweiz		
-	< 500	+/-
< 700	> 500	-

700 – 2000	> 500	-
> 2000	> 500	+

Im Extremszenario ist wegen in den tieferen Lagen wegen der Zunahme der Starkniederschläge im Winter mit einer Zunahme des Wasseranfalls zu rechnen. In mittleren und hohen Lagen fällt diese Zunahme zusätzlich mit einer intensiveren Schneeschmelze zusammen, so dass hier mit einer starken Zunahme des Wasseranfalls zu rechnen ist. Einzig in der Südschweiz ist in mittleren Lagen die Zunahme etwas weniger ausgeprägt.

Tabelle 16 Bewertungsmodell Wasserzufluss Steinschlag für das Extremszenario (+/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Höhe	Einzugsgebiet [m ²]	Wasserzufluss
Mittelland, Jura, Alpen, Voralpen		
-	< 500	+/-
< 1200	> 500	+
1200 – 2500	> 500	++
> 2500	> 500	++
Südschweiz		
-	< 500	+/-
< 1200	> 500	+
1200 – 2500	> 500	+
> 2500	> 500	++

Steinschlaghäufigkeit und -magnitude: Die Bewertung der Steinschlaghäufigkeit und -magnitude ergibt sich aus der Kombination der Materialverfügbarkeit und dem Wasserzufluss (Tabelle 17). Bei der Materialverfügbarkeit werden die Veränderungen aufgrund der Frostwechseltage und aufgrund der Permafrost-Degradation gleich behandelt.

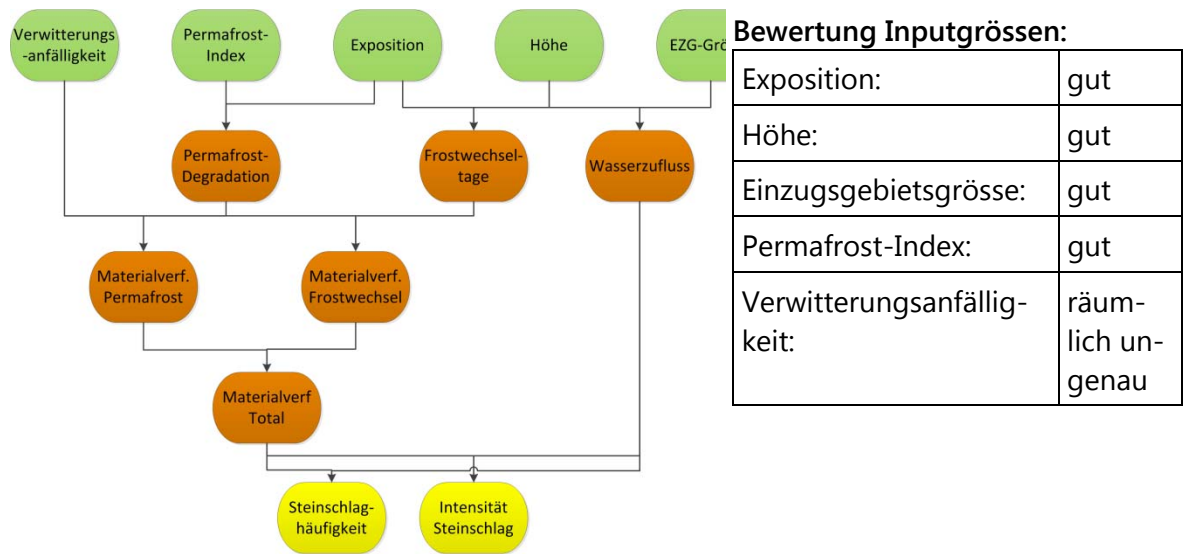
Mit der Steinschlagmagnitude wird das mobilisierte Volumen beschrieben. So kann beispielsweise bei einer zunehmenden Materialverfügbarkeit und abnehmendem Wasserzufluss bei einem Ereignis mehr Material mobilisiert werden.

In Abbildung 25 ist das Verfahren für die Bewertung des Steinschlags im Überblick dargestellt.

Tabelle 17 Bewertungsmodell Sensitivität Steinschlag (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Materialverfügbarkeit	Wasserzufluss	Steinschlaghäufigkeit	Steinschlagmagnitude
abnehmend	-	-	-
unverändert	abnehmend	-	+
unverändert	unverändert	+/-	+/-
unverändert	zunehmend	+	+/-
unverändert	stark zunehmend	+	-
zunehmend	abnehmend	+/-	+
zunehmend	unverändert	+	+
zunehmend	zunehmend	+	+
zunehmend	stark zunehmend	++	+/-
stark zunehmend	abnehmend	+	++

stark zunehmend	unverändert	+	++
stark zunehmend	zunehmend	++	+
stark zunehmend	stark zunehmend	++	+



Bewertung Inputgrößen:

Exposition:	gut
Höhe:	gut
Einzugsgebietsgrösse:	gut
Permafrost-Index:	gut
Verwitterungsanfälligkeit:	räumlich ungenau

Abbildung 25 Überblick Bewertungsverfahren Steinschlag

Wasserzufluss Felssturz: Anders als beim Steinschlag ist es beim Felssturz nicht der kurzfristige starke Oberflächenabfluss, der zur Prozessauslösung führt, sondern die Wassermenge, die in das Kluftsystem eindringt und so zu einem erhöhten Druck führt, der Felsstürze auslösen kann. Deshalb sind eher längere Niederschlagsperioden oder intensive Schneeschmelzereignisse relevant. Für die Bewertung des Wasserzuflusses wird deshalb das saisonale Wasserangebot aus der Schneeschmelze und dem Niederschlag verwendet (Tabelle 6 und Tabelle 7).

Im mittleren Szenario resultiert am Alpennordhang, im Mittelland und im Jura für den Höhenbereich < 700 m ü.M. eine Abnahme des Wasserzuflusses. Für den Höhenbereich 700 – 2000 m ü.M. resultiert im Winter eine Zunahme. Dabei handelt es sich jedoch nur um eine saisonale Verschiebung, da das Wasserangebot im Frühling zurückgeht. Oberhalb 2000 m ü.M. kommt es zu einer Verschiebung der Schneeschmelze vom Sommer auf den Frühling. Hinzu kommt auf allen Höhenstufen ein Rückgang des Wasserangebotes im Sommer. Damit resultiert für die Alpennordseite in tiefen und mittleren Höhenlagen ein Rückgang des Wasserzuflusses, der sich vor allem bei grösseren Einzugsgebieten bemerkbar macht. In den hochgelegenen Gebieten bleibt die Situation unverändert

Für die Südschweiz resultiert im Winter in den tiefen Lagen eine Zunahme, die jedoch durch die Abnahme im Frühling kompensiert wird. Im Höhenbereich 700 – 2000 m ü.M. nimmt der Wasserzufluss im Winter stark zu. Die Zunahme übersteigt den Rückgang im Frühling. In den höchstgelegenen Gebieten ist die Situation analog der Alpennordseite.

Tabelle 18 Bewertungsmodell Wasserzufluss Felssturz für das mittlere Szenario
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Höhe	Einzugsgebiet [m ²]	Wasserzufluss
Alpen, Voralpen, Mittelland, Jura		
	< 2000	+/-
< 700	> 2000	-
700 – 2000	> 2000	-
> 2000	> 2000	+/-
Südschweiz		
	< 2000	+/-
< 700	> 2000	+/-
700 – 2000	> 2000	+
> 2000	> 2000	+/-

Im Extremszenario ist im Mittelland und im Jura wegen der erhöhten Winterniederschläge und der Verschiebung der Schneeschmelze in Lagen bis 2500 m ü.M. mit erhöhtem Wasserzufluss zu rechnen. Im Frühling wird in dieser Höhenlage der Rückgang der Schneeschmelze durch den erhöhten Niederschlag überkompensiert. Oberhalb 2500 m ü.M. bringt die Verschiebung der Schneeschmelze in Kombination mit den erhöhten Niederschlägen eine starke Zunahme des Wasserzuflusses. Im Sommer ist der Wasserzufluss unverändert oder geht zurück. Im Herbst nimmt er auf allen Höhenstufen stark zu.

In den Alpen und Voralpen ist die Situation weitgehend vergleichbar. Einzig im Frühling nimmt das Wasserangebot unterhalb 2500 m ü.M. nicht zu.

In der Südschweiz ist im Winter in den tieferen und mittleren Höhenlagen mit einer Zunahme bzw. starken Zunahme des Wasserzuflusses zu rechnen. Im Frühling (Ausnahme Höhenlage > 2500 m ü.M.) und im Sommer geht der Wasserzufluss zurück und im Herbst bleibt er unverändert.

Tabelle 19 Bewertungsmodell Wasserzufluss Felssturz für das Extremszenario
 (+/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Höhe	Einzugsgebiet [m ²]	Wasserzufluss
Mittelland, Jura		
-	<500	+/-
< 1200	500 – 2000	++
< 1200	> 2000	++
1200 – 2500	500 – 2000	++
1200 – 2500	> 2000	++
> 2500	500 – 2000	+
> 2500	> 2000	++

Alpen, Voralpen		
-	<500	+/-
< 1200	500 – 2000	+
< 1200	> 2000	++
1200 – 2500	500 – 2000	+
1200 – 2500	> 2000	++
> 2500	500 – 2000	+
> 2500	> 2000	++

Südschweiz		
-	<500	+/-
< 1200	500 – 2000	+/-
< 1200	> 2000	-
1200 – 2500	500 – 2000	+/-
1200 – 2500	> 2000	+
> 2500	500 – 2000	+/-
> 2500	> 2000	+/-

Felsstürzhäufigkeit und -magnitude: Für die Häufigkeit und Magnitude von Felsstürzen spielen die strukturellen Eigenschaften des Felskörpers eine wichtige Rolle. Entsprechende Daten sind jedoch nicht flächendeckend verfügbar. Deshalb beschränkt sich die Bewertung auf die Kombination der Permafrost-Degradation mit dem Wasserzufluss (Tabelle 20). Die Permafrost-Degradation steuert das Volumen, das für einen Absturz bereit steht, während der Wasserzufluss die Auslösung beeinflusst. In Permafrost-Degradationsgebieten kann eine Auslösung jedoch auch ohne oberflächlichen Zufluss erfolgen, wie die zahlreichen Felsstürze während Hitzeperioden zeigen.

Zusätzlich kann durch den Gletscherrückzug die Stabilität von steilen Felsflanken abnehmen. Diese Flächen liegen jedoch kaum unter Permafrost. Deshalb wird hierfür ein eigenes Bewertungsverfahren angewendet (Tabelle 21). Berücksichtigt werden Flächen, die in den Szenarien der Universität Zürich als Rückzugsgebiete ausgeschieden werden. Sie umfassen die Veränderungen ab 1973 bis zu den jeweiligen Szenarienzeitpunkten. Da diese Flächen bisher nicht als Felssturzflächen vorhanden waren, ist in allen Fällen eine Zunahme der Häufigkeit und der Magnitude zu erwarten.

Die Bewertungen für die heutigen Felssturzflächen und die aufgrund des Gletscherrückzugs neu entstehenden Felssturzgebiete werden anschliessend für die weitere Auswertung zusammengeführt. Da sie sich räumlich nicht überlagern, braucht es dazu kein Bewertungsverfahren. In Abbildung 26 ist das Verfahren für die Bewertung der Felsstürze im Überblick dargestellt.

Tabelle 20 Bewertungsmodell Sensitivität Felssturz
(+/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Permafrost-	Wasserzufluss	Felsstürzhäufigkeit	Felssturmagnitude
-------------	---------------	---------------------	-------------------

Degradation (Tabelle 11)	(Tabelle 18 und Tabelle 19)		
keine	abnehmend	-	+/-
keine	unverändert	+/-	+/-
keine	zunehmend	+/-	+/-
keine	stark zunehmend	+	-
schwach	abnehmend	+/-	+/-
schwach	unverändert	+	+
schwach	zunehmend	+	+
schwach	stark zunehmend	++	+/-
stark	abnehmend	+	++
stark	unverändert	+	++
stark	zunehmend	++	++
stark	stark zunehmend	++	++

Tabelle 21 Bewertungsmodell Sensitivität Felssturz in Gletscherrückzugsgebiet
(+/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Gletscherrückzugsgebiet	Wasserzufluss (Tabelle 18 und Tabelle 19)	Felssturzhäufigkeit	Felssturmagnitude
nein	-	+/-	+/-
ja	abnehmend	+	+
ja	unverändert	+	+
ja	zunehmend	+	++
ja	stark zunehmend	+	++

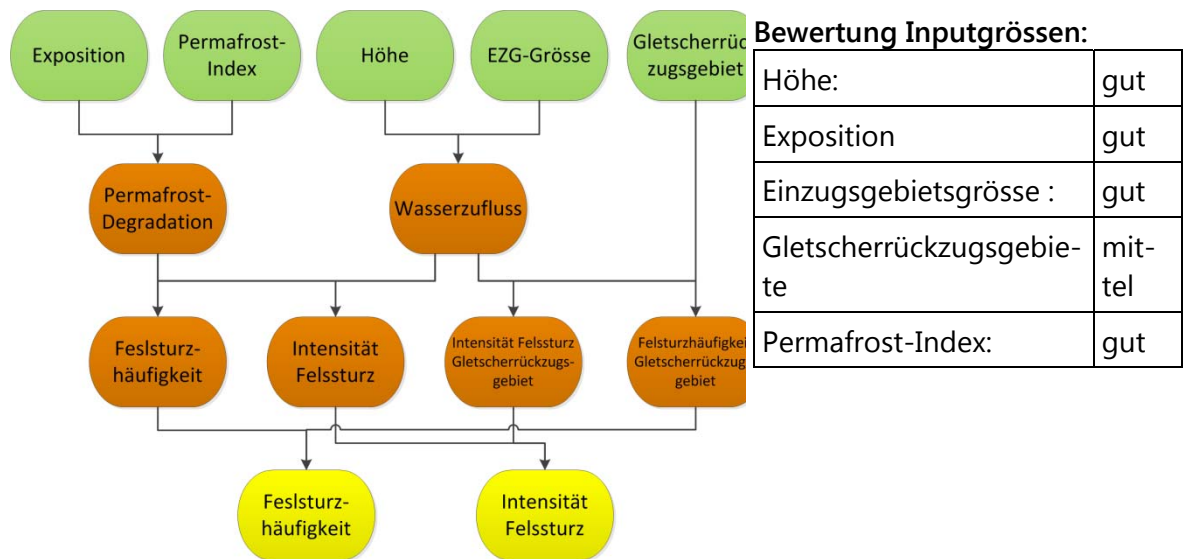


Abbildung 26 Überblick Bewertungsverfahren Felssturz

7.5 Räumliche Aggregation

Um zu den Sensitivitätsaussagen bezogen auf die Beurteilungsgebiete zu kommen, wird für den Steinschlag jedem Startpunkt die Sensitivitätsklasse zugeordnet. Anschliessend wird, wie in Kapitel 6.4 beschrieben, die Sensitivitätsklasse für das 25 % und das 75 % Quantil sowie für den Median für jedes Beurteilungsgebiet bestimmt. Anschliessend werden diese anhand der Beurteilungsregeln (Tabelle 22) zusammengeführt.

Tabelle 22 Bewertungsmodell Sensitivität von Beurteilungsgebieten
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

25 % Quartil	Median	75 % Quartil	Bewertung
abnehmend	abnehmend	abnehmend	-
abnehmend	abnehmend	unverändert	-
abnehmend	abnehmend	zunehmend	-
abnehmend	abnehmend	stark zunehmend	+/-
abnehmend	unverändert	unverändert	+/-
abnehmend	unverändert	zunehmend	+/-
abnehmend	unverändert	stark zunehmend	+
abnehmend	zunehmend	zunehmend	+
abnehmend	zunehmend	stark zunehmend	+
abnehmend	stark zunehmend	stark zunehmend	++
unverändert	unverändert	unverändert	+/-
unverändert	unverändert	zunehmend	+/-
unverändert	zunehmend	zunehmend	+

unverändert	zunehmend	stark zunehmend	+
unverändert	stark zunehmend	stark zunehmend	++
zunehmend	zunehmend	zunehmend	+
zunehmend	zunehmend	stark zunehmend	++
zunehmend	stark zunehmend	stark zunehmend	++
stark zunehmend	stark zunehmend	stark zunehmend	++

In einem zweiten Schritt wird die Bedeutung des Steinschlagprozesses im Beurteilungsgebiet bewertet, indem der Prozentanteil der Samplepunkte, der in Sturzquellen liegt, an der Gesamtzahl der Samplepunkte ermittelt wird. Durch eine Kombination der beiden Parameter wird die Gesamtbewertung der Sensitivität bestimmt (Tabelle 23).

Tabelle 23 Schlussbewertungsmodell Steinschlag für Beurteilungsgebiete
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

%-Anteil Sturzquellen	Sensitivität	Gesamt-Sensitivität
< 5	abnehmend	+/-
< 5	unverändert	+/-
< 5	zunehmend	+/-
< 5	stark zunehmend	+
5 – 10	abnehmend	-
5 – 10	unverändert	+/-
5 – 10	zunehmend	+/-
5 – 10	stark zunehmend	+
10 – 25	abnehmend	-
10 – 25	unverändert	+/-
10 – 25	zunehmend	+
10 – 25	stark zunehmend	++
> 25	abnehmend	-
> 25	unverändert	+/-
> 25	zunehmend	++
> 25	stark zunehmend	++

Für die Felssturzgebiete wird das gleiche Verfahren angewendet, wobei für die Quantil Auswertung in den ausgeschiedenen Startgebieten in einem 20 Meter Raster Punkte gesetzt werden. Diese werden anschliessend wie beim Steinschlag bezüglich Sensitivität charakterisiert und ausgezählt.

8 Beurteilungsverfahren Lawinen

8.1 Prozesse

Im Projekt SilvaProtect-CH wurden einerseits die Lawinen-Anrissgebiete, andererseits die Lawintrajektorien mit Hilfe eines GIS-basierten Simulationsmodells ausgeschieden. Im Hinblick auf die Schutzwaldausscheidung wurden auch Lawinenanrisse im Wald simuliert. Für die Sensitivitätsanalyse werden nur die Anrissgebiete und nur diejenigen ausserhalb des Waldes berücksichtigt.

Grunddisposition: Grundvoraussetzung für die Entstehung von Lawinen ist ein genügend steiler Hang. In SilvaProtect-CH wurden Hänge mit einer Neigung zwischen 28° und 60° berücksichtigt. Weiter muss ein Anrissgebiet eine minimale Fläche (> 5000 m²) und eine minimale Hanglänge (> 50 m) aufweisen.

Variable Disposition: Die variable Disposition wird durch die Mächtigkeit der Schneedecke und deren Aufbau bestimmt. Grosse Neuschneemengen, instabile Schneesichten und Durchfeuchtung der Schneedecke erhöhen die Disposition für die Lawinenauslösung. Im Rahmen des Projektes SilvaProtect-CH wurde eine Untergrenze für die Anrissgebiets-höhe festgelegt, unterhalb welcher das Anreissen von Lawinen unwahrscheinlich ist (Tabelle 24).

Tabelle 24 Minimale Anrissgebietshöhe für Lawinen

Region	Minimale Anrissgebietshöhe [m ü.M.]
nordalpin	900
inneralpin	1100
südalpin	1200

Auslösender Prozess: Die spontane Auslösung von Lawinen kann infolge zunehmender Belastung durch Schneefall oder Schneeverfrachtung erfolgen. Die Erfahrungen zeigen, dass Grosslawinen häufig im Zusammenhang mit intensiven Schneefällen über drei oder mehr Tage auftreten. In der Modellierung von Lawinen wurde deshalb als Parameter für die Anriss Mächtigkeit der Neuschneezuwachs während 3 Tagen (d_0) verwendet (vgl. Salm et al. 1990; Burkard & Salm 1992).

Neben intensiven Schneefällen kann die Durchfeuchtung der Schneedecke durch Erwärmung oder Regen zu einer Abnahme der Stabilität in der Schneedecke und zur Auslösung von Lawinen führen. Bei solchen Lawinen kann häufig die ganze Schneedecke bis auf den Boden abgleiten. In SilvaProtect-CH wurden diese Lawinen nicht speziell ausgeschieden.

8.2 Klimasensitivität

Klimatische Änderungen können sich auf den Aufbau der Schneedecke, d.h. auf die variable Disposition und den auslösenden Prozess auswirken.

Nach Aussage des SLF sind aus den aktuellen Daten bezüglich der Lawinenaktivität keine Veränderungen erkennbar (mündl. Mitteilung Chr. Marty, SLF). Dies ist mit ein Grund, weshalb keine neueren Szenarien im Hinblick auf den Einfluss der Klimaänderung auf die Lawinentätigkeit ausgearbeitet wurden. Noch immer gilt die Schlussfolgerung aus dem NFP 31, dass sich eine moderate Klimaänderung kaum auf die Lawinenaktivität auswirken wird (Bader 1998).

Andererseits kann aufgrund der Ergebnisse aus den Klimamodellen eine Veränderung im Lawinengeschehen nicht ausgeschlossen werden. Hauptproblem dabei ist jedoch, dass vor allem extreme Witterungsverläufe zu grossen Schadenlawinen führen und sich solche Ereignisse aus den heutigen Klimamodellen nur begrenzt ableiten lassen. Immerhin zeigen die neuen Untersuchungen, beispielsweise von Rajczak et al. (2013), dass Intensivniederschläge in Zukunft auch im Winter eher zunehmen werden. Deshalb sollen im Folgenden einige mögliche Auswirkungen beschrieben und ein entsprechendes Bewertungsverfahren erarbeitet werden.

Im Zusammenhang mit der Klimaerwärmung wird ein Anstieg der Schneegrenze erwartet. Das bedeutet, dass in niedrigeren Lagen die Wahrscheinlichkeit einer mächtigeren Schneedecke zurückgeht. Die Auswertungen in Kapitel 5.5 zeigen, dass die Neuschnee- bzw. Gesamtschneemenge bis 2000 m ü.M. deutlich zurückgehen wird. Trotzdem kann weiterhin nicht ausgeschlossen werden, dass auch in tieferen Lagen eine geschlossene Schneedecke vorhanden ist und Lawinen anreissen können. Auch in Lagen über 2000 m ü.M. wird die Gesamtschneemenge wenn auch weniger stark zurückgehen. Im Extrem-szenario liegt sie auf 3000 m ü.M. jedoch schon nahe am heutigen Wert. Deshalb ist davon auszugehen, dass in diesem Szenario aufgrund der zunehmenden Winterniederschläge ab 3500 m ü.M. mehr Schnee akkumuliert wird.

Weiter ist zu berücksichtigen, dass in den Extremniederschlagszenarien CH2011+ für die zweite Zeitperiode 2070 – 2099 bei den 5-jährlichen 1-Tagesniederschlägen im Winter für die Voralpen, Alpen und die Südschweiz eine Zunahme von über 10 % ermittelt wurde (Tabelle 4). Bei den 50-jährlichen Ereignissen liegt die Zunahme zwischen 4 und 7 %. Dadurch muss für höhere Lagen, in denen im Winter noch immer der grössere Teil des Niederschlags in Form von Schnee fällt (ab ca. 2000 m ü.M.), zukünftig mit häufigeren Starkschneefällen und damit mit einer Zunahme von Lawinenabgängen gerechnet werden. Dies lässt sich auch aus dem Vergleich der Neuschneemenge mit der Anzahl Schneetage in Abbildung 9 ableiten. Die Anzahl Schneetage geht stärker zurück, als die Neuschneesumme. Aber auch in tiefer gelegenen Gebieten können intensive Niederschlagsereignisse mit grossen Neuschneemengen zukünftig nicht ausgeschlossen werden. Sie werden jedoch seltener auftreten.

Für die nahe Zeitperiode (2020 – 2049) wird für die Alpen und Voralpen nur eine geringe Zunahme ermittelt, für die Südschweiz eine geringe Abnahme.

Aufgrund der höheren Temperaturen im Frühling ist in höheren Lagen eine raschere Durchfeuchtung der Schneedecke und damit eine Zunahme von Nassschneelawinen möglich. Die gleiche Hypothese wurde im Rahmen des Projektes ClimChAlp aufgestellt (ONERC 2008). Eine Zunahme der Gesamtschneesumme ist gemäss den Simulationen bis auf eine Höhe von 3000 m ü.M. nicht zu erwarten. Wie oben beschrieben ist jedoch davon auszugehen, dass ab 3500 m ü.M. mehr Schnee akkumuliert wird und damit auch grössere Nassschneelawinen möglich werden.

8.3 Indikatoren

Als Indikator für die Veränderungen beim Schneezuwachs und bei der Gesamtschneehöhe wird die Höhenlage verwendet. Dabei gelten für die 3 Regionen unterschiedliche Höhen.

Als weiterer Indikator wird das Anriss Volumen für ein 300-jährliches Ereignis, das von der WSL im Rahmen des Projektes SilvaProtect-CH für jedes Lawinen-Anrissgebiet bestimmt wurde, verwendet.

8.4 Bewertungsmodell

Die Bewertung erfolgt bezogen auf die Lawinen-Anrissgebiete ausserhalb des Waldes, die im Rahmen des Projektes SilvaProtect-CH ausgeschieden wurden. Dabei wird zwischen Trockenschnee- und Nassschneelawinen unterschieden.

Hypothese Trockenschneelawinen: Trockenschneelawinen werden vor allem als Folge von grossen Neuschneesummen und Schneeverfrachtungen ausgelöst. Da die Wahrscheinlichkeit von mehrtägigen Intensivniederschlägen im Winter zunimmt, ist grundsätzlich häufiger mit Lawinen zu rechnen. Da jedoch die Schneefallgrenze ansteigen wird, werden in tieferen Lagen seltener grosse Neuschneemengen fallen. In mittleren Lagen heben sich die beiden Effekte auf. Dabei sind die regional unterschiedlichen Untergrenzen für das Auftreten von Lawinen zu berücksichtigen. Hier wird angenommen, dass sich diese mit dem Anstieg der Schneefallgrenze ebenfalls verschieben werden.

Für das mittlere Szenario wird Regionen abhängig bis in eine Höhe von 1700 bis 2000 m ü.M. mit einer Abnahme der Häufigkeit von Starkschneefällen gerechnet (Tabelle 25). In einem Übergangsbereich, der je nach Region bis in eine Höhe von 3100 bis 3300 m ü.M. reicht, wird keine Veränderung angenommen, da sich die Zunahme der Starkniederschläge und der Anstieg der Schneefallgrenze ungefähr aufheben. Oberhalb wird von einer Zunahme der Starkschneefälle ausgegangen.

Im Extremszenario werden die gleichen Höhenstufen verwendet. Für den Übergangsbereich wird von einer Zunahme der Starkschneefälle ausgegangen, für den Höhenbereich oberhalb von einer starken Zunahme (Tabelle 26). Die Zunahmen werden angenommen, weil die Anzahl der Schneefalltage wesentlich stärker zurückgeht als die Neuschneesumme.

In die Bewertung mit einbezogen wird zusätzlich das Anrissvolumen, da davon ausgegangen wird, dass bei kleinen Lawinen die Veränderungen beim Neuschneezuwachs sich weniger stark auswirken als bei grossen Lawinen (Tabelle 27). Im Projekt SilvaProtect-CH wurde die Lawinengrösse wie folgt klassiert:

klein:	< 25'000 m ³
mittel:	25'000 – 60'000 m ³
gross:	> 60'000 m ³

Tabelle 25 Bewertungsmodell Häufigkeit von Starkschneefällen für das mittlere Szenario
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Region	Höhe [m ü.M.]	Häufigkeit Starkschneefälle
Nordalpin	< 1700	-
Nordalpin	1700 – 3100	+/-
Nordalpin	> 3100	+
Inneralpin	< 1900	-
Inneralpin	1900 – 3200	+/-
Inneralpin	> 3200	+
Südalpin	< 2000	-
Südalpin	2000 – 3300	+/-
Südalpin	> 3300	+

Tabelle 26 Bewertungsmodell Häufigkeit von Starkschneefällen für das Extremszenario
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Region	Höhe [m ü.M.]	Häufigkeit Starkschneefälle
Nordalpin	< 1700	-
Nordalpin	1700 – 3100	+
Nordalpin	> 3100	++
Inneralpin	< 1900	-
Inneralpin	1900 – 3200	+
Inneralpin	> 3200	++
Südalpin	< 2000	-
Südalpin	2000 – 3300	+
Südalpin	> 3300	++

Tabelle 27 Bewertungsmodell Sensitivität Trockenschneelawinen für das mittlere Szenario und das Extremszenario
(- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Anriss Volumen	Häufigkeit Starkschneefälle	Häufigkeit Trockenschneelawinen	Magnitude Trockenschneelawinen
klein	abnehmend	-	-
klein	unverändert	+/-	+/-
klein	zunehmend	+/-	+/-
klein	stark zunehmend	+	+
mittel	abnehmend	-	-
mittel	unverändert	+/-	+/-
mittel	zunehmend	+	+
mittel	stark zunehmend	+	+
gross	abnehmend	-	-
gross	unverändert	+/-	+/-
gross	zunehmend	+	++
gross	stark zunehmend	++	++

Hypothese Nassschneelawinen: Eine rasche Durchfeuchtung der Schneedecke im Frühling ist wegen der erhöhten Temperaturen wahrscheinlicher. Im Extremszenario ist dieser Effekt wegen der stärkeren Temperaturzunahme noch ausgeprägter als im mittleren Szenario. Oberhalb von 2000 m ü.M. wo der Niederschlag im Winter weiterhin grossmehrheitlich in Form von Schnee fällt, ist deshalb häufiger mit Nassschneelawinen zu rechnen. Die Lawinengrösse ist, anders als bei den Winterlawinen, von der Gesamtschneehöhe abhängig. Deshalb wird diese in beiden Szenarien unterhalb 2000 m ü.M. stark zurückgehen (vgl. Abbildung 10). In Höhenlagen über 3000 m ü.M. ist im Extremszenario wegen der Zunahme der Winterniederschläge eine Zunahme der Ereignishäufigkeit und der Ereignisgrösse zu erwarten, im Alpen- und Voralpengebiet sogar mit einer sehr starken Zunahme.

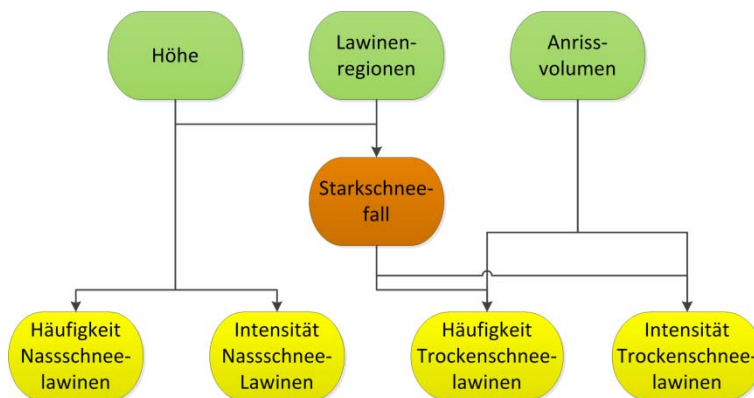
In Abbildung 27 ist das Bewertungsverfahren für die Lawinen im Überblick dargestellt.

Tabelle 28 Bewertungsmodell Sensitivität Nassschneelawinen für das mittlere Szenario
(- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Höhe	Häufigkeit Nassschneelawinen	Magnitude Nassschneelawinen
< 2000	-	-
> 2000	+	+/-

Tabelle 29 Bewertungsmodell Sensitivität Nassschneelawinen für das Extremszenario
(- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Höhe	Häufigkeit Nassschneelawinen	Magnitude Nassschneelawinen
Alpen, Voralpen, Mittelland, Jura		
< 2000	-	-
2000 – 3000	+	+/-
> 3000	++	++
Südschweiz		
< 2000	-	-
2000 – 3000	+	+/-
> 3000	++	+



Bewertung Inputgrößen:

Region:	gut
Höhe:	gut
Anrissvolumen:	gut

Abbildung 27 Überblick Bewertungsverfahren Lawinen

8.5 Räumliche Aggregation

Für die räumliche Aggregation kommt das analoge Verfahren wie beim Felssturz zur Anwendung. In einem ersten Schritt werden in den Lawinenanrissflächen in einem 50 Meter Raster Punkte gesetzt und diese bezüglich der Sensitivität charakterisiert. Anschliessend werden die Punkte ausgezählt und gemäss Tabelle 22 und Tabelle 30 bewertet.

Tabelle 30 Schlussbewertungsmodell Winter- und Nassschneelawinen für Beurteilungsgebiete
(- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

%-Anteil Lawinenanrisse	Sensitivität	Gesamt-Sensitivität
< 10	abnehmend	+/-
< 10	unverändert	+/-
< 10	zunehmend	+/-

< 10	stark zunehmend	+
10 – 25	abnehmend	-
10 – 25	unverändert	+/-
10 – 25	zunehmend	+/-
10 – 25	stark zunehmend	+
25 – 50	abnehmend	-
25 – 50	unverändert	+/-
25 – 50	zunehmend	+
25 – 50	stark zunehmend	++
> 50	abnehmend	-
> 50	unverändert	+/-
> 50	zunehmend	+
> 50	stark zunehmend	++

9 Beurteilungsverfahren Hangmuren

Im Projekt SilvaProtect-CH wurden die Anrissgebiete für Hangmuren und die Auslaufgebiete simuliert. Als Anrissflächen wurden einerseits steilere Hänge mit eher geringmächtigem Lockermaterial, andererseits Murgang-Anrissgebiete in wenig konsolidierten Schutthalden ausgeschieden. Für die Sensitivitätsanalyse im Hinblick auf die Klimaänderung werden beide Typen von Anrissgebieten berücksichtigt, jedoch separat behandelt, da unterschiedliche Parameter für die Sensitivitätsbeurteilung relevant sind.

9.1 Hangmuren aus steileren Hängen

9.1.1 Prozesse

Dieser Hangmurentyp kommt eher in tieferen Lagen vor. Die Anrissgebiete dieses Typs sind meistens vegetationsbedeckt.

Grunddisposition: Die Lage im Relief und die geologischen Eigenschaften bestimmen die Grunddisposition für Hangmuren. Steile Hänge und Hangbereiche, in denen sich das Wasser konzentriert, sind bevorzugte Anrissgebiete von Hangmuren. Dabei ist aber zu berücksichtigen, dass die Konzentration von Hangwasser auch durch unterirdische Strukturen, z.B. Stauschichten oder präferenzielle Fließwege beeinflusst werden kann. Weiter bestimmen die geologischen Eigenschaften den Reibungswinkel und damit die Stabilität einer Lockermaterialmasse. Feinkörniges Material weist einen niedrigeren Reibungswinkel auf als grobes Material.

Variable Disposition: Die Stabilität der Lockermaterialdecke wird durch die Höhe des Hangwasserspiegels wesentlich beeinflusst. Längere Niederschlagsperioden oder intensive Schneeschmelze können die variable Disposition für Hangmuren erhöhen.

Auslösender Prozess: Die Auslösung von Hangmuren ist meistens mit einem raschen und starken Anstieg des Hangwasserspiegels verbunden. Aus diesem Grund sind es vor allem Intensivniederschläge, die Hangmuren auslösen.

9.1.2 Klimasensitivität

Die Klimaänderung kann sich hauptsächlich auf die variable Disposition und auf den auslösenden Prozess auswirken. Bei der variablen Disposition können in tieferen Lagen die erwarteten höheren Niederschlagssummen im Winter häufiger zu einem höheren Hangwasserspiegel und damit zu einer erhöhten Disposition führen. Verstärkend wirkt, dass im Winter dem Boden durch die Evapotranspiration kaum Wasser entzogen wird und damit länger eine hohe Bodensättigung erhalten bleibt (KOHS 2007).

In hohen Lagen, wo der Winterniederschlag hauptsächlich als Schnee fällt, kann im Frühling wegen der intensiveren Schneeschmelze mehr Wasser in den Boden eindringen. Dadurch steigt der Hangwasserspiegel an und damit auch die variable Disposition für Hangmuren.

Bei den Starkniederschlägen, die für die Auslösung verantwortlich sind, ist in allen Jahreszeiten eine Intensivierung zu erwarten, wobei diese im Sommer nur gering ausfällt, in den andern Jahreszeiten aber mit 10 bis gut 20 % deutlicher ist.

9.1.3 Indikatoren

Für die Ausscheidung der Anrissgebiete für Hangmuren wurden im Projekt SilvaProtect-CH mit einer Monte-Carlo-Simulation die Rutschanfälligkeit für jede Rasterzelle berechnet und die Anzahl der Realisationen mit einem Sicherheitsgrad $F \leq 1$ ausgezählt. Zellen mit mehr als 60 Realisationen mit $F \leq 1$ wurden als Anrissgebiete ausgeschieden, wobei oberhalb einer Hangneigung von 35° eine Korrektur vorgenommen wurde, um die im Modell nicht berücksichtigte Kohäsion und Lockermaterialmächtigkeit zu berücksichtigen (Abbildung 28). Diese Korrektur wurde auch in der vorliegenden Auswertung angewendet.

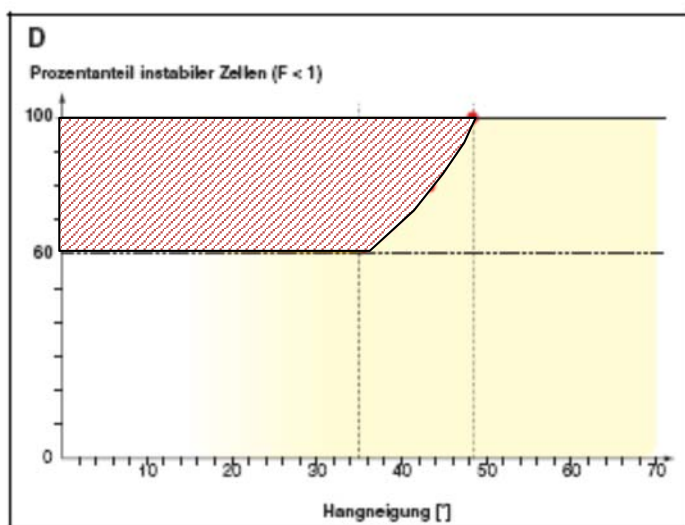


Abbildung 28 Kriterien für die Ausscheidung der Anrissgebiete von Hangmuren (BAFU 2008)

rot schraffiert: Bereich, in dem Hangmuren-Anrisse ausgeschieden werden.

Der Anteil der Realisationen mit $F \leq 1$ kann als Indikator für Grunddisposition für Hangmuren verwendet werden. In Abbildung 29 ist die Summenkurve der Flächenanteile für den Anteil der Realisationen mit $F \leq 1$ für die ganze Schweiz dargestellt. Die Kurve zeigt, dass auf knapp zwei Dritteln der Fläche die Monte-Carlo-Simulation keine Realisationen mit $F \leq 1$ ergab. Gemäss dem Kriterium aus dem Projekt SilvaProtect-CH wurden knapp 25 % der Fläche der Schweiz als potenzielle Hangmuren-Anrissgebiete ausgeschieden (%-Anteil > 60). Für die Sensitivitätsanalyse wird nicht eine scharfe Grenze für die Ausscheidung der Hangmuren-Anrissgebiete festgelegt, sondern es werden Dispositionsstufen aufgrund des Anteils der Realisationen mit $F \leq 1$ definiert. Dabei wird davon ausgegangen, dass bei einem Anteil kleiner 50 % keine oder nur eine sehr geringe Disposition für Hangmuren besteht und diese mit ansteigenden Werten zunimmt. Auf knapp 10 % der Fläche liegt der %-Anteil an Realisationen mit $F \leq 1$ bei 95 oder mehr Prozent. Diese Flächen weisen eine sehr hohe Disposition auf.

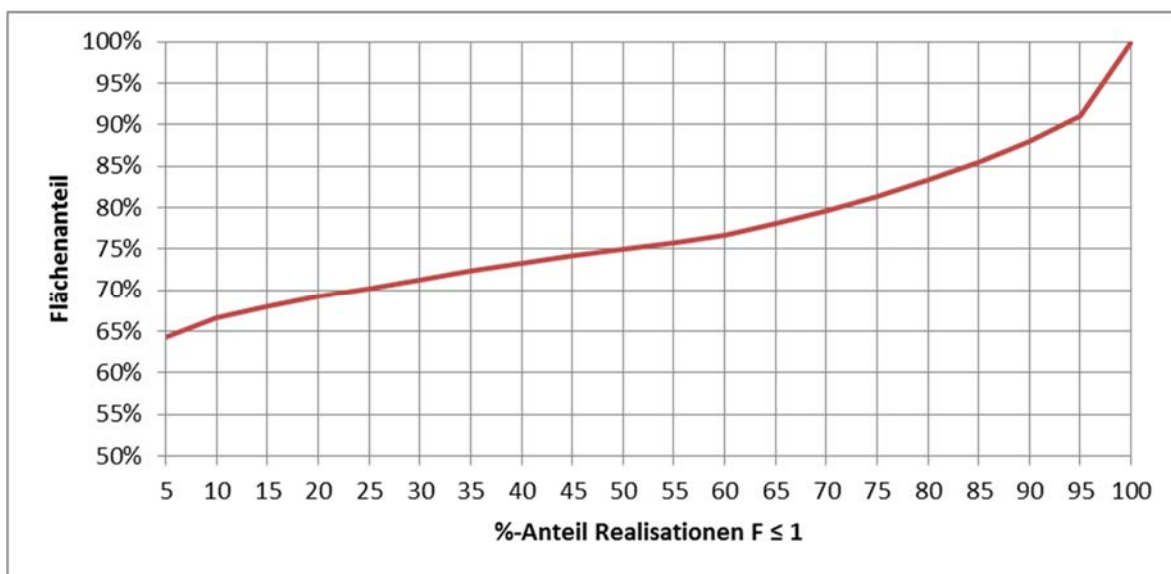


Abbildung 29 Flächenauswertung

In höher gelegenen Gebieten kann der Permafrost-Index als Indikator für die Stärke der Permafrost-Degradation eingesetzt werden.

Als Indikator für Veränderungen im Hangwasserspiegel bzw. bei der Durchfeuchtung des aufgetauten Lockermaterials wird das Wasserangebot, das in Kapitel 5.6 hergeleitet wird, verwendet. Die räumliche Ausscheidung erfolgt aufgrund der Höhenlage.

9.1.4 Bewertungsmodell

Hypothese: Die variable Disposition von Hangmuren in steileren Hängen ist u.a. durch die Lage des Hangwasserspiegels bestimmt. Beim mittleren Szenario ist im Winter unterhalb 700 m ü.M. keine wesentliche Veränderung im Wasserzufluss zu erwarten. Einzig in der Südschweiz ist eine Zunahme zu erwarten (Tabelle 6). Zwischen 700 und 2000 m ü.M. wird der Niederschlag häufiger als Regen fallen, was häufigere Regen-auf-Schnee-Ereignisse zur Folge hat und zu einem höheren Hangwasserspiegel führen wird. In der Südschweiz ist sogar eine starke Zunahme des Wasserangebotes zu erwarten. Im Frühling nimmt folglich die Schneeschmelze in diesem Höhenbereich ab, was nur teilweise durch die Zunahme bei den Niederschlägen kompensiert wird. Das Wasserangebot geht deshalb mit Ausnahme der höchsten Lagen zurück. Im Sommer werden die geringeren Niederschläge und die erhöhte Evapotranspiration in beiden Szenarien zu einer Reduktion der variablen Disposition führen. Im Herbst bleibt die Situation unverändert.

Im Extremszenario ist im Winter bis in Höhenlagen von 2500 m ü.M. mit einem deutlich grösseren Wasserangebot zu rechnen. Unterhalb 1200 m ü.M. ist dies durch den Niederschlag bedingt. Bei der Schneeschmelze gibt es hier keine grösseren Veränderungen. Oberhalb 1200 m ü.M. sind es die Schneeschmelze und der Regen, die zu der starken Zunahme des Wasserangebotes führen. In der Südschweiz ist die Zunahme unterhalb 1200 m ü.M. geringer. Oberhalb 2500 m ü.M. ist die Situation im Winter unverändert. Hier ist jedoch im Frühling aufgrund der Schneeschmelze und im Mittelland und Jura auch aufgrund der Zunahme bei den Niederschlägen mit einer starken Zunahme in den Alpen, Voralpen, im Mittelland und im Jura zu rechnen, in der Südschweiz mit einer Zunahme. Unterhalb nimmt das Wasserangebot in der Südschweiz ab, in den Alpen- und Voralpen ist es unverändert und im Mittelland und Jura nimmt es zu. Im Sommer ist die Situation unverändert oder das Wasserangebot nimmt ab. Die verstärkte Evapotranspiration führt jedoch unterhalb von 2500 m ü.M. in allen Gebieten im Sommer und im Herbst zu einem Rückgang des Hangwasserspiegels. In der Südschweiz ist dieser Effekt auch im Winter und Frühling relevant. Im Herbst ist wegen der starken Zunahme der Niederschläge in den Alpen, Voralpen, im Mittelland und im Jura auf allen Höhenstufen mit einer starken Zunahme des Wasserangebotes zu rechnen. In der Südschweiz bleibt die Situation unverändert.

Aus den Szenarien für die Starkniederschläge (Tabelle 4) lässt sich ableiten, dass im mittleren Szenario mit Ausnahme des Herbstes nur mit einer geringen Zunahme bzw. für die Südschweiz sogar mit einer leichten Abnahme der Starkniederschläge zu rechnen ist. Im Herbst ist im Mittelland und Jura mit einer starken Zunahme, in den übrigen Gebieten mit einer Zunahme der Starkniederschläge zu rechnen.

Im Extremszenario ist in den Alpen, Voralpen und in der Südschweiz im Winter mit einer starken Zunahme der Starkniederschläge zu rechnen, im Mittelland und im Jura mit einer Zunahme. In dieser Region ist jedoch im Frühling eine starke Zunahme zu erwarten. Im Herbst ist in allen Regionen mit einer starken Zunahme zu rechnen.

Für die Beurteilung der Veränderung bei den Hangmuren aus steilen Hängen müssen die Veränderungen bei der variablen Disposition und bei den auslösenden Ereignissen für jede Saison kombiniert werden. Dies geschieht mit Hilfe der in Abbildung 30 dargestellten Bewertungsmatrix. In die Bewertung fliesst zusätzlich die Grunddisposition für Hangmuren aus steilen Hängen ein (Anteil $F \leq 1$). Die Bewertungsregeln für das mittlere Szenario und das Extremszenario sind in Tabelle 31 und Tabelle 32 zusammengestellt. Die Bewertung erfolgt im Hinblick auf die Häufigkeit von Hangmuren. Da Angaben zur Mächtigkeit des Lockermaterials fehlen, sind keine Aussagen zu Veränderungen in der Magnitude (Volumen) von Hangmuren möglich.

Trigger var. Disp.	-	+/-	+	++
-	-	-	+/-	+/-
+/-	-	+/-	+	+
+	+/-	+	++	++
++	+	+	++	++

Abbildung 30 Bewertungsmatrix für die Kombination von variabler Disposition und Trigger

Im mittleren Szenario (Tabelle 31) ist im Winter bis in eine Höhe von 2000 m ü.M. mit einer Zunahme, teilweise mit einer starken Zunahme der Häufigkeit von Hangmuren zu rechnen. Im Herbst ergibt die Bewertung für alle Gebiete eine Zunahme. Im Frühling und Sommer ist mit Ausnahme der Gebiete oberhalb 2000 m ü.M. mit einer Abnahme oder mit unveränderten Häufigkeiten zu rechnen.

Beim Extremszenario (Tabelle 32) ist in den Alpen, Voralpen im Herbst und im Winter, im Mittelland und Jura zusätzlich auch im Frühling mit einer starken Zunahme der Hangmurenaktivität zu rechnen. Auch für die Südschweiz muss im Winter von einer starken Zunahme ausgegangen werden. Hier resultiert jedoch für den Frühling und den Sommer eine Abnahme der Häufigkeit von Hangmuren. Im Herbst ergibt die Bewertung eine Zunahme.

Tabelle 31 Bewertungsmodell Sensitivität Hangmuren aus steileren Hängen für das mittlere Szenario
(- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Höhe	Anteil F ≤ 1	var. Disposition				Trigger				Häufigkeit Hangmuren
		DJF	MA	JJA	SON	DJF	MA	JJA	SON	
Mittelland, Jura										
< 700	> 95 %	+/-	-	-	+/-	+	+	+	++	+
< 700	80 – 95 %	+/-	-	-	+/-	+	+	+	++	+/-
< 700	50 – 80 %	+/-	-	-	+/-	+	+	+	++	+/-
700 – 2000	> 95 %	+	-	-	+/-	+	+	+	++	++
700 – 2000	80 – 95 %	+	-	-	+/-	+	+	+	++	+
700 – 2000	50 – 80 %	+	-	-	+/-	+	+	+	++	+/-
> 2000	> 95 %	+/-	+	-	+/-	+/-	+/-	+	++	+
> 2000	80 – 95 %	+/-	+	-	+/-	+/-	+/-	+	++	+/-
> 2000	50 – 80 %	+/-	+	-	+/-	+/-	+/-	+	++	+/-
Alpen, Voralpen										
< 700	> 95 %	+/-	-	-	+/-	+	+/-	+	+	+
< 700	80 – 95 %	+/-	-	-	+/-	+	+/-	+	+	+/-
< 700	50 – 80 %	+/-	-	-	+/-	+	+/-	+	+	+/-
700 – 2000	> 95 %	+	-	-	+/-	+	+/-	+	+	+
700 – 2000	80 – 95 %	+	-	-	+/-	+	+/-	+	+	+
700 – 2000	50 – 80 %	+	-	-	+/-	+	+/-	+	+	+/-
> 2000	> 95 %	+/-	+	-	+/-	+/-	+/-	+	+	+

> 2000	80 – 95 %	+/-	+	-	+/-	+/-	+/-	+	+	+/-
> 2000	50 – 80 %	+/-	+	-	+/-	+/-	+/-	+	+	+/-
Südschweiz										
< 700	> 95 %	+	-	-	+/-	+	+/-	+/-	+	+
< 700	80 – 95 %	+	-	-	+/-	+	+/-	+/-	+	+
< 700	50 – 80 %	+	-	-	+/-	+	+/-	+/-	+	+/-
700 – 2000	> 95 %	++	-	-	+/-	+	+/-	+/-	+	+
700 – 2000	80 – 95 %	++	-	-	+/-	+	+/-	+/-	+	+
700 – 2000	50 – 80 %	++	-	-	+/-	+	+/-	+/-	+	+/-
> 2000	> 95 %	+/-	+	-	+/-	+/-	+/-	+/-	+	+
> 2000	80 – 95 %	+/-	+	-	+/-	+/-	+/-	+/-	+	+/-
> 2000	50 – 80 %	+/-	+	-	+/-	+/-	+/-	+/-	+	+/-

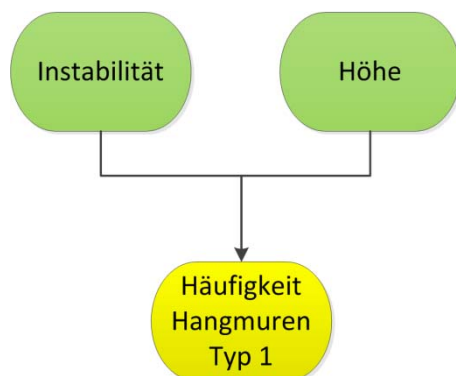
Tabelle 32 Bewertungsmodell Sensitivität Hangmuren aus steileren Hängen für das Extremszenario (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Höhe	Anteil F ≤ 1	var. Disposition				Trigger				Häufigkeit Hangmuren
		DJF	MA M	JJA	SON	DJF	MA M	JJA	SON	
Mittelland, Jura										
< 1200	> 95 %	++	+	+/-	++	+	++	+	++	++
< 1200	80 – 95 %	++	+	+/-	++	+	++	+	++	++
< 1200	50 – 80 %	++	+	+/-	++	+	++	+	++	+
1200 – 2500	> 95 %	++	+	+/-	++	+	++	+	++	++
1200 – 2500	80 – 95 %	++	+	+/-	++	+	++	+	++	++
1200 – 2500	50 – 80 %	++	+	+/-	++	+	++	+	++	+
> 2500	> 95 %	+/-	++	-	++	+/-	++	+	++	++
> 2500	80 – 95 %	+/-	++	-	++	+/-	++	+	++	+
> 2500	50 – 80 %	+/-	++	-	++	+/-	++	+	++	+/-
Alpen, Voralpen										

< 1200	> 95 %	++	+/-	+/-	++	++	+	+/-	+	++
< 1200	80 – 95 %	++	+/-	+/-	++	++	+	+/-	+	+
< 1200	50 – 80 %	++	+/-	+/-	++	++	+	+/-	+	+
1200 – 2500	> 95 %	++	+/-	+/-	++	++	+	+/-	+	++
1200 – 2500	80 – 95 %	++	+/-	+/-	++	++	+	+/-	+	+
1200 – 2500	50 – 80 %	++	+/-	+/-	++	++	+	+/-	+	+
> 2500	> 95 %	+/-	+/-	-	++	++	+	+/-	+	++
> 2500	80 – 95 %	+/-	+/-	-	++	++	+	+/-	+	+
> 2500	50 – 80 %	+/-	+/-	-	++	++	+	+/-	+	+/-

Südschweiz

< 1200	> 95 %	+	-	-	+/-	++	+/-	-	++	+
< 1200	80 – 95 %	+	-	-	+/-	++	+/-	-	++	+
< 1200	50 – 80 %	+	-	-	+/-	++	+/-	-	++	+/-
1200 – 2500	> 95 %	++	-	-	+/-	++	+/-	-	++	+
1200 – 2500	80 – 95 %	++	-	-	+/-	++	+/-	-	++	+
1200 – 2500	50 – 80 %	++	-	-	+/-	++	+/-	-	++	+/-
> 2500	> 95 %	+/-	+	-	+/-	+/-	+/-	-	++	+
> 2500	80 – 95 %	+/-	+	-	+/-	+/-	+/-	-	++	+/-
> 2500	50 – 80 %	+/-	+	-	+/-	+/-	+/-	-	++	+/-



Bewertung Inputgrößen:

Höhe:	gut
Anteil Realisationen $F < 1$	Basis Geotechn. Karte räumlich ungenau

Abbildung 31 Überblick Bewertungsverfahren Hangmuren aus steileren Hängen

Für die räumliche Aggregation wird in einem ersten Schritt eine Quantil Auswertung analog dem Steinschlag (Tabelle 22) durchgeführt. Anschliessend wird in einem weiteren Schritt die Bedeutung von Hangmuren in einem Beurteilungsgebiet in die Bewertung integriert (Tabelle 33).

Tabelle 33 Schlussbewertungsmodell Hangmuren aus steileren Hängen für Beurteilungsgebiete
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

%-Anteil Hangmurenanrisse	Sensitivität	Gesamt-Sensitivität
< 10	-	+/-
10 - 33	abnehmend	+/-
10 - 33	unverändert	+/-
10 - 33	zunehmend	+/-
10 - 33	stark zunehmend	+
33 - 67	abnehmend	-
33 - 67	unverändert	+/-
33 - 67	zunehmend	+
33 - 67	stark zunehmend	+
> 67	abnehmend	-
> 67	unverändert	+/-
> 67	zunehmend	+
> 67	stark zunehmend	++

9.2 Hangmuren aus wenig konsolidierten Schutthalden

9.2.1 Prozesse

Bei den wenig konsolidierten Schutthalden handelt es sich meistens um Altschuttkörper (Moränen der kleinen Eiszeit, Sturzschutthalden). Diese kommen hauptsächlich in höher gelegenen Gebieten vor.

Grunddisposition: Grundvoraussetzung für das Auftreten von Murgängen aus wenig konsolidierten Schutthalden sind steile Hänge (Hangneigung > 27 °) und ein grösseres Einzugsgebiet oberhalb, damit grössere Wassermengen das Lockermaterial aufsättigen können. Weiter spielen die geologischen Eigenschaften des Lockermaterials eine wichtige Rolle. Die Schutthalde muss einen genügend hohen Feinmaterialanteil aufweisen, damit das Wasser im Schuttkörper zurückgehalten werden kann.

Variable Disposition: In den hochgelegenen Schutthalden ist der Permafrost für die variable Disposition von zentraler Bedeutung. Intakter Permafrost hat eine stabilisierende Wirkung auf das Lockermaterial. Taut der Permafrost auf, geht diese Wirkung verloren. Dabei entscheidet die Mächtigkeit des Active Layer (vgl. Kap. 5.6) über die Materialmenge, die mobilisiert werden kann. Die Intensität der Degradation ist von den Materialeigenschaften des Permafrostkörpers abhängig. Eisreiche Permafrostkörper reagieren träger als eisarme. Längere Niederschlagsperioden oder eine intensive Schneeschmelze führen

zu einer Sättigung des Lockermaterials und erhöhen dadurch die variable Disposition für Hangmuren.

Auslösender Prozess: Die Auslösung von Hangmuren in wenig konsolidierten Schutthalde erfordert grössere Wassermengen, als die Hangmuren aus steileren Hängen. Deshalb sind hier eher länger andauernde Starkregen relevant. In den höher gelegenen Gebieten treten diese Niederschläge vor allem im Sommer und Herbst auf.

9.2.2 Klimasensitivität

Die Klimaänderung kann sich hauptsächlich auf die variable Disposition und auf den auslösenden Prozess auswirken. Höhere Niederschlagssummen bewirken einen höheren Hangwasserspiegel und damit eine erhöhte Disposition für Hangmuren. Die höheren Niederschlagssummen im Winter wirken sich hauptsächlich im Frühling während der Schneeschmelze aus, da dies wegen des Temperaturanstiegs schneller vor sich geht. Dadurch steigt der Hangwasserspiegel und damit auch die variable Disposition für Hangmuren an. Der höhere Regenanteil am Winterniederschlag in tieferen Lagen ist weniger relevant, da hier kaum wenig konsolidierte Schutthalde vorhanden sind.

Für Schuttkörper unter Permafrost führt das Auftauen des Permafrostes dazu, dass die Stabilität des Lockermaterials abnimmt (Rast 2007). Der Degradationsprozess ist jedoch komplex und ist stark vom Eisgehalt des Permafrostkörpers abhängig. Ein hoher Eisgehalt dämpft den Schmelzprozess. Das Wasser aus der Permafrostschmelze erhöht den Hangwasserspiegel v.a. im Sommer und kompensiert damit zumindest teilweise die Abnahme des Niederschlags im Sommer. Verminderte Stabilität und erhöhtes Wasserangebot verstärken die variable Disposition.

Hangmuren aus wenig konsolidierten Schutthalde werden wegen der häufigeren Starkniederschläge während des ganzen Jahres (geringste Zunahme im Sommer) häufiger ausgelöst. Dies umso mehr, als auch die Grunddisposition mit Ausnahme des Sommers zunimmt.

9.2.3 Indikatoren

Die Hangmuren-Anrissgebiete aus wenig konsolidierten Schutthalde wurden im Rahmen von SilvaProtect-CH ausgeschieden.

Der Permafrost-Index kann als Indikator für die Stärke der Permafrost-Degradation eingesetzt werden. Zusätzlich wird die Charakterisierung der Geotechnischen Karte bezüglich der Matrix (BAFU 2008) als Indikator für den Eisgehalt der Schuttkörper verwendet.

Als Indikator für Veränderungen bei der Aufteilung der Winterniederschläge in Schnee und Regen und der Intensität der Schneeschmelze im Frühling wird die Höhenlage verwendet.

9.2.4 Bewertungsmodell

Hypothese: Veränderungen bei der Disposition für Hangmuren in wenig konsolidierten Schutthalde sind vor allem im Zusammenhang mit der Permafrost-Degradation zu erwarten. Durch die intensivere Schneeschmelze in den hier betrachteten Höhenlagen kann mehr Wasser in den Active Layer gelangen, was einerseits zu einem verstärkten Auftauen, andererseits zu einem höheren Hangwasserspiegel führt. Damit steigt die variable Disposition an. Die Häufigkeit der Auslösung ist von der Häufigkeit der Starkniederschläge abhängig. Da dieser Hangmuren-Typ schwergewichtig in hohen Lagen auftritt, sind vor allem die Veränderungen bei den Sommer- und Herbstniederschlägen relevant. Hier wird davon ausgegangen, dass die Häufigkeit von Starkniederschlägen zunimmt.

Permafrostdegradation: Basis für die Bewertung der Permafrostdegradation bildet der Permafrostindex, wie er auch bei den Sturzprozessen verwendet wird. Da die Hangneigungen im Lockermaterial geringer sind als im Fels, spielt hier die Strahlung und damit die Exposition eine geringere Rolle. Dafür beeinflusst der Eisgehalt die Stärke der Degradation. Die Kategorien tonig-siltig und sandig-kiesig zeichnen sich durch einen geringeren Eisgehalt aus als kiesig-blockiges Lockermaterial. Deshalb wird die Degradation bei Letzterem stärker gedämpft als in den beiden anderen Kategorien. Auf Gletscherflächen wird keine Degradation angenommen, da davon ausgegangen wird, dass beim Gletscherrückzug bei erhöhten Temperaturen kaum auf grösseren Flächen neuer Permafrost entsteht, der anschliessend wieder schmilzt.

Wasserzufluss: Für die Aufsättigung der Schuttkörper werden grössere Wassermengen benötigt. Diese können durch die Schneeschmelze oder durch länger andauernde Niederschläge anfallen. Grundlage für die Bewertung bildet das Gesamtwasserangebot im Frühling, Sommer und Herbst gemäss Tabelle 6 (mittleres Szenario) und Tabelle 7 (Extremszenario).

Für die Prozessauslösung sind Intensivniederschläge von einigen Stunden bis einigen Tagen notwendig. Als Indikator dazu werden die massgebenden Starkniederschlagsszenarien aus CH2011+ (Tabelle 4) verwendet.

Die Bewertung des Wasserzuflusses ist in Tabelle 36 (mittleres Szenario) und Tabelle 37 (Extremszenario) zusammengefasst. Im mittleren Szenario sind die Veränderungen gering. Nur in Höhenlagen über 2000 m ü.M. ist eine Zunahme der kritischen Auslösebedingungen zu erwarten. Im Extremszenario ist mit Ausnahme der Südschweiz mit einer deutlichen Zunahme solcher Bedingungen zu rechnen.

Tabelle 34 Bewertungsmodell Permafrostdegradation im Lockermaterial für das mittlere Szenario
(+/- keine, + schwach, ++ stark)

Matrix	Permafrost-Index	Permafrost-Degradation
-	1	+/-
tonig-siltig oder sandig-kiesig	> 1 – 25	+
tonig-siltig oder sandig-kiesig	25 – 75	++
tonig-siltig oder sandig-kiesig	75 – 125	+
tonig-siltig oder sandig-kiesig	> 125	+/-
kiesig-blockig	> 1 – 25	+/-
kiesig-blockig	25 – 75	+
kiesig-blockig	> 75	+/-

Tabelle 35 Bewertungsmodell Permafrostdegradation im Lockermaterial für das Extremszenario
(+/- keine, + schwach, ++ stark)

Matrix	Permafrost-Index	Permafrost-Degradation
-	1	+/-
tonig-siltig oder sandig-kiesig	> 1 – 50	+
tonig-siltig oder sandig-kiesig	50 – 150	++
tonig-siltig oder sandig-kiesig	> 150	+
kiesig-blockig	> 1 – 25	+
kiesig-blockig	25 – 100	++
kiesig-blockig	> 100	+

Tabelle 36 Bewertungsmodell Wasserzufluss Hangmuren für das mittlere Szenario
(S: Sättigung, T: Trigger. +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Höhe	Einzugsgebiet [m ²]	Wasserzufluss					
		MAM		JJA		SON	
		S	T	S	T	S	T

Alpen, Voralpen, Mittelland, Jura								
< 2000	< 5000	-	+/-	-	+	+/-	+	+/-
< 2000	> 5000	-	+/-	-	+	+/-	+	+/-
> 2000	< 5000	+	+/-	-	+	+/-	+	+/-
> 2000	> 5000	+	+/-	-	+	+/-	+	+

Südschweiz								
< 2000	< 5000	-	+/-	-	+/-	+/-	+	+/-
< 2000	> 5000	-	+/-	-	+/-	+/-	+	-
> 2000	< 5000	+	+/-	-	+/-	+/-	+	+/-
> 2000	> 5000	+	+/-	-	+/-	+/-	+	+

Tabelle 37 Bewertungsmodell Wasserzufluss Hangmuren für das Extremszenario
(S: Sättigung, T: Trigger. +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Höhe	Einzugsgebiet [m ²]	MAM		JJA		SON		Wasserzufluss
		S	T	S	T	S	T	
Alpen, Voralpen, Jura								
< 2500	< 5000	-	+/-	+/-	+/-	++	+	+
< 2500	> 5000	-	+/-	+/-	+/-	++	+	++
> 2500	< 5000	+	+/-	-	+/-	++	+	+
> 2500	> 5000	+	+/-	-	+/-	++	+	++
Südschweiz								
< 2500	< 5000	-	+/-	-	-	+/-	++	+/-
< 2500	> 5000	-	+/-	-	-	+/-	++	-
> 2500	< 5000	+	+/-	-	-	+/-	++	+/-
> 2500	> 5000	+	+/-	-	-	+/-	++	+

Hangmurenhäufigkeit und -magnitude:

Die Häufigkeit von Hangmuren ist davon abhängig, wie oft der Wassergehalt im Schuttkörper genügend hoch ist, damit die Stabilitätsgrenze unterschritten wird und das Material in Bewegung kommt. Dies ist vom Wasserzufluss vor und während eines Ereignisses abhängig. Die Magnitude hängt vor allem von der Menge des verfügbaren Materials und damit von der Permafrost-Degradation ab. Bei den auslösenden Ereignissen wird davon ausgegangen, dass die Häufigkeit von Starkniederschlag-Ereignissen im Sommer abnimmt, die Magnitude jedoch zunehmen wird.

Tabelle 38 Bewertungsmodell Sensitivität Hangmuren aus wenig konsolidierten Schutthängen für das mittlere und das Extremszenario (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Permafrost-Degradation Tabelle 34 und Tabelle 35)	Wasserzufluss (Tabelle 36 und Tabelle 37)	Hangmuren-Häufigkeit	Hangmuren-Magnitude
unverändert	abnehmend	-	+/-
unverändert	unverändert	+/-	+/-
unverändert	zunehmend	+	+/-
unverändert	stark zunehmend	+	-
zunehmend	abnehmend	-	+
zunehmend	unverändert	+/-	+
zunehmend	zunehmend	+	+
zunehmend	stark zunehmend	++	+/-
stark zunehmend	abnehmend	+/-	++
stark zunehmend	unverändert	+	+

stark zunehmend	zunehmend	+	++
stark zunehmend	stark zunehmend	++	++

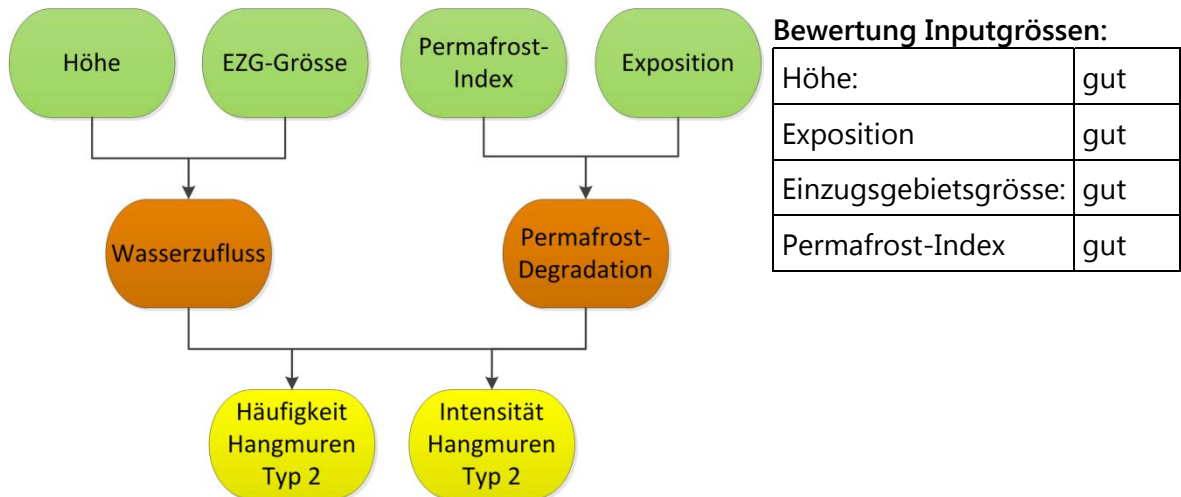


Abbildung 32 Überblick Bewertungsverfahren Hangmuren aus wenig konsolidierten Schutthängen

9.2.5 Räumliche Aggregation

Für die räumliche Aggregation wird das gleiche Verfahren wie bei den Lawinen gewählt. In einem ersten Schritt werden in den Anrissgebieten in einem 20-Meter-Raster Punkte gesetzt und diese bezüglich der Sensitivität charakterisiert. Anschliessend werden die Punkte ausgezählt und gemäss Tabelle 22 bewertet. Dieses Resultat wird in einem weiteren Schritt mit der Anzahl der Anrisspunkte in jedem Beurteilungsgebiet kombiniert (Tabelle 39).

Tabelle 39 Schlussbewertungsmodell Hangmuren aus wenig konsolidierten Schutthängen für Beurteilungsgebiete (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

%-Anteil Hangmurenanrisse	Sensitivität	Gesamt-Sensitivität
< 2	abnehmend	+/-
< 2	unverändert	+/-
< 2	zunehmend	+/-
< 2	stark zunehmend	+
2 - 5	abnehmend	-
2 - 5	unverändert	+/-
2 - 5	zunehmend	+/-
2 - 5	stark zunehmend	+

> 5	abnehmend	-
> 5	unverändert	+/-
> 5	zunehmend	+
> 5	stark zunehmend	++

10 Beurteilungsverfahren Gerinneprozesse

Bei den Gerinneprozessen sind je nach Einzugsgebietsgrösse unterschiedliche Prozesse relevant. In kleineren Einzugsgebieten sind es Murgänge oder starke Geschiebeumlagerungen im Zusammenhang mit Gewittern, die Schäden verursachen, während in grösseren Flussgebieten langandauernde Niederschläge zu grossräumigen Überschwemmungen führen können. Deshalb werden bei den Gerinneprozessen drei Grössenkategorien unterschieden (vgl. Tabelle 40). Einzugsgebiete > 1000 km² werden in diesem Projekt nicht behandelt, da sie im Projekt HydroCC des BAFU vertieft bearbeitet wurden.

Tabelle 40 Kategorisierung der Einzugsgebiete im Alpen- und Voralpengebiet sowie Jura

Einzugsgebietsgrösse	Bezeichnung
Bis 20 km ²	Wildbäche
> 20 – 100 km ²	Wildflüsse
> 100 – 1000 km ²	Flüsse

10.1 Wildbäche

10.1.1 Prozesse

In Wildbacheinzugsgebieten sind Murgänge und geschiebeführende Hochwasser die massgebenden Prozesse. Wasser allein stellt in den meisten Wildbächen aufgrund der kleinen Einzugsgebietsfläche selten ein ernsthaftes Problem dar. Daher spielen Geschiebeprozesse eine zentrale Rolle (Mani, 1996). Im Vergleich zu den vorher beschriebenen Prozessen handelt es sich hier um eine wesentlich komplexere Prozesskette, da in einem Wildbacheinzugsgebiet verschiedene Prozesse räumlich verteilt interagieren. Neben der Geschiebelieferung ins Gerinne ist auch die Erosion im unmittelbaren Gerinnebereich zu berücksichtigen. Somit macht es wenig Sinn, für einen einzelnen Geschiebeherd Aussagen zur Sensitivität zu machen. Vielmehr ist eine integrale Beurteilung auf Einzugsgebietsstufe erforderlich.

Grunddisposition: Ein zentraler Faktor für die Grunddisposition ist das Relief. Dieses steuert, von welchen Flächen Feststoffe in die Runsen und Gerinne gelangen können und wie rasch das Wasser in die Gerinne gelangt. Als weiterer Faktor wirken sich die geologischen Eigenschaften stark auf die Grunddisposition aus (Verwitterbarkeit des Festgesteins, Eigenschaften der Verwitterungsprodukte, Grösse und Art der Lockermaterialdepots, Speicherkapazität). Dabei besteht ein grundsätzlicher Unterschied zwischen Jungschutt und Altschutt. Während Altschutt unter einem anderen Klimaregime abgelagert wurde (z.B. eiszeitliche glaziale und glazifluviale Schotter) und oft in fast unbeschränkter Menge zur Verfügung steht, muss Jungschutt durch Verwitterungsprozesse laufend aufbereitet werden.

Variable Disposition: Die variable Disposition ist vor allem von der aktuellen Verfügbarkeit von Lockermaterial im Gerinnebereich abhängig. In Gebieten mit Altschuttherden wird diese durch die Stabilität der Lockermaterialvorkommen beeinflusst. Dabei sind die Lage des Hangwasserspiegels oder der Zustand des Permafrostes Beispiele von wichtigen Einflussfaktoren. In Jungschuttgebieten spielen die Intensität der Verwitterung und der geschiebeliefernden Prozesse eine wichtige Rolle.

Auslösender Prozess: Hohe Abflüsse im Zusammenhang mit Starkregen-Ereignissen sind die Hauptauslöser von Wildbachprozessen. Daneben können auch die Schneeschmelze oder Gletschersee-Ausbrüche eine Rolle spielen. Letztere werden jedoch in der vorliegenden Studie nicht berücksichtigt.

10.1.2 Klimasensitivität

Die Auswirkungen des Klimas auf das System Wildbach sind sehr vielfältig, sowohl bezogen auf die variable Disposition, als auch auf den auslösenden Prozess. Wie bereits bei den Sturzprozessen beschrieben kann sich die Klimaänderung auf die Verwitterung und damit auf die Produktion von Jungschutt auswirken (vgl. Kapitel 7). Je grösser die Verwitterungsanfälligkeit des Festgesteins ist, umso stärker ist die Auswirkung der Klimaänderung. Weiter können häufigere und intensivere Niederschläge die Erosion in den Bach- und Runseneinhängen verstärken und so den Materialeintrag erhöhen.

Die Klimaveränderung kann sich auch auf die Stabilität von Altschuttkörpern auswirken. Das Niederschlagsgeschehen und die Schneeschmelze beeinflussen die Stabilität von Lockermaterialkörpern. In höher gelegenen Gebieten kann die Permafrost-Degradation die Stabilität von Schuttmassen wesentlich verändern (vgl. Kapitel 9). Dadurch können grössere Materialmengen instabil werden und als Murgang losbrechen oder das Geschiebepotenzial für geschiebeführende Hochwasser erhöhen.

Im Zusammenhang mit dem Gletscherrückzug können grosse neue Lockermaterialdepots entstehen, die den Geschiebehaushalt in einem Einzugsgebiet wesentlich verändern können.

10.1.3 Indikatoren

Als Indikator für das Geschiebepotenzial werden die heute bestehenden geschieberelevanten Flächen sowie neue, als Folge des Gletscherrückzuges entstehende geschieberelevante Flächen betrachtet. Hinzu kommen Erosionsstrecken in Altschuttherden.

Wichtigster Indikator sind die geschieberelevanten Flächen, welche im Rahmen von SilvaProtect-CH ausgeschieden wurden. Berücksichtigt wird einerseits die Grösse der geschieberelevanten Fläche bzw. die Geschiebemenge aus diesen Flächen, andererseits der Typ der Geschiebequelle. Bei den Geschiebequellen werden folgende Typen unterschieden:

- Felsflächen, die über Sturzprozesse Material in Runsen und Gerinne liefern.
- Gerinneabhängige, die direkt über flächenhafte Erosionsprozesse Material liefern. Dabei werden offene und vegetationsbedeckte Gerinneabhängige unterschieden.
- Hangmuren im Gerinnebereich, die Material aktiv in den Gerinnebereich transportieren.

Zusätzlich zu den oben beschriebenen geschieberelevanten Flächen werden die als Folge des Gletscherrückzuges neu entstehenden Gletschervorfelder als Geschiebequellen verwendet, sofern sie schuttbedeckt sind. Dazu werden die von Linsbauer et al. (2013) simulierten Gletscherrückzugsgebiete für das mittlere Szenario M2 verwendet. Anhand des Sedimentindex (Zemp et al. 2002) kann unterschieden werden, ob das Gletscherbett in den Rückzugsgebieten schuttbedeckt sein wird oder Fels zum Vorschein kommt.

Für die Gletscherszenarien werden die Veränderungen in der Jahresmitteltemperatur verwendet. Aufgrund der geringen Differenzen zwischen den Bearbeitungsgebieten, zumindest was den Alpenraum betrifft, wird für die beiden Szenarien nur je ein Wert für alle Bearbeitungsgebiete verwendet. Zusätzlich wird berücksichtigt, dass sich die Gletscherszenarien auf die Referenzperiode 1960 – 1990 beziehen, während die CH2011-Szenarien als Referenzperiode die Jahre 1980 – 2009 verwenden. Deshalb muss die Temperaturdifferenz zwischen diesen beiden Perioden dazu addiert werden. Auswertungen haben gezeigt, dass für das Alpengebiet von einem einheitlichen Wert von 0.6 °C ausgegangen werden kann. Damit ergeben sich folgende Werte für die beiden Szenarien:

mittel: $2.4 + 0.6 = 3.0 \text{ °C}$ → Gletscherszenario GIUZ 2060

extrem: $4.2 + 0.6 = 4.8 \text{ °C}$ → Gletscherszenario GIUZ 2100

Daraus ergibt sich für das mittlere Szenario das Gletscherrückzugsszenario 2060, für das extreme Szenario das Gletscherrückzugsszenario 2100 (Abbildung 33).

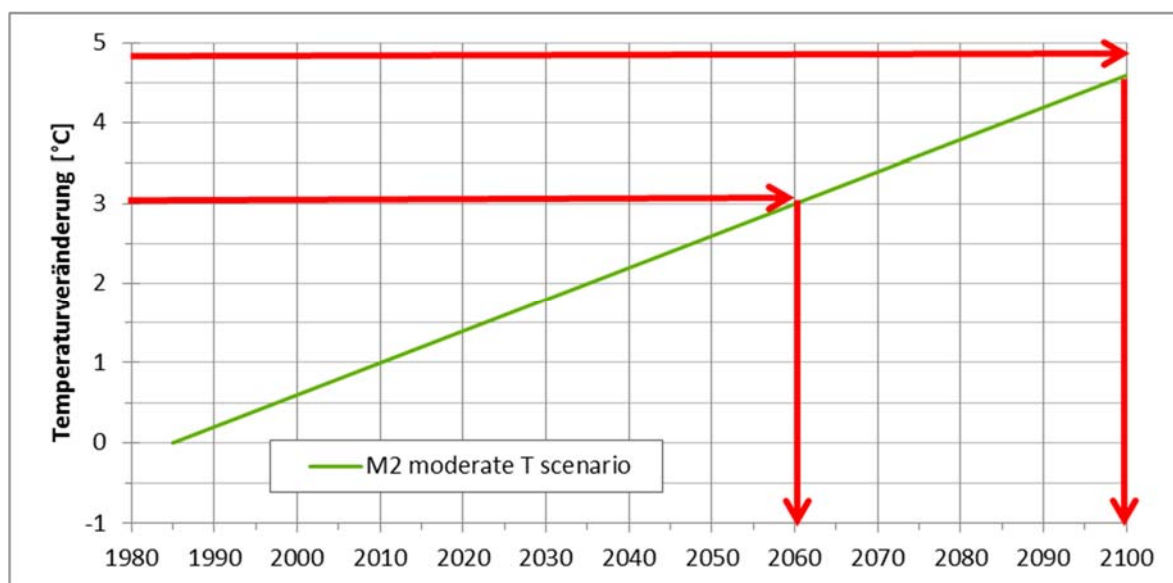


Abbildung 33 Gletscherrückzugsszenarien für das mittlere Szenario und das Extremszenario, abgeleitet aus Linsbauer et al. (2013)

Ein Beispiel der daraus resultierenden Gletscherrückzugsgebiete ist am Beispiel der Vispertäler in Abbildung 34 dargestellt.

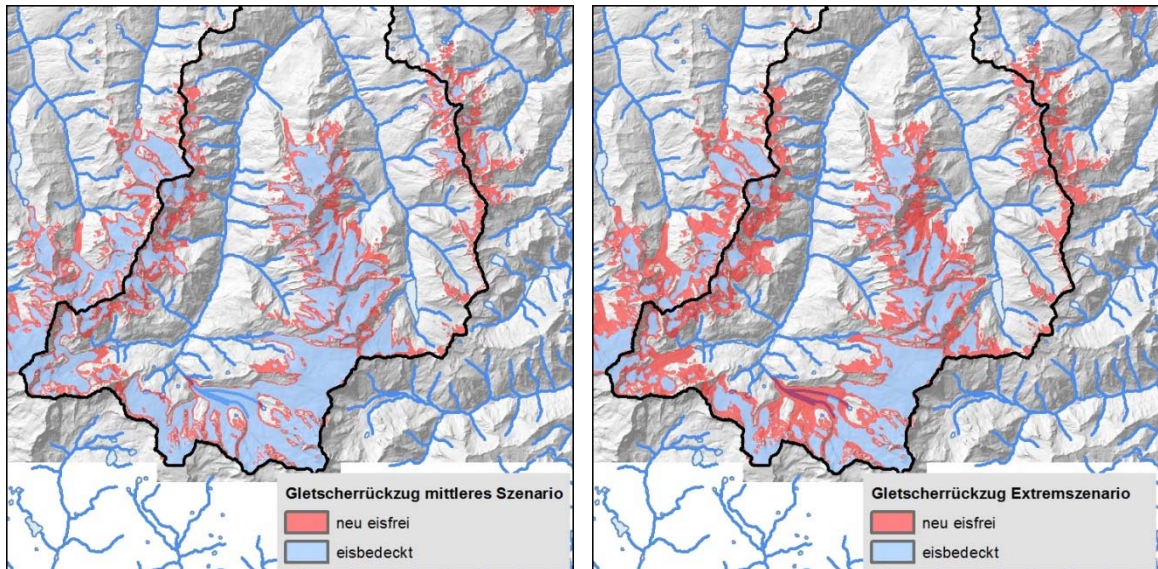


Abbildung 34 Gletscherrückzugsgebiete für das mittlere Szenario und das Extremszenario (Quelle: Linsbauer et al. 2013)

Neben der Geschiebelieferung aus den Hängen ist auch die Erosion im unmittelbaren Gerinnebereich zu berücksichtigen. Potenzielle Erosionsstrecken wurden im Rahmen des Projektes SilvaProtect-CH ausgeschieden. Zur weiteren Charakterisierung wird geprüft, ob die Erosionsstrecken im Altschutt verlaufen. Altschuttgebiete werden auf Basis von GeoCover ausgeschieden.

Für die Beurteilung der Sensitivität der Geschiebeherde werden u.a. Informationen zur zukünftigen Aufteilung der Winterniederschläge in Schnee und Regen benötigt. Als Indikator für diese Veränderungen wird die Höhenlage verwendet.

Als Indikator für den Wasserzufluss und damit die Intensität der Erosionsprozesse in den Gerinneabhängungen wird die Einzugsgebietsgrösse oberhalb der Abhänge verwendet.

10.1.4 Bewertungsmodell

Die Bewertung bezieht sich auf Wildbach-Einzugsgebiete als Ganzes. Dabei sind folgende Teilsysteme zu bewerten:

- Geschiebelieferung aus der Fläche: Darin enthalten ist sowohl die Lieferung aus Jungschutt- als auch aus Altschuttquellen.
- Geschiebelieferung aus neuen Geschiebeherden im Zusammenhang mit dem Gletscherrückzug
- Gerinneerosion im Altschutt
- Häufigkeit und Magnitude von auslösenden Ereignissen

Diese Teilbewertungen werden zu einer Gesamtbewertung auf Stufe Einzugsgebiet zusammengefasst.

Hypothesen:

Bezogen auf die Geschiebelieferung werden folgende Hypothesen aufgestellt:

- Durch die Klimaerwärmung verlagert sich die Zone der intensivsten Verwitterung und damit auch die Aufbereitung von Jungschutt.
- In tieferen Lagen wird im Winter mehr Niederschlag und dieser vermehrt in Form von Regen fallen. Dies führt zu einer Intensivierung der geschiebeliefernden Prozesse, so-

wohl aus den Gerinneabhängigen, als auch durch Hangmuren. Bei den Erosionsprozessen in den Bacheinhängen reagieren vegetationslose Flächen stärker als vegetationsbedeckte.

- Im Sommer werden in höheren Lagen durch die Permafrost-Degradation grössere Lockermaterialmassen instabil, was zu grösseren Geschiebeinputs in die Gerinne führt.
- Gletscherrückzugsgebiete, sofern sie moränenbedeckt sind, stellen neue Geschieberherde dar, aus denen grosse Materialmengen anfallen können.

Im Hinblick auf die auslösenden Ereignisse wird von folgenden Hypothesen ausgegangen:

- In tieferen Lagen führen häufigere Intensivniederschlagsereignisse im Winter häufiger zu Wildbachaktivität, wobei auch die Ereignisgrösse zunehmen kann.
- Im Frühling und weniger stark ausgeprägt im Sommer führen häufigere und intensivere Starkniederschläge zu häufigeren Geschiebeereignissen. Im Herbst ist die Zunahme bei den Starkregenereignissen am stärksten, was in der Folge zu verstärkter Wildbachaktivität führen wird.
- In Gebieten mit einem beschränkten Lockermaterialaufkommen (Jungschuttgebiete in stabilen geologischen Formationen) führen häufigere Ereignisse dazu, dass die Ereignisgrösse abnimmt (vgl. Jomelli et. al 2004).
- Verlaufen Gerinne im Altschutt oder in Gebieten, in denen die Geschiebelieferung stark zunimmt, nimmt die Ereignisgrösse auch bei häufigeren Ereignissen nicht ab.

Geschiebelieferung aus bestehenden geschieberelevanten Flächen:

In der Bewertung werden einerseits die Veränderungen der Häufigkeit und Magnitude bei den verschiedenen geschiebeliefernden Prozessen berücksichtigt, andererseits die Bedeutung der Geschiebelieferung generell. Für Letztere wird die gewichtete geschieberelevante Fläche (ggrF), die im Projekt SilvaProtect-CH ermittelt wurde, bezogen auf die Einzugsgebietsfläche verwendet. Die Bewertungsregeln für die verschiedenen Typen von Geschiebequellen werden im Folgenden beschrieben:

- Für Felsflächen können direkt die Bewertungen für die jeweiligen Prozesse (Steinschlag und Felssturz) übernommen werden (vgl. Kap. 7). In einem weiteren Schritt werden die Häufigkeit und die Magnitude miteinander kombiniert. Dabei kommen die in Tabelle 41 zusammengestellten Regeln zur Anwendung.
- Für die Hangmuren aus steileren Hängen und aus wenig konsolidierten Schutthalden können ebenfalls die Prozessbewertungen übernommen werden (vgl. Kap. 9). Bei den Hangmuren aus wenig konsolidierten Schutthalden müssen Häufigkeit und Magnitude nach den Regeln von Tabelle 41 miteinander kombiniert werden.
- Die Geschiebelieferung aus Gerinneabhängigen wird nach den in Tabelle 42 beschriebenen Regeln bewertet.

Tabelle 41 Kombination Häufigkeit und Magnitude für die Bewertung der Geschiebelieferung
(- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Häufigkeit	Magnitude	Geschiebelieferung
abnehmend	abnehmend	-
abnehmend	unverändert	-
abnehmend	zunehmend	+/-
abnehmend	stark zunehmend	+

unverändert	abnehmend	-
unverändert	unverändert	+/-
unverändert	zunehmend	+
unverändert	stark zunehmend	+
zunehmend	abnehmend	+/-
zunehmend	unverändert	+
zunehmend	zunehmend	++
zunehmend	stark zunehmend	++
stark zunehmend	abnehmend	+
stark zunehmend	unverändert	++
stark zunehmend	zunehmend	++
stark zunehmend	stark zunehmend	++

Tabelle 42 Bewertungsmodell Erosion in Bacheinhängen
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Erosionsfläche	Wasserzufluss (gemäss Tabelle 15 und Tabelle 16)	Materiallieferung
vegetationslos	abnehmend	-
vegetationslos	unverändert	+/-
vegetationslos	zunehmend	+
vegetationslos	stark zunehmend	++
vegetationsbedeckt	abnehmend	-
vegetationsbedeckt	unverändert	+/-
vegetationsbedeckt	zunehmend	+/-
vegetationsbedeckt	stark zunehmend	+

Für die Bewertung der Sensitivität der Geschiebelieferung werden in einem ersten Schritt die Einzelbewertungen pro Geschiebequellentyp überlagert und anschliessend für jeden Punkt die maximale Veränderung ermittelt. Daraus werden für jedes Beurteilungsgebiet das 25-, 50- und 75 % Quartil ermittelt und gemäss Tabelle 22 die Gesamtbewertung der Sensitivität abgeleitet. In einem zweiten Schritt wird die Bedeutung der Geschiebelieferung in einem Einzugsgebiet ermittelt. Dazu wird die gewichtete geschieberelevante Fläche für jedes Einzugsgebiet auf spezifische Werte pro km² umgerechnet (spezifisch gewichtete geschieberelevante Fläche). Dieser Wert fliesst zusammen mit der Sensitivität in die Gesamtbewertung von Beurteilungsgebieten ein (vgl. Tabelle 43).

Tabelle 43 Schlussbewertungsmodell Geschiebelieferung für Beurteilungsgebiete
(- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

spezifische gewichtete geschieberelevante Flä- che	Veränderung Geschiebelieferung	Sensitivität Geschiebelieferung
< 0.02 km ²	abnehmend	+/-
< 0.02 km ²	unverändert	+/-
< 0.02 km ²	zunehmend	+/-
< 0.02 km ²	stark zunehmend	+
0.02 – 0.10 km ²	abnehmend	-
0.02 – 0.10 km ²	unverändert	+/-
0.02 – 0.10 km ²	zunehmend	+
0.02 – 0.10 km ²	stark zunehmend	++
> 0.10 km ²	abnehmend	-
> 0.10 km ²	unverändert	+/-
> 0.10 km ²	zunehmend	++
> 0.10 km ²	stark zunehmend	++

Gerinneerosion in Altschuttherden:

Für die Bewertung des Materialaufkommens aus der Gerinneerosion in Altschuttherden wird die Länge der potenziellen Erosionsstrecken im Bereich von Altschuttherden ermittelt und über die Einzugsgebietsgrösse gewichtet. Die Umrechnung der Länge von Erosionsstrecken zu Flächenwerten erfolgt, indem Erosionsstrecken in Pixel von 10 m Kantenlänge umgewandelt und anschliessend die Pixel aufsummiert werden.

Tabelle 44 Bewertung der Bedeutung der Gerinneerosion in Altschuttgebieten

Flächenanteil Erosion Altschutt [‰]	Bedeutung Gerinneerosion
< 5	klein
5 – 15	mittel
15 – 25	gross
> 25	sehr gross

Geschiebelieferung aus Gletscherrückzugsgebieten:

Die Moränenflächen in Gletscherrückzugsgebieten werden aufgrund des Erosions-/Sedimentationsindex (IES) gemäss Tabelle 45 bewertet. Für kleinere Gletscherflächen wurde jedoch kein IES berechnet. Für diese wird mit einer Nachbarschaftsauswertung geprüft, ob am Gletscherrand Schutt vorkommt. Dazu werden die Schuttflächen aus dem swissTLM3d expandiert und mit den Gletscherflächen überlagert. Anschliessend wird der Anteil der expandierten Schuttfläche an der Gletscherfläche berechnet und dieser Wert mit 3 multipliziert. So lässt sich auch für die kleinen Gletscherflächen ein IES annähern. Mit diesem Wert wird mit Hilfe von Tabelle 45 das Geschiebepotenzial Gletscher für die kleinen Gletscher abgeleitet. Diese Bewertung wird anschliessend mit dem Flächenanteil der Gletscherrückzugsgebiete pro Einzugsgebiet kombiniert und gemäss Tabelle 46 bewertet.

Tabelle 45 Bewertungsmodell Geschiebelieferung aus Gletscherrückzugsgebieten

Erosions-/ Sedimentationsindex	Geschiebepotenzi- al Gletscher
< 0.2	klein
0.2 – 1.0	mittel
> 1.0	gross

Tabelle 46 Bewertungsmodell Geschiebelieferung aus Gletscherrückzugsgebieten
(+/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Flächenanteil Gletscher- rückzugsgebiete [%]	Geschiebepotenzial Gletscher	Sensitivität Geschiebelie- ferung Gletscherrück- zugsgebiete
-	klein	+/-
< 5	-	+/-
5 – 25	mittel	+/-
5 – 25	gross	+
25 – 50	mittel	+
25 – 50	gross	++
> 50	mittel	++
> 50	gross	++

Kombination Gerinneerosion in Altschuttgebieten und Geschiebelieferung aus Gletscherrückzugsgebieten:

Gletscherrückzugsgebiete mit einem grossen Geschiebepotenzial weisen ähnliche Eigenschaften auf wie die Altschuttgebiete. Sie werden deshalb für die weitere Bewertung mit diesen kombiniert. Dazu kommt das in Tabelle 47 dargestellte Bewertungsverfahren zum Einsatz.

Tabelle 47 Kombination Gerinneerosion in Altschuttgebieten und Geschiebelieferung aus Gletscherrückzugsgebieten
(+/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Bedeutung Gerinneerosion	Sens. Geschiebelieferung aus Gletscherrückzugsgeb.	Geschiebepotenzial Altschutt
klein	unverändert	klein
klein	zunehmend	mittel
klein	stark zunehmend	gross
mittel	unverändert	mittel
mittel	zunehmend	gross
mittel	stark zunehmend	gross
gross	unverändert	gross
gross	zunehmend	sehr gross
gross	stark zunehmend	sehr gross
sehr gross	unverändert	sehr gross
sehr gross	zunehmend	sehr gross
sehr gross	stark zunehmend	sehr gross

Auslösendes Ereignis:

Für die Auslösung von Ereignissen in Wildbacheinzugsgebieten sind Gewitterniederschläge im Bereich von einer bis einigen Stunden und länger andauernde Starkregen im Bereich von ein bis zwei Tagen relevant. Die Bewertung der auslösenden Ereignisse wird aus den Starkniederschlagsszenarien CH2011+ abgeleitet (Tabelle 4) unter Einbezug der Höhe als Indikator für die Schneefallgrenze. Beim Niederschlag sind Häufigkeit und Magnitude gekoppelt. Wenn die Magnitude (Niederschlagssumme) einer bestimmten Jährlichkeit zunimmt, bedeutet dies, dass bei gleichbleibender Niederschlagssumme deren Häufigkeit zunimmt. Für die Bewertung der Wildbäche wird die Häufigkeit bewertet, in Tabelle 48 für das mittlere Szenario, in Tabelle 49 für das Extremszenario. Als massgebende Höhe wird der Median der Höhe eines Einzugsgebietes verwendet.

In jeder Region werden drei Höhenstufen unterschieden. In der niedrigsten fällt schon heute der grössere Teil des Niederschlags im Winter in Form von Regen. In der mittleren wird der Regenanteil im Winter zunehmen, wodurch das reine Niederschlagssignal überprägt wird. In der obersten Höhenstufe tritt dieser Effekt im Frühling ein.

Tabelle 48 Bewertung Sensitivität auslösende Ereignisse für das mittlere Szenario
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Höhe	Häufigkeit auslösende Ereignisse				Gesamtbewertung
	DJF	MAM	JJA	SON	
Mittelland, Jura					
< 700	+/-	+/-	+/-	++	+
700 – 2000	+	+/-	+/-	++	++
> 2000	+/-	+	+/-	++	++
Alpen, Voralpen					
< 700	+/-	+/-	+/-	+	+
700 – 2000	+	+/-	+/-	+	+
> 2000	+/-	+	+/-	+	+
Südschweiz					
< 700	-	+/-	+/-	+	+/-
700 – 2000	+/-	+/-	+/-	+	+
> 2000	+/-	+	+/-	+	+

Tabelle 49 Bewertung Sensitivität auslösende Ereignisse für das Extremszenario
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Höhe	Häufigkeit auslösende Ereignisse				
	DJF	MAM	JJA	SON	Gesamtbewertung
Mittelland, Jura					
< 1200	+	++	+	++	++
1200 – 2500	+	++	+	++	++
> 2500	+/-	++	+	++	++
Alpen, Voralpen					
< 1200	++	+	+/-	++	++
1200 – 2500	++	+	+/-	++	++
> 2500	+/-	+	+/-	++	++
Südschweiz					
< 1200	++	+	-	++	++
1200 – 2500	++	+	-	++	++
> 2500	+/-	+	-	++	+

Gesamtbewertung Wildbacheinzugsgebiete:

Für jedes Wildbacheinzugsgebiet wird zuerst eine getrennte Bewertung für die Jungschuttgebiete einerseits und für die Kombination Gerinneerosion in Altschuttgebieten und Geschiebelieferung aus Gletscherrückzugsgebieten andererseits vorgenommen. In Jungschuttgebieten werden für die Sensitivitätsbewertung die Geschiebelieferung und die Bewertung der auslösenden Ereignisse für jedes Einzugsgebiet gemäss Tabelle 50 kombiniert. Für die Altschuttgebiete erfolgt die Kombination nach den Regeln in Tabelle 51. Sensitivitätsaussagen werden bezüglich der Ereignishäufigkeit von kleinen, grossen und sehr grossen Ereignissen gemacht.

Tabelle 50 Gesamtbewertung Sensitivität Wildbacheinzugsgebiete im Jungschutt
(- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Geschiebelieferung (Tabelle 43)	Häufigkeit auslösende Ereignisse	Ereignishäufigkeit		
		kleine Ereignisse	grosse Ereignisse	sehr grosse Ereignisse
abnehmend	unverändert	-	-	-
abnehmend	zunehmend	+	-	-
abnehmend	stark zunehmend	+/-	-	-
unverändert	unverändert	+/	+/-	+/-
unverändert	zunehmend	+	+/-	+/-

unverändert	stark zunehmend	+	-	-
zunehmend	unverändert	+/-	+	+
zunehmend	zunehmend	+	+	+/-
zunehmend	stark zunehmend	++	+	+/-
stark zunehmend	unverändert	+/-	++	++
stark zunehmend	zunehmend	++	++	+
stark zunehmend	stark zunehmend	++	+	+

Tabelle 51 Gesamtbewertung Sensitivität Wildbacheinzugsgebiete im Altschutt
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

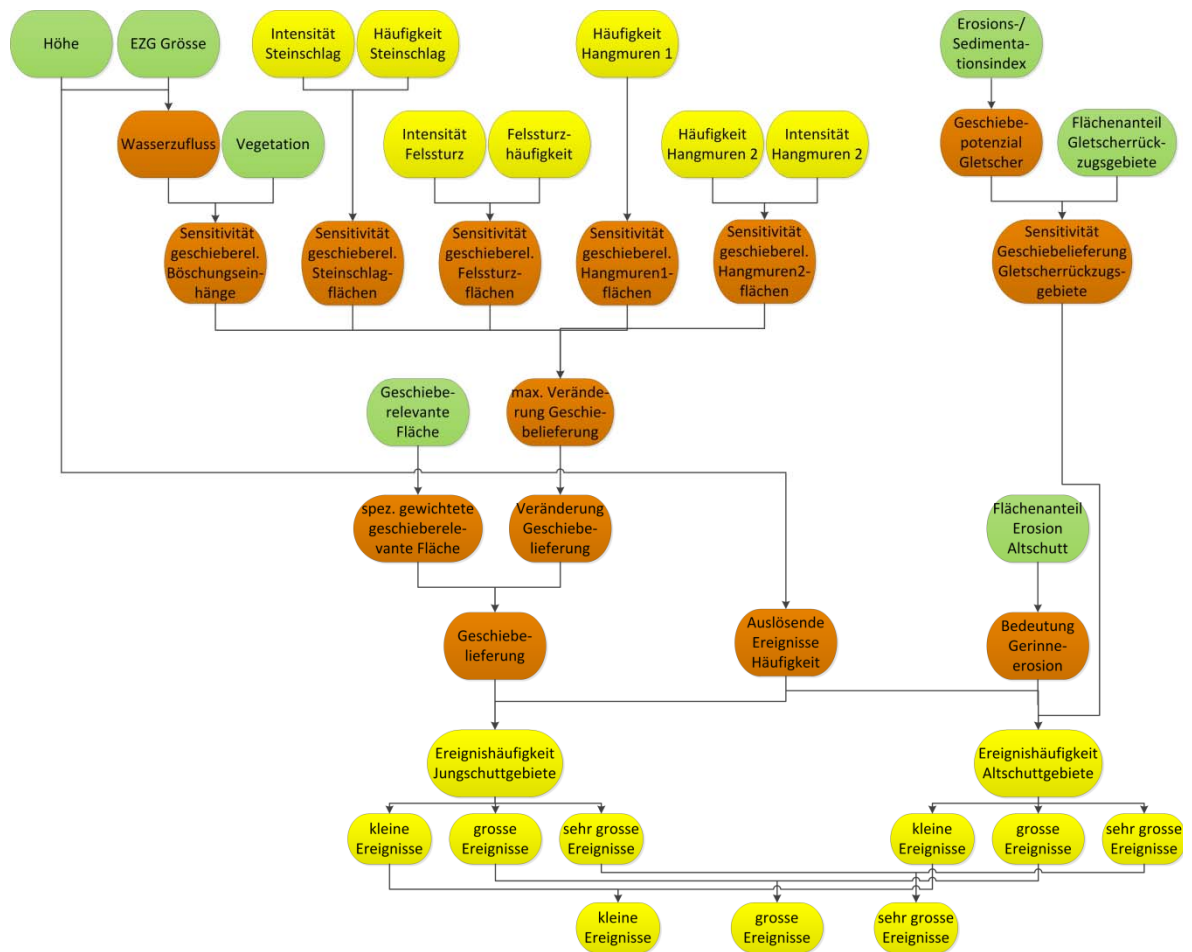
Altschutt (Tabelle 44)	Geschiebepotenzial	Häufigkeit Auslösende Ereignisse	Ereignishäufigkeit		
			kleine Ereignisse	grosse Ereignisse	sehr grosse Ereignisse
klein		-	+/-	+/-	+/-
mittel		unverändert	+/-	+/-	+/-
mittel		zunehmend	+	+	+/-
mittel		stark zunehmend	++	+	+/-
gross		unverändert	+/-	+/-	+/-
gross		zunehmend	++	+	+
gross		stark zunehmend	++	++	+
sehr gross		unverändert	+/-	+/-	+/-
sehr gross		zunehmend	++	++	+
sehr gross		stark zunehmend	++	++	++

Für die Gesamtbewertung eines Wildbacheinzugsgebietes werden für jede Ereignisgrösse die Sensitivitätsstufen aus der Bewertung Jungschutt und der Bewertung Altschutt nach den Regeln von Tabelle 52 kombiniert.

In Abbildung 35 ist das ganze Verfahren für die Bewertung der Wildbäche in der Übersicht dargestellt.

Tabelle 52 Kombination Sensitivität Wildbacheinzugsgebiete im Jungschutt und Sensitivität Wildbacheinzugsgebiete im Altschutt
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Sensitivität Wildbachgebiete im Jungschutt	Sensitivität Wildbachgebiete im Altschutt	Sensitivität Hochwasserabfluss Total
abnehmend	abnehmend	-
abnehmend	unverändert	-
abnehmend	zunehmend	+/-
abnehmend	stark zunehmend	+/--
unverändert	abnehmend	-
unverändert	unverändert	+/-
unverändert	zunehmend	+
unverändert	stark zunehmend	+
zunehmend	abnehmend	+/-
zunehmend	unverändert	+
zunehmend	zunehmend	++
zunehmend	stark zunehmend	++
stark zunehmend	abnehmend	+
stark zunehmend	unverändert	++
stark zunehmend	zunehmend	++
stark zunehmend	stark zunehmend	++



Bewertung Inputgrössen:

Höhe	gut
Einzugsgebietsgrösse	gut
Vegetationsbedeckung	gut

Bewertung Inputgrössen:

Erosions-/Sedimentation-Index	mittel
Gletscherrückzugsgebiete	mittel
Geschieberelevante Fläche	mittel
Altschuttgebiete geotechn. Karte der Schweiz:	sehr grob
Altschuttgebiete geol. Atlas der Schweiz:	gut

Abbildung 35 Überblick Bewertungsverfahren Wildbach

10.2 Wildflüsse

10.2.1 Prozesse

Hochwasserabflüsse sind der wesentliche Prozess in Wildflüssen. Bei länger andauernden Ereignissen kann aber auch Geschiebetransport in grossem Umfang auftreten. Vor allem von Bedeutung sind in diesem Zusammenhang Altschuttherde, da in diesen grosse Mengen an Material mobilisiert werden können. Ein weiterer Prozess, der in Wildflüssen eine wichtige Rolle spielen kann, ist die Seitenerosion. Neuere Ereignisse haben gezeigt,

dass von ihr eine starke Gefährdung ausgehen kann, insbesondere wenn beim Abfluss Schwellenwerte überschritten werden oder grosse Geschiebeumlagerungen stattfinden (Bezzola & Hegg 2007).

Grunddisposition: Die Grunddisposition für Hochwasser wird primär durch die Art der Abflussbildungsprozesse bestimmt. In Einzugsgebieten, in denen der Niederschlag kaum gespeichert werden kann und daher rasch zum Abfluss kommt, treten Hochwasser häufiger auf und haben grössere Ausmasse als in Gebieten mit einem grossen Speichervermögen. Sind die Speicher in Gebieten mit einem grossen Speichervermögen einmal gefüllt, können jedoch plötzlich überproportional hohe Abflüsse auftreten (Schwellenprozesse). Der gleiche Effekt kann von Gletschern herrühren. Neben dem Speichervolumen ist die Durchlässigkeit des Untergrundes ein weiterer wichtiger Parameter für die Grunddisposition, da diese die Entleerung des Bodenwasserspeichers steuert.

Bezüglich der Verfügbarkeit von Geschiebe in einem Wildfluss-Einzugsgebiet gelten die Ausführungen zur Disposition bei den Wildbächen, wobei vor allem Altschuttgebiete relevant sind (vgl. Kapitel 10.1.1).

Die Grunddisposition für Seitenerosion hängt in den steileren Gerinnen der Voralpen und Alpen sowie im Jura vor allem vom Geschiebepotenzial ab, da es durch Geschiebeumlagerungen häufig zu morphologischen Veränderungen kommt (z.B. Verzweigungen oder Mäander). Diese können ihrerseits zu Querströmungen und neuen Prallhangsituationen führen (Hunzinger 2012). Ein weiterer Einflussfaktor ist die Gerinnegeometrie, insbesondere in den flacheren Flüssen des Mittellandes. Hier ist Seitenerosion vor allem an Flusskrümmungen geknüpft. Die Rückgrifftiefe der Seitenerosion wird hauptsächlich durch die Dauer des Hochwasserabflusses bestimmt.

Variable Disposition: Der Zustand des Bodenwasserspeichers beeinflusst die Abflussbildung entscheidend. Längere Niederschlagsperioden oder intensive Schneeschmelze können den Bodenspeicher füllen und damit die variable Disposition für Hochwasserabfluss erhöhen.

Bezogen auf das Geschiebe hängt die variable Disposition von der aktuellen Verfügbarkeit von Lockermaterial im Gerinnebereich ab (vgl. Kapitel 10.1.1). Dies wirkt sich auch auf die Disposition zur Seitenerosion aus.

Auslösender Prozess: Intensivniederschläge von einigen Stunden bis Tagen können in Wildflüssen zu Hochwasserabfluss führen. Bei länger andauernden Ereignissen können zusätzlich massive Geschiebeumlagerungen auftreten. Hochwasserereignisse in Wildflüssen können zusätzlich durch eine intensive Schneeschmelze verstärkt werden.

10.2.2 Klimasensitivität

In Wildflussgebieten ist die Klimasensitivität der hydrologischen Prozesse von zentraler Bedeutung. Dies betrifft sowohl die variable Disposition als auch die auslösenden Prozesse. In beiden Fällen spielen Veränderungen im Niederschlagsgeschehen und bei der Schneeschmelze eine wichtige Rolle. Wichtig ist dabei auch die zeitliche Koinzidenz von erhöhter Disposition und auslösenden Prozessen.

Neben der Veränderung bei den saisonalen Niederschlägen und den kurzzeitigen Starkniederschlägen spielt der Anstieg der Schneefallgrenze eine wesentliche Rolle. Diese führt dazu, dass mit Ausnahme von hoch gelegenen Gebieten der Niederschlag vermehrt in Form von Regen fallen wird. Dies führt dazu, dass in tieferen Lagen vermehrt Hochwasserabflüsse im Winter zu erwarten sind. Die höheren Temperaturen führen weiter dazu, dass die Schneeschmelze auch in hohen Lagen früher einsetzt und intensiver wird. Dadurch geht jedoch das Wasserangebot aus der Schneeschmelze im Sommer zurück. Die Veränderungen bei der variablen Disposition werden anhand der Bewertung der Auswirkungen auf das Wasserangebot beurteilt (vgl. Kapitel 5.6). Für das auslösende Er-

eignis werden die Starkniederschlagsszenarien, die in Tabelle 4 dargestellt sind, verwendet.

Durch den Gletscherschwund nehmen die Flächen mit einem grossen Speichervolumen ab, was in solchen Gebieten die Wahrscheinlichkeit von Schwellenprozessen reduziert. Andererseits wird es in den Rückzugsgebieten an verschiedenen Orten neue Gletscherseen geben, die wiederum als Puffer wirken können.

Die Klimasensitivität in Bezug auf die Verfügbarkeit von Lockermaterial ist in Kapitel 10.1.2 beschrieben. In Gebieten mit einem grösseren Geschiebepotenzial, insbesondere in Altschuttgebieten, können grössere und länger andauernde Hochwasserabflüsse vermehrt zu grossräumigen Geschiebeumlagerungen führen. Dies wirkt sich auch auf die Häufigkeit von Seitenerosionsprozessen aus.

10.2.3 Indikatoren

Im Projekt SilvaProtect-CH wurden keine Abflussbildungsprozesse simuliert. Daher müssen andere Indikatoren für die Bewertung der Klimasensitivität beigezogen werden. Eine gute Möglichkeit bildet die Abflussprozesstypenkarte, die an der ETH erarbeitet wurde (Naef et al. 2008). Da sie jedoch nur für ca. zwei Drittel der Schweiz vorlag, wurde sie in einem separaten Projekt von geo7 im Auftrag des BAFU für die ganze Schweiz nach den publizierten Regeln berechnet.

In der Abflussprozesstypenkarte wird die Abflussbereitschaft in 5 Klassen eingeteilt (Tabelle 53). Daraus lassen sich das Speichervermögen und die Geschwindigkeit der Abflussreaktion ableiten. Da das Speichervermögen nur in Gebieten mit einer detaillierten Bodenkarte ermittelt werden konnte, solche Daten jedoch für die gesamtschweizerische Modellierung fehlen, sollte dieser Wert nicht verwendet werden. In der Folge wird deshalb nur mit den Flächenanteilen der verschiedenen Abflussprozesstypen gearbeitet.

Tabelle 53 Charakterisierung der Abflussprozesstypen (Naef et al. 2008)

Typ	Abflussbereitschaft	Abflussprozesse mit Intensität	Speichervermögen [mm]
1	rasch	SOF1, D1, HOF	0 – 40
2	leicht verzögert	SOF2, D2, SSF1	40 – 100
3	verzögert	SSF2	40 – 100
4	stark verzögert	SOF3, SSF3, D3	100 – 200
5	sehr stark verzögert	DP	> 200
Legende:		HOF: Hortonscher Oberflächenabfluss	
		SOF: Sättigungsoberflächenabfluss	
		SSF: Laterale unterirdische Entwässerung	
		D: Drainagen (künstlich angelegt)	
		DP: Tiefensickerung	

Als Indikator für Veränderungen bei der Aufteilung der Winterniederschläge in Schnee und Regen wird die Höhenlage verwendet.

Für die Charakterisierung der Veränderung bei der Verfügbarkeit von Lockermaterial können die in Kapitel 10.1.3 beschriebenen Indikatoren verwendet werden.

Für die Bewertung der Sensitivität bezüglich der Seitenerosion werden Informationen zur Gerinnegeometrie und zum Geschiebepotenzial benötigt. Für die Beurteilung des Geschiebepotenzials können die Daten, die auch für die Wildbachgebiete verwendet wurden, eingesetzt werden. Zur Gerinnegeometrie liegen aus dem Projekt SilvaProtect-CH keine Grundlagendaten vor. Deshalb wurde ein Verfahren entwickelt, mit dem aus dem Gerinnenetz des swissTLM3D potenzielle Prallhang Situationen ausgeschieden werden können.

10.2.4 Bewertungsmodell

Wie bei den Wildbacheinzugsgebieten bezieht sich das Bewertungsmodell auch bei den Wildflüssen auf ganze Einzugsgebiete. Die Bewertung umfasst einerseits die Abflussbildung, andererseits die Materialverfügbarkeit und die Anfälligkeit für Seitenerosion.

Hypothesen:

- Böden mit einer raschen Abflussreaktion reagieren stark auf kürzere Intensivniederschläge von einigen Stunden bis zu einem Tag.
- In Gebieten mit einem hohen Anteil an Böden mit einer verzögerten Abflussreaktion sind länger andauernde Niederschläge notwendig, um ein Hochwasser auszulösen.
- Böden mit einer sehr starken Verzögerung können, wenn die grossen Speicher einmal gefüllt sind, stark überproportionale Abflussreaktionen erzeugen.
- Im mittleren Szenario wird ausgehend von Tabelle 6 im Höhenbereich von 700 bis 2000 m ü.M. mit einer Zunahme des Wasserangebotes aus Regen und Schneeschmelze angenommen, für die Südschweiz mit einer sehr grossen Zunahme. Im Frühling wird oberhalb 2000 m ü.M. in allen Gebieten mit einer Zunahme des Wasserangebotes gerechnet. Im Sommer geht das Gesamtwasserangebot zurück und im Herbst ist es unverändert. Beides gilt für alle Regionen und Höhenstufen. Damit sind im mittleren Szenario die hydrologischen Auswirkungen der Veränderungen eher gering. Im Winter und Frühling ist eine leichte Zunahme der Abflussbereitschaft zu erwarten und damit mit einer erhöhten Disposition für Hochwasser zu rechnen. Andererseits nimmt die Disposition im Frühling in Lagen unterhalb 2000 m ü.M. und im Sommer in allen Höhenlagen ab.
- Für die Auslösung von Ereignissen in Wildflusseinzugsgebieten sind länger andauernde Intensivniederschläge von mehreren Stunden bis zu einigen Tagen notwendig. Im mittleren Szenario nehmen die Starkniederschläge im Herbst zu, im Mittelland und im Jura sogar stark (Tabelle 4). In der Südschweiz gehen die Starkniederschläge im Winter zurück. In den übrigen Jahreszeiten sind die Veränderungen nur gering.
- Im Extremszenario steigt die Disposition aufgrund des erhöhten Wasserangebotes im Winter, Frühling und Herbst im Mittelland und Jura sowie in den Voralpen und Alpen (Tabelle 7). In der Südschweiz beschränkt sich die Zunahme auf den Winter (unterhalb 2500 m ü.M.) bzw. auf den Frühling (oberhalb 2500 m ü.M.). Sonst resultieren für diese Region eine Abnahme im Sommer und unveränderte Verhältnisse im Herbst.
- Die Starkniederschläge nehmen im Extremszenario im Mittelland und im Jura im Winter und Sommer zu, im Frühling und Herbst stark zu. In den Alpen und Voralpen sowie der Südschweiz ist im Winter und im Herbst mit einer starken Zunahme zu rechnen, im Frühling mit einer Zunahme, im Sommer mit einer Abnahme (Südschweiz), bzw. mit unveränderten Verhältnissen (Alpen und Voralpen).
- Als Folge der grösseren Hochwasservolumina werden grössere Geschiebemengen umgesetzt. Voraussetzung sind jedoch genügend grosse Geschiebedepots im Gerinnebereich, was vor allem in Altschuttgebieten der Fall ist.
- In Gebieten, in denen eine Zunahme der Geschiebeumsätze zu erwarten ist, ist mit vermehrter Seitenerosion zu rechnen.

- In den flacheren Gerinnen ist bei einer Zunahme der Hochwasserabflüsse mit einer Zunahme der Seitenerosion zu rechnen

Bewertung Sensitivität Hochwasserabfluss:

Für die Bewertung der Sensitivität der Abflussprozesse werden einerseits die Grunddisposition, andererseits die Kombination von variabler Disposition (saisonales Wasserangebot) und auslösendem Ereignis (Starkniederschläge) verwendet. Beim Wasserangebot spielt die zeitliche Überlagerung von variabler Disposition und auslösendem Ereignis eine wichtige Rolle. Deshalb werden in einem ersten Schritt diese beiden Parameter kombiniert und in einem weiteren Schritt der Grunddisposition (Abflusstypen) gegenüber gestellt. Die Bewertungsregeln für das Wasserangebot sind für das mittlere Szenario in Tabelle 54 und für das Extremszenario in Tabelle 55 zusammengestellt. Die Bewertung wird für die detaillierte Einzugsgebietsgliederung vorgenommen. Als Höhe wird der Medianwert der Einzugsgebiete verwendet.

Tabelle 54 Bewertungsmodell Wasserangebot mittleres Szenario

(S: Sättigung, T: Trigger. – abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Höhe	DJF		MAM		JJA		SON		Wasserangebot
	S	T	S	T	S	T	S	T	
Mittelland, Jura									
< 700	+/-	+/-	-	+/-	-	+	+/-	++	+/-
700 - 2000	+	+/-	-	+/-	-	+	+/-	++	+
> 2000	+/-	+/-	+	+/-	-	+	+/-	++	+
Alpen, Voralpen									
< 700	+/-	+/-	-	+/-	-	+	+/-	+	+/-
700 - 2000	+	+/-	-	+/-	-	+	+/-	+	+
> 2000	+/-	+/-	+	+/-	-	+	+/-	+	+
Südschweiz									
< 700	+	-	-	+/-	-	+/-	+/-	+	-
700 - 2000	++	+/-	-	+/-	-	+/-	+/-	+	+/-
> 2000	+/-	+/-	+	+/-	-	+/-	+/-	+	+

Tabelle 55 Bewertungsmodell Wasserangebot Extremszenario

(S: Sättigung, T: Trigger. – abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Höhe	DJF		MAM		JJA		SON		Wasserangebot
	S	T	S	T	S	T	S	T	
Mittelland, Jura									
< 1200	++	+	+	++	+/-	+	++	++	++

1200 - 2500	++	+	+	++	+/-	+	++	++	++
> 2500	+/-	+/-	++	++	-	+	++	++	++

Alpen, Voralpen

< 1200	++	+/-	+/-	+	+/-	+/-	++	+	+
1200 - 2500	++	+/-	+/	+	+/-	+/-	++	+	+
> 2500	+/-	+/-	++	+	-	+/-	++	+	++

Südschweiz

< 1200	+	-	-	+	-	-	+/-	++	+/-
1200 - 2500	++	+/-	-	+	-	-	+/-	++	+
> 2500	+/-	+/-	+	+	-	-	+/-	++	+

Aus den Tabellen geht hervor, dass im mittleren Szenario im Mittelland und Jura auf allen Höhenstufen mit einer Zunahme des Wasserangebotes zu rechnen ist, dies vor allem wegen der starken Zunahme der auslösenden Ereignisse im Herbst. In den Alpen und Voralpen bleibt das Wasserangebot mit Ausnahme der höchsten Lagen unverändert. In der Südschweiz nimmt das Wasserangebot in den mittleren Lagen zu. Im Extremszenario ist im Mittelland, Jura sowie in den Alpen und Voralpen auf allen Höhenstufen mit einer starken Zunahme des Wasserangebotes zu rechnen, in der Südschweiz mit einer Zunahme.

Wie oben erwähnt, sind Flächen mit einer raschen Abflussreaktion besonders sensitiv bezüglich Veränderungen bei den Hochwasserabflüssen. Hinzu kommen Gebiete, in denen Schwellenprozesse auftreten können.

Die Bewertung der Grunddisposition basiert auf folgenden Grundsätzen:

- Die Grunddisposition für Hochwasser infolge einer raschen Abflussreaktion ist hoch, wenn in einem Einzugsgebiet ein hoher Flächenanteil mit Abflussbereitschaftstyp rasch oder leicht verzögert (Typen 1 und 2) vorkommt. Mitberücksichtigt werden weiter die versiegelten Siedlungsflächen.
- Die Grunddisposition für Hochwasser infolge von Schwellenprozessen ist hoch, wenn in einem Einzugsgebiet ein hoher Anteil an Flächen mit einer verzögerten Abflussreaktion vorkommt oder Schwellenprozesse zu erwarten sind. Dies wird angenommen, wenn die Abflussbereitschaft sehr stark verzögert ist (Abflussprozesstyp 5) oder wenn grössere Gletscherflächen in einem Einzugsgebiet liegen. Veränderungen bei den Gletscherflächen werden jedoch nicht berücksichtigt, da deren Wirkung zumindest teilweise durch Gletscherseen kompensiert wird.

Für die Auslösung von Schwellenprozessen werden sehr grosse Wassermengen benötigt.

Das Bewertungsverfahren für Flächen mit einer raschen Abflussreaktion ist in Tabelle 56 dargestellt, das für Flächen mit möglichen Schwellenprozessen in Tabelle 57. Die Bewertungen für die beiden Abflussprozesse werden anschliessend nach den in Tabelle 58 dargestellten Bewertungsregeln kombiniert. Dabei werden die Flächen mit einer starken Abflussreaktion stärker gewichtet als Flächen mit möglichen Schwellenprozessen. Die Bewertung für die Einzugsgebiete der Aggregation 40 wird in Kapitel 10.2.5 beschrieben.

Tabelle 56 Bewertung der Sensitivität Hochwasserabfluss für Wildflussgebiete mit einer raschen Abflussreaktion
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Flächenanteil Abflussprozesstyp 1 und 2 sowie Siedlungsflächen	Wasserangebot	Sensitivität Hochwasserabfluss
< 30 %	abnehmend	+/-
< 30 %	unverändert	+/-
< 30 %	zunehmend	+/-
< 30 %	stark zunehmend	+
30 – 60 %	abnehmend	-
30 – 60 %	unverändert	+/-
30 – 60 %	zunehmend	+
30 – 60 %	stark zunehmend	++
> 60 %	abnehmend	-
> 60 %	unverändert	+/-
> 60 %	zunehmend	++
> 60 %	stark zunehmend	++

Tabelle 57 Bewertung der Sensitivität Hochwasserabfluss für Wildflussgebiete mit potenziellen Schwellenprozessen
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Flächenanteil Abflussprozesstyp 5 sowie Gletscherflächen	Wasserangebot	Sensitivität Hochwasserabfluss
< 20 %	-	+/-
20 – 40 %	abnehmend	+/-
20 – 40 %	unverändert	+/-
20 – 40 %	zunehmend	+/-
20 – 40 %	stark zunehmend	+
> 40 %	abnehmend	-
> 40 %	unverändert	+/-
> 40 %	zunehmend	+
> 40 %	stark zunehmend	++

Tabelle 58 Kombination der Sensitivität von Wildflussgebieten mit einer raschen Abflussreaktion Hochwasserabfluss und Wildflussgebiete mit potenziellen Schwellenprozessen
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Sensitivität Hochwasserabfluss rasche Abflussreaktion	Sensitivität Hochwasserabfluss pot. Schwellenprozesse	Sensitivität Hochwasserabfluss Total
abnehmend	abnehmend	-
abnehmend	unverändert	-
abnehmend	zunehmend	+/-
abnehmend	stark zunehmend	+/-
unverändert	abnehmend	-
unverändert	unverändert	+/-
unverändert	zunehmend	+
unverändert	stark zunehmend	+
zunehmend	abnehmend	+/-
zunehmend	unverändert	+
zunehmend	zunehmend	++
zunehmend	stark zunehmend	++
stark zunehmend	abnehmend	+
stark zunehmend	unverändert	++
stark zunehmend	zunehmend	++
stark zunehmend	stark zunehmend	++

Geschiebepotenzial:

Für die Bewertung des Geschiebepotenzials werden aus dem Verfahren für die Wildbach-einzugsgebiete die Ergebnisse für Jungschutt und Altschutt übernommen (vgl. Kapitel 10.1.4). Diese Bewertungen beziehen sich ebenfalls auf die detaillierte Einzugsgebiets-gliederung. Die Bewertung für die Einzugsgebiete der Aggregation 40 wird in Kapitel 10.2.5 beschrieben.

Seitenerosion:

In den flacheren Gerinnen von grösseren Gewässern sind vor allem Prallhangsituationen für Seitenerosion anfällig. Diese Situationen wurden auf Basis des digitalen Gerinnenet-zes (VECTOR25) mittels einer Geometrieanalyse ermittelt. Dazu wurde das Gerinnenetz sehr stark generalisiert und anschliessend die Differenz zwischen dem Originalverlauf und der generalisierten Geometrie ermittelt (Abbildung 36). Die maximale Länge der generali-sierten Gerinneabschnitte beträgt 250 m. Daraus resultieren zwei Kategorien, eine schwächer ausgeprägte Prallhangsituation, in der der Originalverlauf 15 – 25 % länger ist als der generalisierte und eine stark ausgeprägte Prallhangsituation, bei der der Original-verlauf mehr als 25 % länger ist als der generalisierte Verlauf. In Abbildung 37 sind zwei Ausschnitte aus dieser Analyse dargestellt.

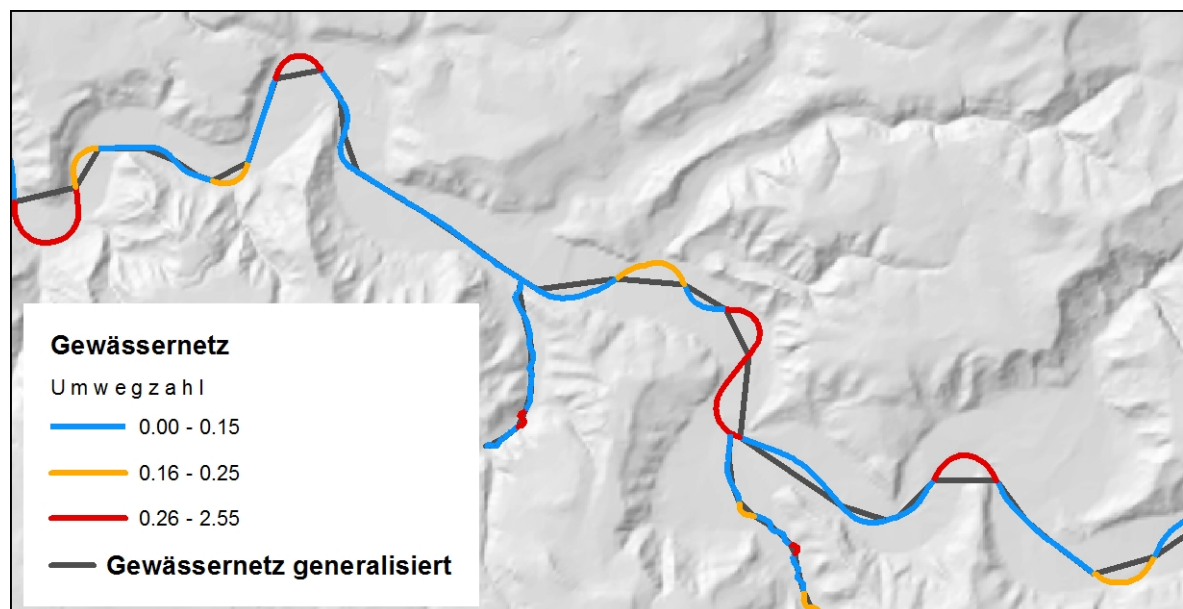


Abbildung 36 Ermittlung der Prallhangsituationen

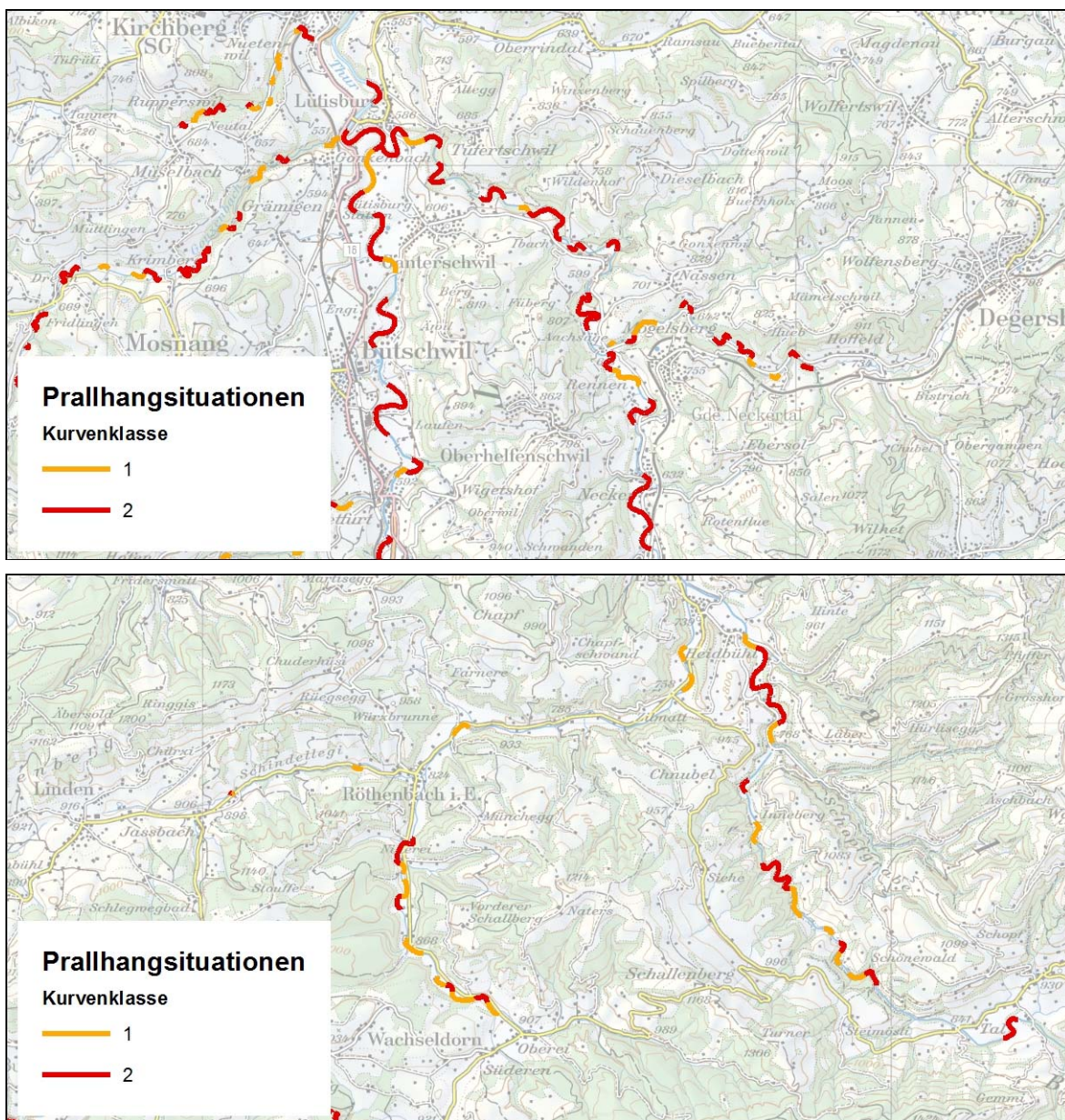


Abbildung 37 Ausscheidung der Prallhangsituationen im Toggenburg (oben) und Emmental (unten)

Als Indikator für die Bewertung wird die Anzahl der Prallhang Abschnitte pro Quadratkilometer Einzugsgebiet verwendet, wobei die schwächer ausgeprägten Situationen nur mit dem halben Gewicht in die Berechnung eingehen. Das Bewertungsverfahren ist in Tabelle 59 zusammengefasst.

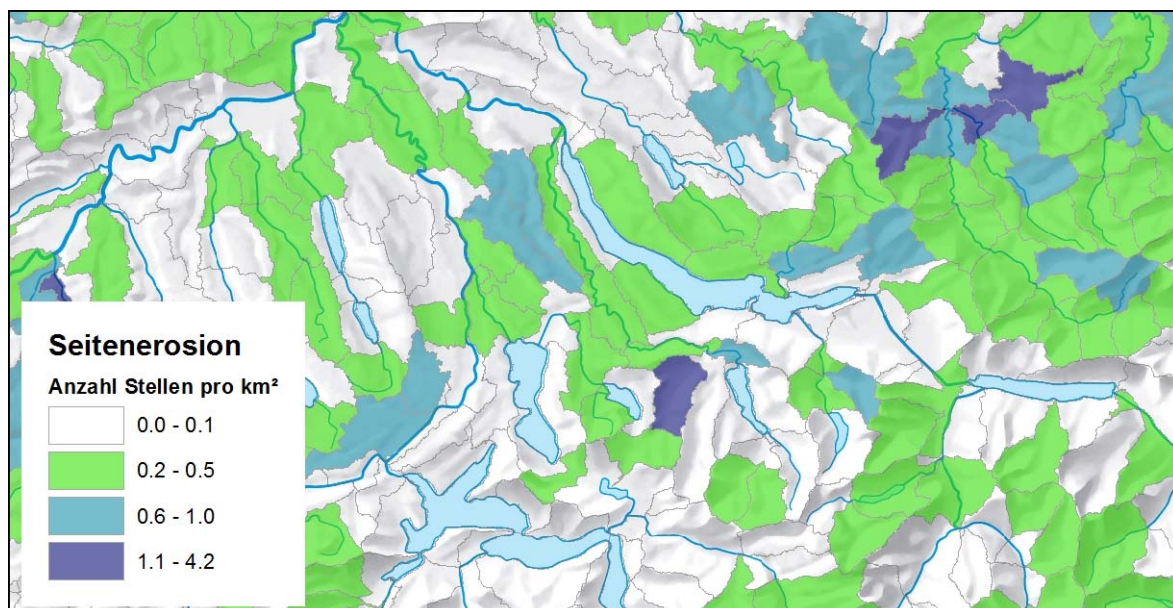


Abbildung 38 Potenzial Seitenerosion aggregiert auf Einzugsgebietgliederung-CH, Aggregation 40

Tabelle 59 Bewertung Sensitivität Seitenerosion aufgrund der Gerinnegeometrie

Anzahl Prallhangstrecken pro km ²	Sensitivität Hochwasserabfluss Total	Sensitivität Seitenerosion
< 0.1	-	+/-
0.1 – 0.5	abnehmend	+/-
0.1 – 0.5	unverändert	+/-
0.1 – 0.5	zunehmend	+/-
0.1 – 0.5	stark zunehmend	+
0.1 – 0.5	abnehmend	-
0.5 – 1.0	unverändert	+/-
0.5 – 1.0	zunehmend	+
0.5 – 1.0	stark zunehmend	+
> 1.0	abnehmend	-
> 1.0	unverändert	+/-
> 1.0	zunehmend	+
> 1.0	stark zunehmend	++

Für steilere Gerinne in den Voralpen, Alpen, in der Südschweiz und im Jura wird für die Bewertung der Seitenerosion das Geschiebepotenzial verwendet. Ist in einem Einzugsgebiet ein grosses Geschiebepotenzial vorhanden, kann dieses bei grossen Hochwasserereignissen mobilisiert werden. Dies kann morphologische Veränderungen verursachen,

was zu Querströmungen und in der Folge zu Erosion führen kann. Hier wird die Bewertung aus dem Verfahren für das Geschiebepotenzial übernommen (vgl. Tabelle 61).

Beide Bewertungen der Seitenerosion beziehen sich auf die Aggregation 40 der Einzugsgebietsgliederung Schweiz.

10.2.5 Räumliche Aggregation

Die Schlussbewertung für die Wildflussgebiete wird für die Einzugsgebiete der Aggregation 40 (vgl. Abbildung 3) vorgenommen. Dabei wird zwischen Ereignissen, bei denen das Geschiebe von untergeordneter Bedeutung ist (hydrologische Ereignisse) und Ereignissen, bei denen massive Geschiebeumsätze auftreten können (Geschiebeereignisse), unterschieden.

Für die Bewertung der Sensitivität von hydrologischen Ereignissen werden für die Einzugsgebiete der Aggregation 40 aus den Bewertungen der Sensitivität Hochwasserabfluss für die detaillierten Einzugsgebiete die 25 %, 50 % und 75 % Quantil ermittelt. Aus diesen Werten wird die Gesamtbewertung gemäss Tabelle 60 abgeleitet.

Tabelle 60 Gesamtbewertung Sensitivität von Wildflussgebieten für hydrologische Ereignisse
 (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

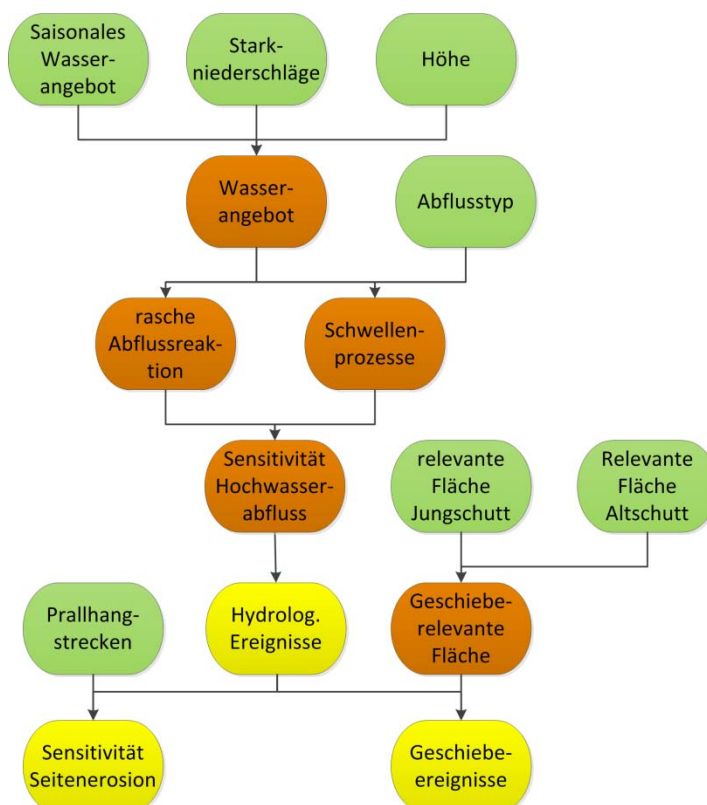
25 % Quartil	Median	75 % Quartil	Bewertung
abnehmend	abnehmend	abnehmend	-
abnehmend	abnehmend	unverändert	-
abnehmend	abnehmend	zunehmend	+/-
abnehmend	abnehmend	stark zunehmend	+
abnehmend	unverändert	unverändert	+/-
abnehmend	unverändert	zunehmend	+/-
abnehmend	unverändert	stark zunehmend	+
abnehmend	zunehmend	zunehmend	+
abnehmend	zunehmend	stark zunehmend	++
abnehmend	stark zunehmend	stark zunehmend	++
unverändert	unverändert	unverändert	+/-
unverändert	unverändert	zunehmend	+/-
unverändert	zunehmend	zunehmend	+
unverändert	zunehmend	stark zunehmend	++
unverändert	stark zunehmend	stark zunehmend	++
zunehmend	zunehmend	zunehmend	+
zunehmend	zunehmend	stark zunehmend	++
zunehmend	stark zunehmend	stark zunehmend	++
stark zunehmend	stark zunehmend	stark zunehmend	++

Für die Bewertung der Sensitivität von Geschiebeereignissen in Wildflüssen werden nur Einzugsgebiete berücksichtigt, die einen hohen Anteil an Gebieten mit stark oder sehr stark zunehmender Geschiebelieferung aus Jungschuttgebieten oder einen hohen Anteil an Gebieten mit einer grossen oder sehr grosses Geschiebepotenzial im Altschutt aufweisen. Der Anteil der Flächen mit diesen Eigenschaften an den Einzugsgebieten der Aggregation 40 wird mit der Bewertung für hydrologische Ereignisse kombiniert. Die Regeln für die Kombination sind in Tabelle 61 zusammengefasst.

Tabelle 61 Gesamtbewertung Sensitivität von Wildflussgebieten für Geschiebeereignisse (- abnehmend, +/- unverändert, + zunehmend, ++ stark zunehmend)

Sensitivität Hochwasserabfluss	Flächenanteil mit hoher Geschiebe-Sensitivität	Sensitivität Hochwasser-/ Geschiebeereignisse
unverändert	-	+/-
abnehmend	< 20 %	+/-
abnehmend	> 20 %	-
zunehmend	< 20 %	+/-
zunehmend	> 20 %	+
stark zunehmend	< 20 %	+/-
stark zunehmend	20 – 40 %	+
stark zunehmend	> 40 %	++

In Abbildung 39 ist das ganze Verfahren für die Bewertung der Wildflüsse in der Übersicht dargestellt.



Bewertung Inputgrößen:

Abflusstyp:	mittel
Höhe:	gut

Abbildung 39

Überblick Bewertungsverfahren Wildflüsse

10.3 Flüsse

10.3.1 Prozesse

In grösseren Flusseinzugsgebieten ist der Einfluss des Geschiebes auf die Gefahrensituation nur noch von untergeordneter Bedeutung. Hier sind es primär die hydrologischen Prozesse, die auf ihre Sensitivität hin untersucht werden müssen.

Grunddisposition: Die Grunddisposition für Hochwasser wird primär durch die Art der Abflussbildungsprozesse bestimmt. In Einzugsgebieten, in denen der Niederschlag kaum gespeichert werden kann und daher rasch zum Abfluss kommt, treten häufiger und grössere Hochwasser auf als in Gebieten mit einem grossen Speichervermögen. Die Art des Abflussbildungsprozesses wird wesentlich durch das Relief und durch die Bodeneigenschaften bzw. die Geologie bestimmt.

Variable Disposition: Der Zustand des Bodenwasserspeichers beeinflusst die Abflussbildung entscheidend. Längere Niederschlagsperioden oder intensive Schneeschmelze können den Bodenspeicher füllen und damit die variable Disposition für Hochwasserabfluss erhöhen.

Auslösender Prozess: Für grössere Flusseinzugsgebiete sind grossflächige Starkregen-Ereignisse notwendig, um Hochwasserereignisse auszulösen. Fallen Starkregen-Ereignisse mit intensiver Schneeschmelze zusammen, kann dies ein Hochwasserereignis wesentlich verstärken.

10.3.2 Klimasensitivität

In Flusseinzugsgebieten besteht eine Klimasensitivität bei den hydrologischen Prozessen, sowohl im Hinblick auf die variable Disposition als auch im Hinblick auf das auslösende Ereignis. In beiden Fällen spielen Veränderungen im Niederschlagsgeschehen eine wichtige Rolle. Die Zunahme der Winterniederschläge führt in tieferen Lagen zu einer grösseren Bodensättigung und damit zu einer erhöhten Abflussbereitschaft. Diese ist umso ausgeprägter, je kleiner die Speicherkapazität des Bodens ist. In hoch gelegenen Gebieten können grössere Schneemengen während der Schneeschmelze zu einer länger andauernden hohen Bodensättigung führen.

In tieferen Lagen können häufigere Starkregen-Ereignisse, allenfalls kombiniert mit Schneeschmelze, in den Wintermonaten zu vermehrten Hochwasserabflüssen führen (KOHS 2007). Dieser Effekt kann durch erhöhte Bodensättigung, wie oben beschrieben, verstärkt werden. Im Frühling steigt in höheren Lagen das Risiko, dass als Folge der grösseren Schneemengen und der intensiveren Schneeschmelze die häufiger auftretenden Starkregen-Ereignisse mit einer hohen Bodensättigung und einem grossen Schmelzwasseranfall zusammentreffen. Im Sommer können die zwar seltener auftretenden jedoch intensiveren Starkregen-Ereignisse zu grösseren Hochwasserabflüssen führen.

10.3.3 Indikatoren

Für die Beurteilung der Flüsse können die in Kapitel 10.2.3 beschriebenen Indikatoren für die Beurteilung der Sensitivität Hochwasserabfluss verwendet werden. Bei den Flüssen wird keine Bewertung der Geschiebeprozesse vorgenommen. Deshalb werden die entsprechenden Indikatoren hier nicht benötigt.

10.3.4 Bewertungsmodell

Das Bewertungsmodell für die Flusseinzugsgebiete bezieht sich auf die Abflussbildung und wird für die Einzugsgebietsgliederung der Aggregation 150 angewendet.

Hypothesen:

- Vermehrte lange andauernde Starkniederschläge im Winter führen im mittleren Szenario in Höhenlagen bis 2000 m ü.M., im Extremszenario bis 2500 m ü.M. zu vermehrten Hochwasserereignissen, da hier die Niederschläge häufiger in Form von Regen fallen werden. Verstärkt wird dies durch eine erhöhte Bodensättigung als Folge der generell höheren Niederschlagssummen im Winter. Da auch weiterhin nicht ausgeschlossen werden kann, dass im Winter in tieferen Lagen eine geschlossene Schneedecke liegt, steigt die Gefahr von kombinierten Schneeschmelz-/Starkregen-Ereignissen.
- Oberhalb 2000 bzw. 2500 m ü.M. wird im Winter der grösste Teil des Niederschlags weiterhin in der Schneedecke zurückgehalten. Dieses Reservoir wird im Frühling durch die Schneeschmelze abgebaut, wobei dieser Prozess durch die erhöhten Temperaturen in Zukunft verstärkt ablaufen kann. Dadurch erhöht sich die Abflussbereitschaft. Zusammen mit der Zunahme von Starkniederschlägen im Frühling steigt beim Extremszenario das Risiko von Hochwasserereignissen.
- Im Zusammenhang mit der Klimaerwärmung werden zwar im Sommer weniger häufig Starkniederschlagsereignisse erwartet. Diese werden jedoch beim mittleren Szenario im Mittelland und Jura sowie in den Alpen und Voralpen intensiver ausfallen. Beim Extremszenario ist nur im Mittelland und Jura mit einer Zunahme zu rechnen, in der Südschweiz dagegen mit einer Abnahme. In den Gebieten mit einer Zunahme sind im Sommer ausgeprägtere Hochwasserspitzen zu erwarten.
- Im Herbst nehmen die Starkniederschläge in allen Gebieten zu, teilweise sogar stark. Beim mittleren Szenario bleibt die variable Disposition unverändert, beim Extremszenario nimmt sie mit Ausnahme der Südschweiz stark zu. Damit ist hier allgemein mit einer Zunahme der Hochwasserabflüsse zu rechnen.
- Böden mit geringem Speichervermögen und einer raschen Abflussreaktion verstärken diese Effekte.
- In Gebieten mit einer sehr stark verzögerten Abflussreaktion können bei Überschreitung der grossen Speicherkapazität sprunghaft höhere Abflüsse auftreten. Durch die erwartete Zunahme mehrtägiger Starkregen-Ereignisse kann die Häufigkeit solcher Ereignisse zunehmen.

Bewertung Sensitivität Hochwasserabfluss:

Grundlage für die Bewertung der Flüsse bildet die Bewertung der Sensitivität der detaillierten Einzugsgebiete gemäss Tabelle 56 und Tabelle 57 sowie der Kombination gemäss Tabelle 58.

10.3.5 Räumliche Aggregation

Für die Bewertung der Sensitivität von Flüssen wird die Sensitivität Hochwasserabfluss für die detaillierten Einzugsgebiete für jedes Einzugsgebiet der Aggregation 150 zusammengefasst. Daraus werden die 25 %, 50 % und 75 % Quantile ermittelt. Diese bilden den Input für die Gesamtbewertung gemäss Tabelle 60.

11 Schlussbemerkungen

Die im vorliegenden Bericht beschriebene Methodik basiert auf den heute verfügbaren Daten. Diese weisen teilweise bedeutende Unsicherheiten und räumliche Unschärfen auf. Diese werden im Bericht dokumentiert. Die Unsicherheiten und Unschärfen wirken sich auch auf die Resultate aus, wobei durch den Einsatz von Fuzzy Logic und die räumliche Aggregation versucht wurde, die Auswirkungen möglichst klein zu halten. Schwerwiegen-

dere Probleme werden im Resultat-Teil des Berichtes an der jeweiligen Stelle beschrieben.

Die Methoden für die Bewertung der Sensitivitäten sind so umgesetzt, dass beim Vorliegen von neuen Grundlagendaten oder bei neuen Erkenntnissen zu Parametern oder Gewichtungen eine erneute Berechnung für einzelne oder alle Prozesse mit vertretbarem Aufwand möglich ist.

12 Literaturverzeichnis

- ASTRA (Amt für Strassen), 2008: Naturgefahren Nationalstrassen Schweiz, Gefahrenhinweiskarten. Technischer Bericht. geo7 AG und tur GmbH.
- Bader, S., 1998: Klimarisiken- Herausforderung für die Schweiz. Wissenschaftlicher Schlussbericht im Rahmen des nationalen Forschungsprogrammes "Klimaänderungen und Naturkatastrophen", NFP 31. vdf, Zürich.
- BAFU, 2008: SilvaProtect-CH – Phase I. Projektdokumentation.
- BAFU: Einzugsgebietsgliederung Schweiz EZGG-CH.
- Bavay, M., Lehning, M., Jonas, T., Löwe, H., 2009: Simulations of future snow cover and discharge in Alpine headwater catchments. *Hydrol. Process.* 23, 95-108.
- Bezzola G. R., Hegg C. (Ed.) 2007: Ereignisanalyse Hochwasser 2005, Teil 1 – Prozesse, Schäden und erste Einordnung. Bundesamt für Umwelt BAFU, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL. Umwelt-Wissen Nr. 0707.
- Bundesamt für Umwelt, 2005: Hinweiskarte der potenziellen Permafrostverbreitung der Schweiz.
- Burkard A., Salm B., 1992: Die Bestimmung der mittleren Anrissmächtigkeit "d0" zur Berechnung von Fließlawinen, Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, SLF, Davos.
- CH2011, 2011: Swiss Climate Change Scenarios CH2011. Published by C2SM, MeteoSwiss, ETH, NCCR Climate, and OcCC. Zurich, Switzerland.
- CH2011, in rev: Projections of Extreme Precipitation in Switzerland. CH2011 Extension Series.
- Christensen, J.H., Christensen O.B., 2007: A summary of the PRUDENCE model Projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, 82, 7-30.
- Davies, M., Hamza, O., Harris C., 2001: The effect of rise in mean annual air temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 137-144.
- Ehrler, C., 1988: Klimaänderung und alpine Schneedecke – Auswirkungen auf das Abflussregime am Beispiel des Einzugsgebiets Rhein-Felsberg. vdf Hochschulverlag der ETH.
- Frauenfelder, R., Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M., 2005: Worldwide Glacier Mass Balance Measurements: trends and first results of an extraordinary year in Central Europe. In: *Ice and Climate News*, H. 6, S. 9–10.
- Frei, Chr., Schöll, R., Fukutome, S., Schmidli, J., Pier, L.V., 2006: Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models. *J. Geophys. Res.*, 111, D06105, doi:10.1029/2005JD005965.
- geo7, 2009: Klimasensitivität Naturgefahren. Beurteilung auf der Basis der SilvaProtect-CH Daten, Bericht Phase 1. Bericht zuhanden Bundesamt für Umwelt, Sektion Rutschungen, Lawinen und Schutzwald.
- geo7, 2013: Klimasensitivität Naturgefahren: Beurteilung auf der Basis der SilvaProtect-CH Daten, Bericht Phase 3. Bericht zuhanden Bundesamt für Umwelt, Sektion Rutschungen, Lawinen und Schutzwald.
- geo7, 2014: Klimasensitivität Naturgefahren: GIS-Handbuch

- Gruber, S., Haeberli W., 2007: Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *J. Geophys. Res.*, 112, F02S18, doi:10.1029/2006JF000547.
- Gruber, S., Hoelzle, M., Haeberli, W., 2004: Rock wall temperatures in the Alps: Modelling their topographic distribution and region differences. *Permafrost Periglacial Processes*, 15(3), 299 – 307.
- Gruner, U., 2008: Klimatische und meteorologische Einflüsse auf Sturzprozesse. *Interpraevent 2008, Conference Proceedings*, Vol. 2.
- Gyalistras, D., Rohrer, MB., Wahrenberger, C., Lorenzi, D., Schwarb, M., 2005: Assessing the sensitivity of local snow cover to global climate change: a general method and its application to five Swiss locations. Unpublished report; available at: http://climate-impacts.ch/_DGGrey/Gyal_05_SnowCoverSensi.pdf
- Haeberli, W., 1986: Factors influencing the distribution of rocky and sedimentary glacier beds. In: *Hydraulic effects at the glacier bed and related phenomena. Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, Nr. 90, Zürich.
- Harris, C., Davies, M.C.R., Etzelmüller, B., 2001: The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate. *Permafrost Periglac. Processes*, 12: 145-156.
- Hunzinger, L., 2012: Analyse Seitenerosionen 2005 und Lehren für Gefahrenbeurteilungen. *Agenda FAN*, 2/2012.
- Huss, M., Farinotti, D., Bauder, A., Funk, M., 2008: Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate. In: *Hydrological Processes*, S. 1–14.
- Jomelli, V., Pech, V.P., Chocchillon, C., Brunstein, D., 2004: Geomorphic Variations of Debris Flows and Recent Climatic change in the French Alps. *Climatic Change* 64: 77-102.
- KOHS, 2007: Auswirkungen der Klimaänderung auf den Hochwasserschutz in der Schweiz. Ein Standortpapier der Kommission Hochwasserschutz im Schweizerischen Wasserwirtschaftsverband (KOHS). *Wasser Energie Luft*, 2007; 99(1):55-59.
- Linsbauer, A., Paul, F., Hoelzle, M., Frey, H., Haeberli, W., 2009: The Swiss Alps Without Glaciers – A GIS-based Modelling Approach for Reconstruction of Glacier Beds. *Proceedings of Geomorphometry 2009*. Zurich.
- Linsbauer, A., Paul, F., Machguth, H. and Haeberli, W. 2013: Comparing three different methods to model scenarios of future glacier change for the entire Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 54 (63), 241-253
- Mani, P., 1996: Sedimentkaskaden in Wildbacheinzugsgebieten: Ein GIS-basierter Ansatz. *Interpraevent 1996, Band 3*, 71-81.
- Mani, P., 2000: Schneeschmelz- und Abflussprognose für das Berner Oberland im Frühling 1999. *Wasser, Energie, Luft*. 92. Jahrgang, Heft 3/4.
- MeteoSchweiz, 2013: Klimaszenarien Schweiz – eine regionale Übersicht. *Fachbericht MeteoSchweiz*, 243.
- Naef, F., Margreth, M., Schmocker-Fackel P., Kienzler P., Scherrer, S., 2008: Die Häufung der Hochwasser der letzten Jahre. Ereignisanalyse des Hochwassers vom August 2005. Bericht zur Beschreibung des Vorgehens und der angewendeten Methoden zuhanden des Bundesamtes für Umwelt (BAFU).

- Noetzli J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N., Haeberli, W., 2007: Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *J. Geophys. Res.*, 112, F02S13, doi: 10.1029/2006JF000545.
- OcCC / Proclim, 2007: Klimaänderung und die Schweiz 2050. Erwartete Auswirkungen auf Umwelt, Gesellschaft und Wirtschaft.
- ONERC, 2008: Changement climatiques dans les Alpes: Impacts et risques naturels. Rapport Technique N° 1.
- Paul, F., Linsbauer, A., Haeberli, W., 2011: Klimaänderung und Wasserkraft. Sektorielle Studie Wallis, Modul B, Gletscherszenarien. Geographisches Institut Universität Zürich.
- Rajczak, J., Pall, P., Schär, C. (2013), Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine Region. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 118, 3610-3626, doi: 10.1002/jgrd.50297.
- Rist, A., 2007: Hydrothermal Processes within the Active Layer above Alpine Permafrost in Steep Scree slopes and their Influence on Slope Stability. Dissertation. University of Zurich.
- Salm B., Burkard A., Gubler H.U., 1990: Berechnung von Fließlawinen. Eine Anleitung für den Praktiker mit Beispielen, Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, SLF, Davos.
- Sass, O., 2005: Temporal variability of Rockfall in the Bavarian Alps, Germany. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, Vol. 37, No. 4, 564 – 573.
- Schär, Chr. 2009: Einfluss des globalen Klimawandels auf den Wasserkreislauf. Präsentation Amt für Wasser und Abfall des Kantons Bern vom 19. März 2009, Bern.
- Scherrer, S.C. 2009: Schnee- und Temperaturvariabilität im Schweizer Alpenraum. Präsentation NCCR 2009.
- Selby, M.J., 2000: Hillslope Materials and Processes. 2nd. Ed. Oxford University Press, Oxford.
- Seneviratne, S.I., Lüthi, D., Litschi, M., Schär, Chr., 2006: Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443: 205-209.
- Staffler, H., Pollinger, R., Zischg, A., Mani P., 2008: Spatial variability and potential impacts of climate change on flood and debris flow hazard zone mapping and implications for risk management. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 539-558.
- Walder, J., B. Hallet, 1986: The physical basis of frost weathering: Towards a more fundamental and unified perspective. *Arct. Alp. Res.*, 18, 27-32.
- Wegmann, M., 1998: Frostdynamik in hochalpinen Felswänden am Beispiel der Region Jungfraujoche – Aletsch. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, Nr. 161.
- Zemp, M., Käab, A., Hoelzle, & Haeberli, W. 2002: GIS-based modelling of glacial sediment balance. Proceedings of the 22nd Annual Esri International User Conference, July 8 - 12. Abgerufen 21. 02. 2013 von <http://proceedings.esri.com/library/userconf/proc02/pap1113/p1113.htm>
- Zemp, M., Haeberli, W, Hoelzle, M., Paul, F., 2006: Alpine glaciers to disappear within decades. In: *Geophysical Research Letters*, Jg. 33, H. 13. doi:10.1029/2006GL026319.
- Zischg, A., Fuchs, S., Keiler, M., Meissl, G., 2005: Modelling the system behaviour of wet snow avalanches using an expert system approach for risk management on high alpine traffic roads. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 821-832.

