

Andreas TEGETHOFF

Quantifizierung von Unsicherheiten in der Lawinensimulation mit SamosAT

MASTERARBEIT

eingereicht an der

UNIVERSITÄT FÜR BODENKULTUR WIEN
DEPARTMENT FÜR BAUTECHNIK UND NATURGEFAHREN



zur Erlangung des akademischen Grades

DIPLOM-INGENIEUR

Betreuer:

Ingrid REIWEGER, Assoc. Prof. Dr.sc.
Jan-Thomas FISCHER, Dipl.-Phys. Dr.techn.

Institut für Alpine Naturgefahren

Wien, Januar 2020

Betreuerin:

Ingrid REIWEGER, Assoc. Prof. Dr.sc.

Universität für Bodenkultur Wien, Department für Bautechnik und Naturgefahren

Institut für Alpine Naturgefahren

Mitbetreuer:

Jan-Thomas FISCHER, Dipl.-Phys. Dr.techn.

Bundesforschungszentrum für Wald - BFW

Institut für Naturgefahren, Abteilung Schnee und Lawine

Die vorliegende Masterarbeit wurde am Institut für Naturgefahren, Abteilung für Schnee und Lawinen, des Bundesforschungszentrums für Wald in Innsbruck durchgeführt.

Bundesforschungszentrum für Wald
Institut für Naturgefahren
Abteilung für Schnee und Lawinen
Hofburg - Rennweg 1
A - 6020 Innsbruck



Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre hiermit an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig angefertigt, keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel benutzt und alle aus ungedruckten Quellen, gedruckter Literatur oder aus dem Internet im Wortlaut oder im wesentlichen Inhalt übernommenen Formulierungen und Konzepte gemäß den Richtlinien wissenschaftlicher Arbeiten zitiert, durch Fußnoten gekennzeichnet bzw. mit genauer Quellenangabe kenntlich gemacht habe.

Diese Arbeit wurde bisher weder in gleicher noch in ähnlicher Form einer anderen Prüfungsbehörde vorgelegt und auch nicht veröffentlicht.

.....
Ort, Datum

.....
Andreas Tegethoff

Danksagung

Für die Möglichkeit diese Arbeit anzufertigen sowie den erfolgreichen Abschluss meines Studiums möchte ich mich bei zahlreichen Personen bedanken.

Zuallererst möchte ich mich bei meiner Betreuerin Ingrid Reiweger für die hervorragende Betreuung dieser Arbeit und die konstruktiven Anregungen herzlichst bedanken. Ihre Ideen, Vorschläge und Anmerkungen waren nicht nur für die Anfertigung dieser Arbeit von besonderer Bedeutung sondern auch für meine persönliche Entwicklung sehr hilfreich.

Ein weiteres großes Dankeschön geht an Jan-Thomas Fischer (BFW). Ohne die vielen hilfreichen Diskussionen und die kontinuierliche Betreuung während meiner Zeit beim Bundesforschungszentrum für Wald in Innsbruck wäre diese Arbeit nicht zustande gekommen. Die konstruktiven Vorschläge und Korrekturen sowie Kritik haben mir stets einen neuen Blickwinkel ermöglicht und maßgeblich zur Weiterentwicklung dieser Arbeit beigetragen.

Für die Unterstützung beim Erlernen der Programmiersprache Python, die wertvollen Anmerkungen sowie das Korrekturlesen möchte ich Michael Neuhauser (BFW) einen besonderen Dank aussprechen. Weiters bedanke ich mich bei allen Mitarbeitern am BFW in Innsbruck für die erlebnisreiche Zeit, Hilfsbereitschaft und die freundschaftliche Aufnahme in das Team. Zudem bedanke ich mich beim Leiter des Instituts für Naturgefahren, Karl Kleemayr, für die Bereitstellung des Arbeitsplatzes.

Ebenso ein herzliches Vergelt's Gott an all meine Freunde und Studienkollegen/innen für die tolle Studienzeit. Darüber hinaus möchte ich mich noch bei meinen ehemaligen Arbeitskollegen und Freunden im Kanton Uri für die lehrreiche und erlebnisreiche Zeit und den nach wie vor engen Kontakt bedanken.

Zu guter Letzt gebührt der größte Dank meinen Eltern, die mich während meiner Studienzeit in Freising, Altdorf, Wien und Innsbruck immer unterstützt haben. Ohne eure mentale und finanzielle Unterstützung und Bestärkung in meinen Entscheidungen wäre diese Arbeit und der erfolgreiche Abschluss meines Studiums nicht möglich gewesen.

...Danke!

Kurzfassung

Naturgefahren beeinflussen maßgebend die Entwicklung des Lebensraums im Gebirge. Deren Analyse und Bewertung ist somit von entscheidender Bedeutung. Simulationsprogramme unterstützen Entscheidungsträger in der Bewertung potentieller Naturgefahren wie Lawinen. Für die Anwendung dieser Modelle und somit der Optimierung der lokalen Lawinenprognose bedarf es einer umfassenden Analyse der Unsicherheiten des Simulationsprozesses. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Auswertung der Simulationsergebnisse der Software SamosAT (**S**now **A**valanche **M**Odelling and **S**imulation – **A**dvanced **T**echnology). Ziel der Sensitivitätsanalyse verschiedenster Anfangs- und Randbedingungen ist die Identifikation und quantitative Bewertung der Unsicherheiten. Zu den untersuchten Parametern zählen die Variation der Anbruchmächtigkeit, eine Variation der Anbruchfläche im Hinblick auf Flächenausdehnung und Seehöhe sowie der Einfluss des Reibungsmodells. Bei den Reibungsmodellen wurden das Standardmodell und das neu entwickelte Nassschneemodell miteinander verglichen. Die Variation der Anbruchmächtigkeit erfolgte innerhalb einer Bandbreite von einem Meter und wurde auf verschiedene natürliche und generische Topographien angewandt. Im Zuge der Sensitivitätsanalyse wurde der Einfluss einer Parametervariation der Anbruchmächtigkeit insbesondere auf die maximale Fließgeschwindigkeit und Fließmächtigkeit, die Auslauflänge sowie die Darstellung der Häufigkeitsverteilung des flächigen Spitzendruckes untersucht.

Von hoher Bedeutung und somit als wesentliche Unsicherheitsquellen konnten neben der Reibung und der Anbruchmächtigkeit insbesondere die Seehöhe der jeweiligen Anbruchgebiete identifiziert werden. Im Zuge der Unsicherheitsanalyse wurde festgestellt, dass Anbruchgebiete mit geringerer Seehöhe längere Auslauflängen aufweisen. Einen wesentlichen Einfluss auf die Auftretenswahrscheinlichkeiten der Auslauflängen scheint im Besonderen die räumliche Verteilung des Lawinenschnees entlang der Sturzbahn zu haben. Um die genauen Gründe zu ermitteln bedarf es jedoch weiterer Untersuchungen. Fazit dieser Sensitivitätsanalyse ist, dass durch die Kenntnis der Unsicherheiten sowie den richtigen Umgang mit ihnen relevante Lawinenparameter wie Auslauflängen verlässlicher abgeschätzt und in der Maßnahmenplanung berücksichtigt werden können. Somit wird eine zukunftsorientierte Gestaltung und nachhaltige Nutzung des Lebensraums im Gebirge ermöglicht.

Abstract

Natural hazards decisively affect the development of the living environment in mountain areas. The analysis and evaluation of these hazards is of vital importance. Computer based simulation models support decision makers in the evaluation of potential natural hazards such as avalanches. For the application of simulation models and thus the optimization of local avalanche forecasts, the uncertainties in simulation models must be examined. This master thesis deals with the analysis of the simulation outputs from the simulation model SamosAT (**S**now **A**valanche **M**Odelling and **S**imulation – **A**dvanced **T**echnology). The aim of the sensitivity analyses is to identify and quantify the uncertainty of various initial and boundary conditions. The sensitivity analyses focused on: variation of release depth, release area size, sea level and the influence of physically based routines. For the influence of different model routines a newly developed wet snow routine and the standard routine are compared. The release depth at the release point was changed in a one meter range. Both synthetic and natural topographies were used. The effect of release depth variation was investigated with regards to maximum velocity, maximum avalanche flow depth, runout length and the probability of spatial peak pressure distribution.

Identified sources of uncertainties like friction, release depth and especially the altitude of the release areas are of great importance. During the uncertainty analysis it was found out that release areas in lower altitude lead to longer runout distances. The mass distribution along the avalanche path seems to have a significant impact on the runout probability. Further studies are required to identify the reasons. In conclusion, the knowledge of uncertainties and its proper handling resulted from the sensitivity analysis helps to estimate relevant avalanche parameters such as runout length more reliable. In the planning of measures these parameters can be taken into consideration. This enables a forward-looking designing and sustainable use of mountain habitats.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Motivation	2
1.2	Ziele	2
2	Lawinenklassifikation	5
2.1	Lawineneinzugsgebiet - Zonen	6
2.1.1	Anbruchgebiet	7
2.1.2	Sturzbahn	12
2.1.3	Ablagerungsgebiet	16
2.2	Lawinenmodelle	16
2.2.1	Statistisch-Empirische Modelle	17
2.2.2	Physikalisch-Dynamische Modelle	19
2.3	SamosAT	25
2.3.1	Lawinenaufbau in SamosAT	25
2.3.2	Fließlawine	27
2.3.3	Dimensionsanalyse	32
2.3.4	Reibungsmodelle	36
2.3.5	Numerik	49
3	Methodik und Simulationskonzept	53
3.1	Simulationsmodell	54
3.2	Simulationsinput	54
3.2.1	Randbedingungen: Topographie	54
3.2.2	Anfangsbedingungen: Anbruchmächtigkeit	57
3.2.3	Parametervariation - Anbruchmächtigkeit	61
3.2.4	Prozessparameter	61
3.3	Simulationsoutput	63
3.3.1	Ergebnisanalyse mit AIMEC	64
3.3.2	Flächige Darstellung - Häufigkeitsverteilung	72
3.3.3	Statistische Datenanalyse	74
4	Forschungsfragen	77
4.1	Gewichtung der Anbruchmächtigkeiten	78
4.2	Variation Anbruchgebiet - Seehöhe/Flächenausdehnung	84
4.3	Vergleich - Reibungsmodelle	87

5	Ergebnisse	93
5.1	Anbruchmächtigkeit - Gewichtung	93
5.2	Variation der Anbruchgebiete	98
5.2.1	Skalierung/Verschiebung	99
5.2.2	Variation der Seehöhe	103
5.3	Modellvergleich	106
5.4	Quervergleich der Forschungsfragen	111
6	Diskussion	113
6.1	Anbruchmächtigkeit - Gewichtung	113
6.2	Flächenänderung der Anbruchgebiete	116
6.3	Seehöhen-Variation der Anbruchgebiete	117
6.4	Modellvergleich	121
6.5	Szenarienbildung	124
7	Schlussfolgerung und Ausblick	127
	Literaturverzeichnis	131
A	Digitale Geländemodelle	139
B	Häufigkeitsverteilung - Grosstal-Lawine	141
C	Python-Skripte	143

Abbildungsverzeichnis

1.1	Lawinen, deren Auswirkungen und mögliche Schutzmaßnahmen: Staublawine am Schattenbach Kanton St. Gallen (aus PLANAT, 2003); Lawine von Galtür 1999 (aus ZDF, 2019); Anbruchverbauung mit Stahlschneebrücken (aus BMNT, 2018)	1
2.1	Klassifikation der Lawinen nach Auslösemechanismus: (a) Schneebrettlawine mit typischem linienförmigen Anriss (aus WSL, 2019a); (b) Lockerschneelawine von einem Punkt ausgehend (aus WSL, 2019a); (c) Gleitscheelawine mit Abrutschen der gesamten Schneedecke (aus WSL, 2019b)	7
2.2	Lawinenanbruch: (a) Darstellung der in einem Schneebrett auftretenden Kräfte (b) Bruch im eingeschneiten Oberflächenreif (aus Jamieson und Schweizer, 2000)	11
2.3	Unterscheidung der Lawinen nach der internationalen Lawinenklassifikation im Hinblick auf die Form der Sturzbahn sowie der Bewegung	13
2.4	Modell einer Mischlawine mit Darstellung des Schichtenaufbaus, beispielhaftem Geschwindigkeits- und Dichteprofil sowie der Kraftwirkung (aus Suda und Rudolf-Miklau, 2012)	14
2.5	Ablagerungsgebiet (aus EAWS, 2019)	16
2.6	Klassifizierung von Lawinenmodellen (aus Rudolf-Miklau und Sauermoser, 2011)	17
2.7	α/β -Modell von Lied & Bakkehoi (1980) (aus Rudolf-Miklau und Sauermoser, 2011)	18
2.8	Entwicklung des Voellmy-Salm-Modells ausgehend von einem Reibungsblockmodell	21
2.9	Schichtenstruktur einer Lawine (aus Kofler, 2014)	26
2.10	Wirkende Kräfte auf ein Fließlawinenelement V (aus Sampl, 2007) . .	28
2.11	Darstellung der charakteristischen Größen der Lawine sowie der Rutschbahn (aus Zwinger, 2000)	32
2.12	Modell einer Nassschneelawine (aus Valero et al., 2016)	45
2.13	Massenpunkte der Fließlawine im Rechengitter (aus Sampl, 2007, abgeändert)	50
3.1	Verschiedene generische Topographien	55
3.2	Mountain Snow Cover – Korrektur mit Seehöhe und Hangneigung (aus Fischer und Kofler, 2013)	59
3.3	Zonenkarte Tirol und Vorarlberg (aus Leichtfried, 2010)	60
3.4	Darstellung der Punkte S_i des zentralen Fließpfades, der Domänenbreite ω sowie der Grenzen O_i^l und O_i^r (aus Fischer, 2013)	69

3.5	Häufigkeitsverteilung der Druckwerte > 1 kPa für die Wolfsgruben-Lawine (a) 25 Simulationen und (b) 100 Simulationen mit Lawinenpfad (Punktlinie)	73
4.1	Bestandteile der Sensitivitätsanalyse	78
4.2	Ablaufschema der Simulationen für die Variation der Gewichtung der Anbruchmächtigkeiten	79
4.3	Normalverteilung mit Darstellung der Streuintervalle	81
4.4	Dichtefunktion $\varphi(x)$ der Standardnormalverteilung (links) und streng monoton steigende Verteilungsfunktion $\Phi(x)$ (rechts) (aus Fischer et al., 2015)	82
4.5	Ablaufschema der Simulationen für die Variation der Anbruchgebiete (Seehöhe, Flächenausdehnung)	86
4.6	Ablaufschema der Simulationen für den Vergleich der Reibungsmodelle DFA/WSA	88
4.7	Übersetzung der Variation der Anbruchmächtigkeit auf die Reibung μ (DFA) sowie den Wassergewichtsanteil wf (WSA)	89
4.8	Abrupte Reduktion der Fließmächtigkeit bedingt durch eine im Vergleich zur Anbruchdichte größere Fließdichte	90
5.1	Entwicklung von Auslauflänge und maximaler Geschwindigkeit bei Erhöhung der Anbruchmächtigkeit d_{rel} für die Lawinenzüge (a) Helix und (b) Grosstal	95
5.2	Flächige Darstellung der Simulationsergebnisse (links) mit dazugehörigen Funktionen der unterschiedlichen Verteilungen (rechts) für die Grosstal-Lawine	97
5.3	Häufigkeitsverteilung der Druckwerte > 1 kPa bei Flächenreduktion und gleicher Startmasse für die Lawinenzüge Grosstal und Dobratsch mit Konturlinien	101
5.4	Häufigkeitsverteilung der Druckwerte > 1 kPa der Kessellahner-Lawine sowie Rutsche mit tiefem Anbruchgebiet inklusive Konturlinien	105
5.5	Häufigkeitsverteilung der Druckwerte > 1 kPa für die Reibungsmodelle WSA und DFA der Grosstal-Lawine in Ischgl mit Konturlinien	108
5.6	Häufigkeitsverteilung der Druckwerte > 1 kPa für die Reibungsmodelle WSA und DFA auf der Rutsche mit Konturlinien	109
A.1	Oberflächenmodelle der natürlichen Topographien	140
B.1	Häufigkeitsverteilung der Druckwerte > 1 kPa bei Variation der Starthöhe für die Grosstal-Lawine mit Konturlinien	142

Tabellenverzeichnis

2.1	Internationale Lawinenklassifikation (aus ONR-24805, 2010)	6
2.2	Lawinengeschwindigkeiten und Lawinenschneedichten (aus Fellin, 2013)	15
2.3	Schäden durch bestimmte Lawinendrucke (aus Lackinger und Gabl, 2000)	15
2.4	Kenngrößen für Eis und Wasser (aus Sampl, 2018)	47
3.1	Kennwerte der Anbruchgebiete der Lawinenzüge (Referenz „fett“ dargestellt)	57
3.2	Bestandteile der Gleichung zur Berechnung von d_{msc}	59
3.3	Höhengradienten für Tirol und Vorarlberg nach Leichtfried (2009) . .	60
3.4	Berechnung der Schneemächtigkeiten d_{msc}	61
3.5	Prozessparameter der Fließlawine (SamosAT, DFA) (aus Jörg und Granig, 2010; Oberndorfer und Granig, 2007)	62
3.6	Prozessparameter der Nassschneelawine (SamosAT, WSA) (aus Sampl, 2018; Tollinger, 2019)	62
4.1	Wertebereiche der Inputparameter für den Vergleich der beiden Reibungsmodelle	89
5.1	Median und Differenz zwischen dem 5 %- und 95 %-Quantil der Geschwindigkeit (v_{max}) in $[m s^{-1}]$ bei Anwendung unterschiedlicher Verteilungen	94
5.2	Median und Differenz zwischen dem 5 %- und 95 %-Quantil der Auslauflänge (r) in $[m]$ bei Anwendung unterschiedlicher Verteilungen . .	98
5.3	Vergleich der Quantile der maximalen Geschwindigkeit (v_{max}) in $[m s^{-1}]$ bei unterschiedlichen Flächengrößen und gleicher Startmasse	100
5.4	Vergleich der Quantile der Auslauflängen (r) in $[m]$ bei unterschiedlichen Flächengrößen und gleicher Startmasse	102
5.5	Vergleich der Quantile der max. Fließgeschwindigkeiten (v_{max}) und Fließmächtigkeiten (d_{max}) verschiedener Lawinenzüge bei Veränderung der Seehöhe (Referenz-Szenario „fett“ dargestellt)	104
5.6	Unterschiede der Auslauflängen (r) in $[m]$ bei unterschiedlicher Seehöhe der Anbruchgebiete	106
5.7	Quantile der Auslauflängen (r) bei Verwendung verschiedener Simulationsmodelle sowie unterschiedlicher Topographien.	110

Einleitung

Lawinen beeinflussen entscheidend die Entwicklung des Lebensraums im Gebirge. Naturkatastrophen wie das Lawinenunglück von Evolène im Schweizer Kanton Wallis sowie die Lawinenkatastrophe von Galtür im Februar 1999 zeigen eindrücklich, welche Gefahren von Lawinen ausgehen können (siehe Abbildung 1.1). Das Verständnis der Prozesse und die Anwendung von Simulationsmodellen zur Vorhersage von Ausläuflängen und Drücken ist hierbei von großer Bedeutung. Speziell Simulationsprogramme nehmen heutzutage einen besonderen Stellenwert in der Beurteilung von Gefahren ein. Zu berücksichtigen gilt es jedoch, dass die den Simulationsprogrammen zugrunde liegenden Vereinfachungen und verwendeten Parameter Unsicherheiten aufweisen. Im Detail bergen die Komponenten Modell, Numerik, Implementierung und Daten einer Simulation Unsicherheiten. Diese sind für die Ergebnisse zum Teil ausschlaggebend. Die Masterarbeit beschäftigt sich daher im Speziellen mit der Identifikation und graphischen Darstellung der aus dem Modell und den Daten resultierenden Unsicherheiten im Simulationsprozess von Lawinen.



Abb. 1.1: Lawinen, deren Auswirkungen und mögliche Schutzmaßnahmen: Staublawine am Schattenbach Kanton St. Gallen (aus PLANAT, 2003); Lawine von Galtür 1999 (aus ZDF, 2019); Anbruchverbauung mit Stahlschneebrücken (aus BMNT, 2018)

1.1 Motivation

Neben Chronikaufzeichnungen, Berichten von Augenzeugen, Bildern und Felderhebungen spielen Simulationsprogramme eine entscheidende Rolle in der Beurteilung der Lawinengefahr. Zu den Anwendungsbereichen der Simulationsprogramme zählen die Ermittlung von Spitzendrücken und Fließhöhen für die Bemessung von Schutzbauwerken oder Gebäuden. Ebenso wird die Lawinenmodellierung zur Ermittlung von Ablagerungsflächen und -höhen verwendet. Des Weiteren werden Simulationsprogramme für die Erarbeitung von Gefahrenzonenplänen eingesetzt. Bei Gefahrenzonenplänen handelt es sich um flächenhafte Gutachten. Diese werden in Österreich für alle Gemeinden mit Einzugsgebieten von Wildbächen oder Lawinen durch den Forsttechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung (WLV) erstellt (vgl. BMLFUW, 2011). Simulationsprogramme ermöglichen nicht nur die Rückrechnung bisheriger Ereignisse sondern auch die Prognose möglicher Extremereignisse. Dennoch gilt es zu berücksichtigen, dass der Berechnung bzw. Modellierung von Lawinen gewisse Grenzen gesetzt sind. Jedes der Simulation zugrunde liegende Modell weist gewisse Stärken und Schwächen auf. So sind beispielsweise viele physikalische Vorgänge innerhalb Lawinen noch nicht im Detail bekannt. Ebenso sind die Eingangsparameter entscheidend für die Simulationsergebnisse. Insbesondere für den Einfluss der Eingangsparameter ist eine Sensitivitätsanalyse somit von großer Bedeutung. Hieraus ergibt sich die Motivation dieser Arbeit. Denn nur das Wissen über Unsicherheiten und deren Sensitivität erlaubt einen gewissenhaften Einsatz von Simulationsprogrammen für Bemessungszwecke und raumplanerische Maßnahmen.

1.2 Ziele

Ziel der vorliegenden Masterarbeit ist es, die Unsicherheiten der variablen Eingangsdaten im Zuge des Simulationsprozesses von Lawinen aufzuzeigen. Weiters erfolgt eine quantitative Erfassung deren Auswirkungen auf die Ergebnisse der Simulationen. Anhand natürlicher sowie generischer Topographien werden verschiedenste

Anfangs- und Randbedingungen variiert. Hierzu zählen die Anbruchmächtigkeit, Flächenausdehnung der Anbruchgebiete sowie deren Seehöhe. Ebenso wird das Standardmodell in SamosAT mit dem neu entwickelten Nassschneemodell verglichen. Ein weiterer Bestandteil ist die praxisbezogene Darstellung des Prozessbereichs bzw. der Unsicherheiten in Form einer flächigen Darstellung der Häufigkeitsverteilung von Lawinen. Dies erfolgt mit der von Neuhauser und Fischer (2019) im Zuge von Rückwärtssimulationen entwickelten Darstellungsmethode. Die hieraus entwickelte flächige Darstellung der Häufigkeitsverteilung wird im Rahmen dieser Arbeit erstmals auf die Vorwärtssimulation angewandt. Sie vereint eine graphische Darstellung der Unsicherheit des untersuchten Parameters mit statistischen Informationen. Für die jeweiligen Parametervariationen erfolgt zudem eine statistische Auswertung der relevantesten Ergebnisse für die Lawinensimulation.

Lawinenklassifikation

Unter Lawinen versteht man eine talwärts gerichtete Bewegung einer Masse. Dies können beispielsweise „Gerölllawinen“, „Schlammlawinen“, „submarine Suspensionslawinen“ sowie „Schneelawinen“ sein. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit „Schneelawinen“. Als „Schneelawinen“ werden große Massen von Schnee oder Eis bezeichnet, die sich aus steilen Berghängen ablösen und gleitend oder stürzend talwärts bewegen (vgl. Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011). Im Nachfolgenden wird der Begriff „Lawine“ als Synonym für „Schneelawinen“ verwendet. Nach der ONR-24805 (2010) charakterisieren sich Lawinen durch eine schnelle Bewegung einer aus der Schneedecke angebrochenen Schneemasse. Lawinen können dabei zu großen Sach-, Personen- oder Umweltschäden führen und haben die Besiedelung des Alpenraums wesentlich beeinflusst. Dies ist beispielsweise an der Lage und Struktur von Siedlungen und Verkehrswegen sowie der Namensgebung einiger Orte wie „Lähn“ oder „Lavin“ erkennbar (vgl. Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011).

Die internationale Lawinenklassifikation ermöglicht die Beschreibung beobachteter oder erwarteter Lawinen nach weltweit einheitlichen standardisierten Kriterien (vgl. Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011). Grundsätzlich wird zwischen der morphologischen und genetischen Lawinenklassifikation unterschieden (vgl. UNESCO, 1981). Die in Tabelle 2.1 dargestellte morphologische Klassifikation beruht auf der Einteilung des Einzugsgebietes in die drei Zonen Anbruchgebiet, Sturzbahn und Ablageungsgebiet. Diese Zonen werden nachfolgend in Kapitel 2.1 näher beschrieben.

Tab. 2.1: Internationale Lawinenklassifikation (aus ONR-24805, 2010)

Zone	Kriterium	Alternative Merkmale, Bezeichnung	
Anbruchgebiet	Form des Anrisses	Von einem Punkt ausgehend: Lockerschneelawine	Von einer Linie anreißend: Schneebrettlawine
	Lage der Gleitfläche	Innerhalb der Schneedecke: Oberlawine	Auf der Bodenoberfläche: Bodenlawine
	Flüssiges Wasser im Lawinenschnee	Trocken: Trockenschneelawine	Nass: Nassschneelawine
Sturzbahn	Form der Sturzbahn	Flächig: Flächenlawine	Runsenförmig: Runsenlawine (kanalisierte Lawine)
	Form der Bewegung	Stiebend, als Schneewolke durch die Luft: Staublawine	Fließend, dem Boden folgend: Flieflawine
		Gemischte Bewegungsform: Mischlawine	
Ablagerungsgebiet	Oberflächenrauigkeit der Ablagerung	Grob (über 0.3 m): Grobe Ablagerung	Fein (unter 0.3 m): Feine Ablagerung
	Flüssiges Wasser in der Ablagerung	Trocken: Trockene Ablagerung	Nass: Nasse Ablagerung

Im Weiteren werden Lawinen nach der Art des Anrisses, der Bewegungsform, der Form der Sturzbahn sowie der Art und Form der Ablagerung unterteilt (vgl. Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011). Die genetische Lawinenklassifikation stellt eine Zusammenstellung der Bildungsbedingungen für Lawinen und ihren Auswirkungen dar. Die Bildungsbedingungen lassen sich in die beiden Kategorien ortsfeste Rahmenbedingungen und genetische Variablen unterteilen (vgl. UNESCO, 1981). Die genetische Klassifikation wird im Detail in den Abschnitten der einzelnen Zonen behandelt.

2.1 Lawineneinzugsgebiet - Zonen

Wie bereits zuvor geschildert, lässt sich eine Lawine in die drei Zonen Anbruchgebiet, Sturzbahn und Ablagerungsgebiet unterteilen. Die nachfolgende Beschreibung der Zonen beruht auf den Ausführungen in Rudolf-Miklau und Sauer Moser (2011).

2.1.1 Anbruchgebiet

Das Anbruchgebiet (Anrisszone) stellt jenen Bereich dar, in dem der abgelagerte Schnee anbricht. Wesentliches Merkmal des Anbruchgebietes ist die Hangneigung. Die Hangneigung stellt die bestimmende Größe für das Abbrechen von Lawinen dar. Bei Hangneigungen unter 30° treten nur selten Lawinenanbrüche auf. Bei Hangneigungen größer 45° brechen überwiegend Lockerschneelawinen an. Diese entladen sich meist selbst, wodurch Lawinen größerer Dimension nicht auftreten (vgl. Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011). In Abbildung 2.1 ist die Unterscheidung zwischen Schneebrettlawinen (a), Lockerschneelawinen (b) und Gleitschneelawinen (c) nach dem Auslösemechanismus dargestellt.

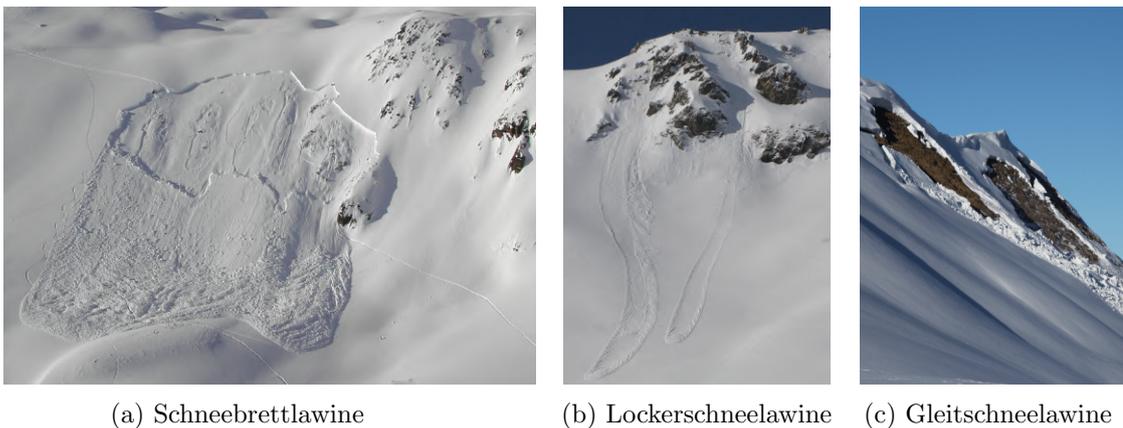


Abb. 2.1: Klassifikation der Lawinen nach Auslösemechanismus: (a) Schneebrettlawine mit typischem linienförmigen Anriss (aus WSL, 2019a); (b) Lockerschneelawine von einem Punkt ausgehend (aus WSL, 2019a); (c) Gleitschneelawine mit Abrutschen der gesamten Schneedecke (aus WSL, 2019b)

Die ONR-24805 (2010) gibt den Hangneigungsbereich für Lawinen mit 28° - 55° an. Die Größe eines potentiellen Lawinenanbruchgebietes ist häufig schwierig einzuschätzen. Sie hängt von vielen Faktoren wie Hangneigung, Seehöhe, Exposition und Rauigkeit ab. Zu den Einflussfaktoren der Schneeakkumulation zählen die absolute Höhenlage eines Anbruchgebietes, Exposition, Rauigkeit des Untergrundes, Lage zur Waldgrenze sowie zur Kamm- oder Hochfläche und die Morphologie eines Anbruchgebietes. In Anbruchgebieten mit einer leichten Muldenform (konkaves Profil) wird die Einwehung von Schnee aus allen Himmelsrichtungen begünstigt.

Die typischen Anbruchgebiete von Großlawinen befinden sich meist in sehr steilen kammnahen sowie im Profil und Längsschnitt konkav ausgeprägten Hangbereichen mit geringer Rauigkeit. Zu berücksichtigen ist zudem, dass unter extremen Bedingungen Bruchfortpflanzungen über Geländekanten hinweg möglich sind und Anbruchgebiete große Dimensionen annehmen können (vgl. Rudolf-Miklau und Sauermoser, 2011).

Lawinenbildung

Lawinen sind die Konsequenz aus Bruchprozessen (Schneebretter), geringer Kohäsion (Lockerschnee) bzw. einem Reibungsverlust (Gleitschnee). Verschiedenste Faktoren und Vorgänge beeinflussen das Anbrechen von Lawinen. Diese beeinflussen Menge und Qualität der Schneedecke sowie den mechanischen Zustand im Hinblick auf die Festigkeit. Sie werden unter dem Begriff Lawinenbildung zusammengefasst. Neben den ortsfesten Rahmenbedingungen, die sich aus den Geländebedingungen ergeben, sind die genetischen Variablen Meteorologie und Schneedecke von entscheidender Bedeutung (vgl. UNESCO, 1981). Fellin (2013), Kofler (2014) sowie Lackinger und Gabl (2000) unterscheiden zwischen folgenden lawinenbildenden Faktoren:

Meteorologie

- Neuschnee: Eine hohe Neuschneemenge innerhalb kurzer Zeit begünstigt das Anbrechen von Lawinen.
- Wind: Wind führt zu Schneerosion, Verfrachtung und Ablagerung von Schnee. Somit kann es lokal zu einer beträchtlichen Erhöhung der Schneemächtigkeit kommen. Ebenso findet durch den Wind eine mechanische Zerkleinerung der Neuschneekristalle statt (Mechanische Metamorphose).
- Energieeintrag: Eine Temperaturerhöhung führt zu einer Erwärmung der Schneedecke. In weiterer Folge verringert sich die Festigkeit, wodurch sich die Rutschgefahr erhöht. Durch hangparalleles Abfließen von Schmelzwasser wird die Schneedecke zusätzlich mit einem Strömungsdruck belastet (Destabilisierung).

Schneedeckenaufbau

- Die Schneedecke unterliegt im Laufe des Winters einer ständigen Veränderung. Sowohl das Wetter als auch das Gelände beeinflussen den Schneedeckenaufbau und führen zu einer Veränderung der Eigenschaften der Schneedecke eines Hanges. Beispielsweise wirken sich Schwimmschnee sowie eingeschneiter Oberflächenreif innerhalb der Schneedecke ungünstig auf die Lawinensituation aus. Diese Schichten stellen potentielle Schwachschichten in der Schneedecke dar.

Gelände

- Hangneigung: Die Hangneigung spielt bei der Beurteilung der Lawinengefahr eine entscheidende Rolle. Wie bereits in Kapitel 2.1 aufgeführt, bedarf es für das Abbrechen von trockenen Lawinen einer Mindestneigung von ca. 30° . Bei sehr großen Hangneigungen entladen sich die Hänge meist regelmäßig in Form von Rutschen, wodurch es zu keiner Bildung großer Lawinen kommt.
- Exposition: Die Ausrichtung der Hänge beeinflusst wesentlich die Entwicklung der Schneedecke. Während im Hochwinter der größere Energieeintrag auf den Süd- und Westhängen durch Sonneneinstrahlung zu einer schnelleren Stabilisierung führt, werden diese Hänge im Spätwinter deutlich stärker erwärmt und bergen daher ein größeres Potential für Nassschneelawinen. Im Gegensatz dazu wird die Schwimmschneebildung auf Nord- und Osthängen begünstigt. Der Faktor Exposition spielt vor allem in Kombination mit der maßgebenden Windrichtung im betrachteten Gebiet eine entscheidende Rolle.
- Bodenbeschaffenheit: Bei der Bodenbeschaffenheit sind zum einen die Rauheit der Bodenoberfläche und zum anderen die Vegetation ausschlaggebend. Waldbestände im Entstehungsgebiet von Lawinen können einen wirksamen Schutz bieten. Rudolf-Miklau und Sauermoser (2011) führen an, dass die Schutzwirkung dabei von zahlreichen Faktoren wie der Baumartenzusammensetzung und Bestandesstruktur abhängig ist. Nach Margreth (2004) zählen zu den wichtigsten Lawinenschutzwirkungen von Wäldern die Schneeinterzeption, ein

ausgeglichenes Mikroklima, die erhöhte Rauigkeit sowie eine geringere Schneeverfrachtung. Die Schneeinterzeption bewirkt einen Rückhalt des Schnees in den Kronendächern. Dadurch sind die Schneedecken in Wäldern heterogen und weniger mächtig als im Freiland. Durch das ausgeglichene Mikroklima reduziert sich zudem die Wahrscheinlichkeit der Bildung von Oberflächenreif. Rudolf-Miklau und Sauermoser (2011) weisen jedoch auf die beschränkte Wirkung des Waldes für oberhalb angebrochene Lawinen hin. Die Wirkung von Schutzwäldern hängt hier maßgeblich von der Wirkungshöhe sowie der Energie der Lawinen ab. Sie beeinflussen nur unwesentlich die Geschwindigkeit großer Lawinen, die oberhalb des Waldes losgebrochen sind. Des Weiteren wirken sich bestimmte Vegetationsarten ungünstig auf die Schneedeckenstabilität aus. Beispielsweise können die Hohlräume in Latschen oder Erlen zu vermehrter Schwimmschneebildung führen (vgl. Stahr und Hartmann, 1999).

- Topographie: Die Form des Geländes trägt ebenso entscheidend zur Lawinenbildung bei. Insbesondere beeinflusst die Topographie die Schneeeinwehung. Dadurch kann es vermehrt zu einer Schneeakkumulation in Geländekammern bzw. Geländevertiefungen kommen.

Lawinenanbruch

Der Lawinenanbruch stellt einen komplexen mechanischen Prozess in der Lawindynamik dar (vgl. Rudolf-Miklau und Sauermoser, 2011). Schweizer et al. (2003) bietet einen Überblick über den aktuellen Stand des Wissens im Bereich der Lawinauslösung. Für eine Schneebrettlawine tritt zunächst ein lokaler Initialbruch in Form eines Scherrisses innerhalb einer in der Schneedecke eingelagerten Schwachschicht auf. Dies ist der Fall, wenn die auf die Schwachschicht wirkenden Kräfte deren Scherfestigkeit übersteigen. In Abbildung 2.2 (a) sind die für den Bruchvorgang entscheidenden Spannungen sowie die entsprechenden Festigkeiten dargestellt.

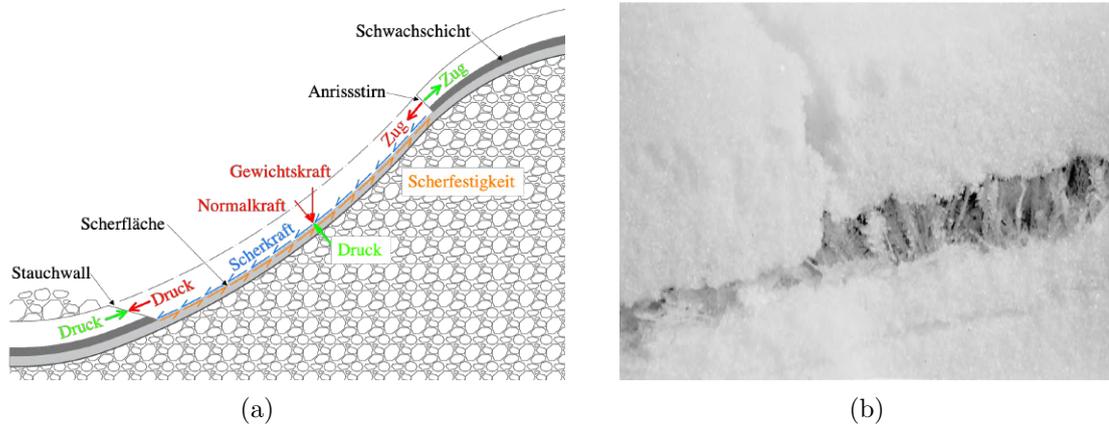


Abb. 2.2: Lawinenanbruch: (a) Darstellung der in einem Schneebrett auftretenden Kräfte (b) Bruch im eingeschnittenen Oberflächenreif (aus Jamieson und Schweizer, 2000)

Abbildung 2.2 (b) zeigt in der linken Bildhälfte den Bruch einer dünnen Schwachschicht von eingeschnittenem Oberflächenreif. Wohingegen in der rechten Bildhälfte diese nach wie vor intakt ist. Wenn die Schneedecke den Spannungsüberschuss durch die kollabierte Schwachschicht nicht mehr aufnehmen kann, pflanzt sich in weiterer Folge der Bruch fort. Die Geschwindigkeit der Bruchfortpflanzung kann dabei mehrere 100 m s^{-1} erreichen. Räumlich homogene Schneedecken begünstigen die Ausbreitung dieses sogenannten Primärbruchs. Schließlich tritt bergwärts ein Zugbruch auf. Dieser wird auch als Sekundärbruch bezeichnet und begrenzt das Schneebrett. Bei entsprechender Hangneigung kommt es zu einem Lawinenabgang. Die Schneedeckenstabilität hängt ab von der Festigkeit der jeweiligen Schneesichten sowie dem Potential für eine Bruchausbreitung. Diese Einflussgrößen werden wiederum von verschiedenen Faktoren beeinflusst (vgl. Fellin, 2013; Lackinger und Gabl, 2000). Ursache für die Auslösung von Gleitschneelawinen ist ein Reibungsverlust am Übergang zum Boden. Im Hochwinter kann eine Anfeuchtung der Schneedecke von unten erfolgen. Im Frühling kann aufgrund einer Erwärmung der gesamten Schneedecke Schmelzwasser bzw. Regen hindurchsickern und die Basis der Schneedecke anfeuchten. Durch die Anfeuchtung des Schnees am Übergang zum Boden nimmt die Reibung ab (vgl. WSL, 2019b).

Zu den bruchauslösenden Faktoren zählen:

- Auflast z.B. Pistengerät, Skifahrer
- Sprengung

Im Gegensatz hierzu führt eine Erhöhung des Eigengewichts z.B. durch Neuschnee-fall oder Windverfrachtung zu Schädigungsprozessen, die sich zu einem Bruch ak-kumulieren können.

Die Festigkeit des Schnees wird herabgesetzt durch:

- Aufbauende Metamorphose (Bildung von Becherkristallen), Kristalle wachsen an und werden zunehmend kohäsionslos, Versinterungen gehen verloren
- Erwärmung (Sonneneinstrahlung, Föhn)

Die abbauende Metamorphose von kantigen Neuschneekristallen hinzu rundkörnigem Schnee sowie die Versinterung an Kontaktstellen sich berührender Kristalle bewirkt hingegen einen Anstieg der Festigkeit. Ebenso führen Setzungen der Schneedecke aufgrund der zunehmenden Dichte und einer damit meist einhergehenden Zunahme der Versinterung zu einer Festigkeitserhöhung (vgl. Fellin, 2013).

2.1.2 Sturzbahn

Die Lawinenklassifikation unterscheidet zwischen einer flächigen (siehe Abbildung 2.3a) und kanalisierten (runsenförmigen) Sturzbahn (siehe Abbildung 2.3b). Die Breite einer flächigen Sturzbahn entspricht in etwa der Breite des Anbruchgebietes. Bei kanalisierten Lawinen verengt sich die Sturzbahn aufgrund morphologischer Geländerformen z.B. Gräben oder Mulden. Wesentliche Einflussgrößen einer Lawine in der Sturzbahn sind Form, Relief, Hangneigung, Vegetation sowie die Rauigkeit. Die Sturzbahnlänge beträgt je nach Größe des Lawineneinzugsgebietes weniger als 100 m bis hin zu mehreren Kilometern.



(a) Flächenlawine (aus Calcutt, 2017)



(b) Runsenlawine (aus Gleirscher, 2011)



(c) Nassschneelawine Lötchentental (CH) (aus Winkler et al., 2019)



(d) Staublawine in Zermatt (CH) (aus WSL, 2019c)

Abb. 2.3: Unterscheidung der Lawinen nach der internationalen Lawinenklassifikation im Hinblick auf die Form der Sturzbahn sowie der Bewegung

Des Weiteren veranschaulicht die Abbildung 2.3 die Unterscheidung der Lawinenarten nach der Form der Bewegung. Eine Nassschneelawine (c) weist eine fließende, dem Boden folgende Bewegungsform auf, wohingegen sich eine Staublawine (d) stiebend talwärts bewegt. Staublawinen können sich nur aus Fließlawinen entwickeln. Entscheidend für die Bildung von Staublawinen sind neben einer ausreichenden Neigung der Sturzbahn ($>30^\circ$) die Schneeeigenschaften. Nassschneelawinen treten vorwiegend im Frühjahr auf. Typisch für Nassschneelawinen ist eine geringere Geschwindigkeit sowie eine deutlich erkennbare Knollenstruktur (vgl. Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011). Wie bereits zuvor genannt, kann die Auslösung von Nassschneelawinen nach den Auslösemechanismen (a) Schneebrett, (b) Lockerschneelawine oder (c) Gleitschneelawine erfolgen.

Lawindynamik

Geschwindigkeit und Dichte

Bei Lawinen handelt es sich um gravitative Fließprozesse von Schnee. Die treibende Kraft ist somit die Gravitation. Lawinen können hohe Geschwindigkeiten aufweisen (vgl. Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011). In Abhängigkeit von Geschwindigkeit, Dichte, Lawinenbahn und Art des Hindernisses können Lawinen hohe Kraftwirkungen erreichen (vgl. Lackinger und Gabl, 2000). Der durch die Lawine verursachte Druck auf Objekte in der Sturzbahn oder im Auslaufbereich stellt die primäre Lawinenwirkung dar. Dabei können extreme Druckkräfte mit über 100 kN m^{-2} auftreten. Je nach Lawinentypus wird der Druck von Eispartikeln oder der strömenden Luft dominiert. Ein weiteres charakteristisches Merkmal von Lawinen ist die starke Beschleunigung auf kurzer Strecke (vgl. Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011).

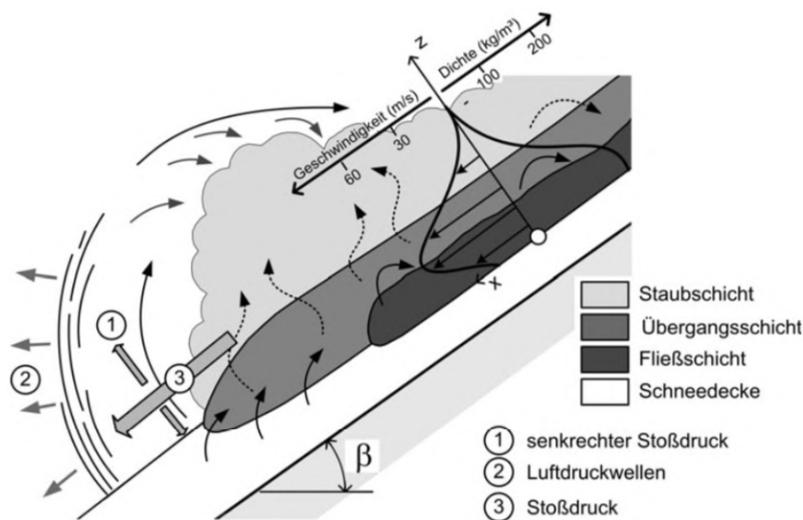


Abb. 2.4: Modell einer Mischlawine mit Darstellung des Schichtenaufbaus, beispielhaftem Geschwindigkeits- und Dichteprofil sowie der Kraftwirkung (aus Suda und Rudolf-Miklau, 2012)

Die Abbildung 2.4 stellt modellhaft den Aufbau einer Mischlawine inklusive der unterschiedlichen Dichten und Geschwindigkeiten der einzelnen Schichten dar. Des Weiteren sind die Fließschicht und die Luftdruckwelle erkennbar. In Tabelle 2.2 sind Anhaltswerte für Lawinengeschwindigkeiten und Lawinenschneedichten aufgeführt.

Tab. 2.2: Lawinengeschwindigkeiten und Lawinenschneedichten (aus Fellin, 2013)

	Lawinengeschwindigkeit	Lawinenschneedichte
nasse Fließlawine	10 bis 20 m s ⁻¹	300 bis 500 kg m ⁻³
trockene Fließlawine	20 bis 40 m s ⁻¹	50 bis 300 kg m ⁻³
Staublawine	30 bis 100 m s ⁻¹ (vereinzelt 140 m s ⁻¹)	2 bis 15 kg m ⁻³
Mischlawine	20 bis 50 m s ⁻¹	Staubschicht: 3 bis 15 kg m ⁻³ Saltationsschicht: 10 bis 100 kg m ⁻³

Lawinenkräfte

Durch Lawinen können, bedingt durch die hohen Geschwindigkeiten, beträchtliche Kräfte auf an- bzw. umströmte Objekte wirken. Nachfolgend werden in Tabelle 2.3 nach Lackinger und Gabl (2000) beispielhaft Drücke und deren Zerstörungspotential aufgelistet.

Tab. 2.3: Schäden durch bestimmte Lawinendrucke (aus Lackinger und Gabl, 2000)

Lawinendruck in [kN m ⁻²]	Schaden
bis 1	Eindrücken von Fenstern
bis 5	Eindrücken von Türen
bis 30	Zerstörung von Holzgebäuden und gemauerten Gebäuden
bis 100	Entwurzelung von Bäumen
bis 1000	Beschädigung oder Zerstörung von Betonkonstruktionen

Zur Abschätzung der Krafteinwirkung auf Objekte werden in der ONR-24805 (2010) verschiedene Formeln angeführt, die für Bemessungsereignisse herangezogen werden können. Entscheidend bei der Wahl der Formeln ist die Art des Auftreffens der Lawine am Objekt.

2.1.3 Ablagerungsgebiet

Potentielle Ablagerungsgebiete weisen eine Hangneigung von unter 10° auf (siehe Abbildung 2.5). Dieser Wert stellt den Neigungsbereich dar, bei dem eine Reduktion der Geschwindigkeit von großen trockenen Fließlawinen beginnt. Die Ablagerungsbereiche von Lawinen unterscheiden sich sehr stark. Während sich Fließlawinen häufig kegelförmig erweitern, weisen Nassschneelawinen oft fingerförmige Ablagerungen auf, die sich zum Teil bogenförmig ausgestalten und gegen die Fließrichtung ausbreiten (vgl. Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011).



Abb. 2.5: Ablagerungsgebiet (aus EAWS, 2019)

2.2 Lawinenmodelle

Bei der Bewegung von Lawinen handelt es sich um hochkomplexe Verlagerungsprozesse. Diese Prozesse können nur mit vereinfachten Modellen beschrieben werden. Die Modelle können hinsichtlich des Detaillierungsgrades der Berechnungsergebnisse, der erforderlichen Anfangs- und Randbedingungen sowie der verwendeten physikalischen Methoden unterschieden werden. Grundsätzlich kann zwischen statistischen und dynamischen Modellen differenziert werden. Die dynamischen Modelle beschreiben die Bewegung der Lawine beruhend auf physikalischen Gesetzmäßigkeiten. Im Gegensatz hierzu wird bei statistischen Modellen ein mathematischer Zusammenhang zwischen einzelnen Lawinenereignissen aus statistischen Auswertungen hergeleitet (vgl. Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011). Nachfolgend werden einzelne Modelle für beide Gruppen näher ausgeführt. Die Abbildung 2.6 liefert eine Übersicht über die Klassifizierung der gebräuchlichsten Lawinenmodelle.

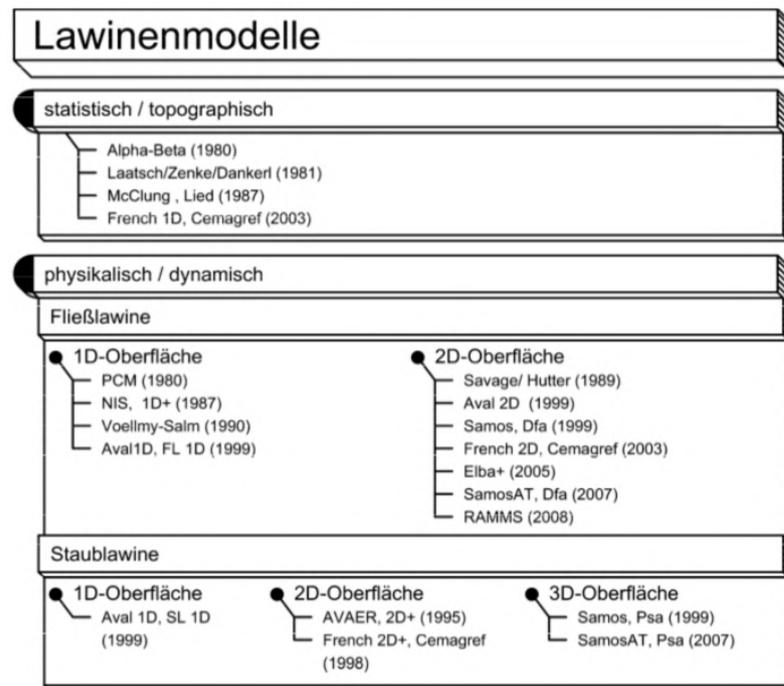


Abb. 2.6: Klassifizierung von Lawinenmodellen (aus Rudolf-Miklau und Sauermoser, 2011)

2.2.1 Statistisch-Empirische Modelle

Bei der Verwendung empirischer Modelle werden wichtige Kenngrößen dokumentierter Lawinenereignisse statistisch ausgewertet. Die Auslauflänge von Lawinen stellt die wichtigste Kenngröße dar. Eines der bekanntesten Modelle ist das α/β -Modell von Lied & Bakkehoi (1980). Darüber hinaus erwähnenswert sind das Runout ratio von McClung sowie das Lawinenmodell nach Laatsch/Zenke/Dankerl. Letzteres beruht auf dem Schlittenmodell für Massenbewegungen nach Heim & Körner. Die Bestimmung der Reichweite von Lawinen erfolgt hierbei ausschließlich über ein Pauschalgefälle (vgl. Rudolf-Miklau und Sauermoser, 2011).

α/β -Modell von Lied & Bakkehoi (1980)

Das Alpha-Beta-Modell wurde durch Lied & Bakkehoi am Norwegischen Geotechnischen Institut (NGI) in Oslo im Jahre 1980 entwickelt. Ziel des in Abbildung 2.7 dargestellten Modells ist es, anhand einfach zu bestimmender topographischer Kriterien die Auslauflänge der Lawinen zu ermitteln. Mit Hilfe einer statistischen Analyse zahlreicher Lawinenauslauflängen und einer multiplen Regressionsanalyse

konnten vier topographische Parameter ermittelt werden. Zu den vier Parametern, die für die Ermittlung der maximalen Auslauflänge entscheidend sind, zählen

- die vertikale Fallhöhe H ,
- die Neigung des Anrissgebietes Ψ ,
- die durchschnittliche Neigung der Sturzbahn β oberhalb des 10° -Punktes im Gelände
- und das Längsprofil als Ausgleichsgerade.

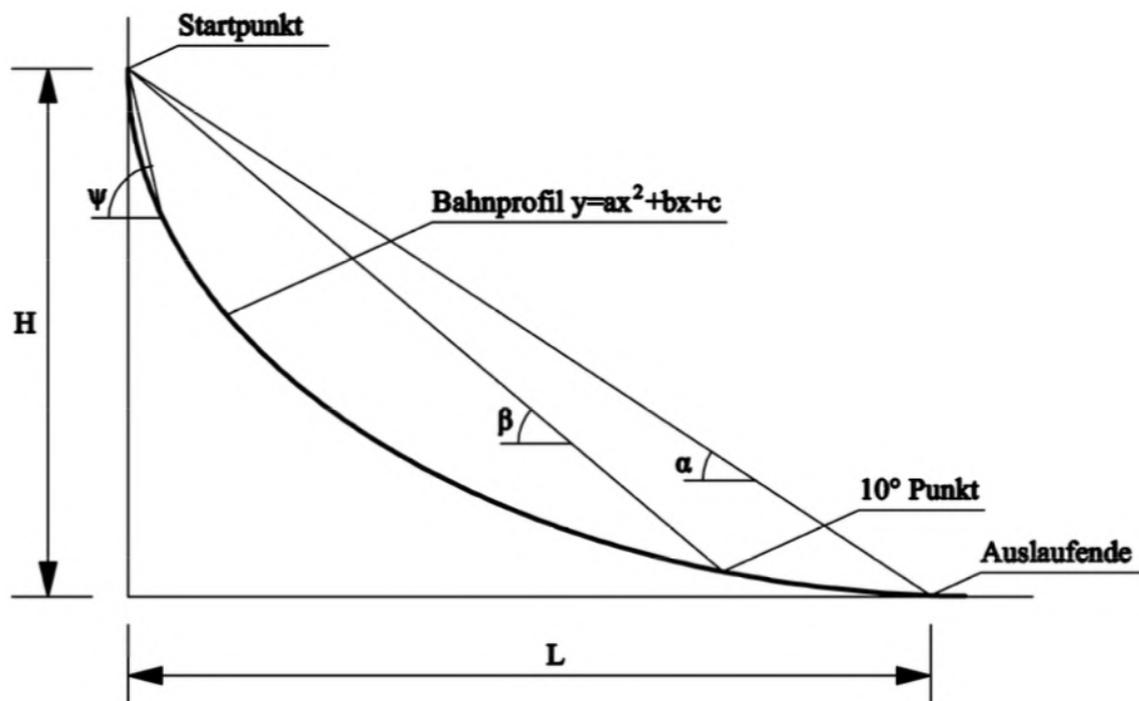


Abb. 2.7: α/β -Modell von Lied & Bakkehoi (1980) (aus Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011)

Die Ausgleichsgerade wird durch die 2. Ableitung einer Parabel y'' , die die Lawinenschneise beschreibt, ausgedrückt. Über die Ermittlung des Bahnprofils ($y = ax^2 + bx + c$), das das Gelände darstellt, kann auf die maximale Auslauflänge der Lawine geschlossen werden. Bei dem Winkel α handelt es sich um den Winkel der den Startpunkt und das Auslaufende einschließt (vgl. Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011).

Durch Granig und Luxner (2006) erfolgte eine Adaptierung des Modells an den österreichischen Alpenraum. Als Grundlage für die Anpassung an den Alpenraum dienten 80 dokumentierte maximale Auslauflängen in Österreich. Über eine Regressionsanalyse wurde eine Gleichung mit zwei Parametern entwickelt, die eine rasche und grobe Abschätzung von großen Fließlawinen bzw. Fließlawinen mit Staubanteil ermöglicht (vgl. Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011):

$$\alpha = 0.946\beta - 0.83 \quad (2.1)$$

mit dem Regressionskoeffizienten $R = 0.96$ und der Standardabweichung $SD = 1.5^\circ$.

mit:

α Winkel der maximalen Auslauflänge in $[\circ]$

β durchschnittliche Neigung der Sturzbahn oberhalb des 10° -Punktes in $[\circ]$

2.2.2 Physikalisch-Dynamische Modelle

Viele physikalisch-dynamische Modelle sind auf das Voellmy-Fluid-Stoffgesetz zurückzuführen. Dieses beruht auf einer Kombination des Chezy-Reibungsterms mit der Coulomb'schen Reibung. Ziel der physikalischen Modelle ist es, sämtliche Vorgänge in der Lawine zu erfassen. Aufgrund der Komplexität der Bewegungsprozesse ist eine Vereinfachung erforderlich. Im Vergleich zu den statistischen Modellen (siehe Kapitel 2.2.1), die sich überwiegend mit der Auslauflänge von Lawinen befassen, werden mit Hilfe der physikalisch-dynamischen Modelle bedeutende Größen von Lawinen wie beispielsweise Geschwindigkeit, Fließhöhe und Druck berechnet. Des Weiteren lassen sich diese Modelle hinsichtlich des Lawinentypus Fließlawine bzw. Staublawine sowie der Dimensionalität unterteilen (vgl. Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011). Diese Arbeit befasst sich ausschließlich mit Fließlawinen. Im Folgenden wird nun näher auf Blockmodelle sowie kontinuumsmechanische Modelle eingegangen.

Blockmodelle

Beim Blockmodell konzentriert sich die Anbruchmasse der Lawine in einem Massenpunkt. Auf den sich entlang der Lawinenbahn talwärts bewegenden Massenpunkt (Block) wirken treibende Kräfte R und haltende Kräfte T (vgl. Fellin, 2013). Im Weiteren wird das Blockmodell aus Fellin (2013) näher erläutert:

Die Gewichtskraft stellt die treibende Komponente dar.

$$T = \rho g V \sin \beta \quad (2.2)$$

mit:

ρ	Dichte des Schnees
g	Erdbeschleunigung
V	Volumen der Lawine
β	Hangneigung

Bei der haltenden Komponente im Reibungsblockmodell handelt es sich um die Coulomb'sche Reibung

$$R = \mu N \quad (2.3)$$

mit der darin enthaltenen Normalkraft

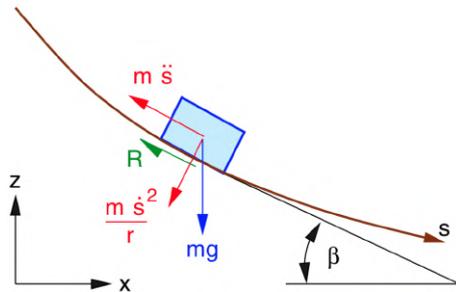
$$N = \rho g V \cos \beta + \frac{m \dot{s}^2}{r}. \quad (2.4)$$

Bedingt durch die eher geringe Krümmung natürlicher Lawinenbahnen kann der zweite Term der Normalkraft vernachlässigt werden. Für die Normalkraft gilt $N = \rho g V \cos \beta$. Die Beschleunigungskraft in tangentialer Richtung ergibt sich somit zu

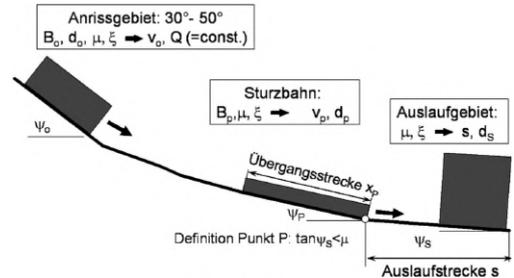
$$m \ddot{s} = T - R. \quad (2.5)$$

Für die Beschleunigung \ddot{s} des Blocks gilt

$$\ddot{s} = g(\sin \beta - \mu \cos \beta) = \dot{v}. \quad (2.6)$$



(a) Reibungsblockmodell (aus Fellin, 2013)



(b) Voellmy-Salm-Modell (aus Rudolf-Miklau und Sauermoser, 2011)

Abb. 2.8: Entwicklung des Voellmy-Salm-Modells ausgehend von einem Reibungsblockmodell

Das in Abbildung 2.8 (a) abgebildete Modell birgt jedoch zwei wesentliche Schwächen. Zum einen ist die Beschleunigung unabhängig von der Lawinenmasse. Zum anderen führt eine konstante Neigung β zu einer konstanten Beschleunigung und im Weiteren zu einer unendlichen Geschwindigkeit. Dies widerspricht jedoch der Realität. Dennoch eignet sich dieses Modell für einfache grobe Abschätzungen bzw. als Größenkontrolle der Ergebnisse komplexerer Modelle (vgl. Fellin, 2013).

Eine Verbesserung des Reibungsblockmodells stellt das von Voellmy (1955) entwickelte Reibungsturbulenzmodell dar (vgl. Fellin, 2013). Voellmy erweiterte die haltende Komponente R um einen geschwindigkeitsabhängigen Turbulenzterm.

Daraus folgt die haltende Komponente zu

$$R = \mu N + \frac{\rho g \dot{s}^2}{\xi} A_u \quad (2.7)$$

mit dem Turbulenzkoeffizienten ξ und der von der Lawine benetzten Gleitfläche A_u .

Letztlich ergibt sich die Differentialgleichung mit

$$m\ddot{s} = mg(\sin \beta - \mu \cos \beta) - \frac{\rho g \dot{s}^2}{\xi} A_u. \quad (2.8)$$

Die benetzte Gleitfläche (benetzter Umfang) sowie die Masse unterscheiden sich zwischen Flächen- und Runsenlawinen. Der benetzte Umfang pro Laufmeter für eine Flächenlawine ergibt sich aus $A_u/\text{lfm} = B$ und die Masse pro Laufmeter $m/\text{lfm} = \rho B D$. Im Gegensatz dazu wird bei Runsenlawinen für den benetzten Umfang der hydraulische Radius ($R = A/U$) anstelle der Fließdicke D verwendet. Setzt man diese Annahmen ein, so ergibt sich für Flächenlawinen bzw. Runsenlawinen

$$m\ddot{s} = g(\sin \beta - \mu \cos \beta) - \frac{g}{\xi D} \dot{s}^2 \quad (2.9)$$

bzw.

$$m\ddot{s} = g(\sin \beta - \mu \cos \beta) - \frac{g}{\xi R} \dot{s}^2. \quad (2.10)$$

Setzt man die Beschleunigung auf null, so erhält man die maximale Geschwindigkeit v_{max} mit

$$\dot{s} = v_{max} = \sqrt{\xi D (\sin \beta - \mu \cos \beta)} \quad (2.11)$$

bzw.

$$\dot{s} = v_{max} = \sqrt{\xi R (\sin \beta - \mu \cos \beta)}. \quad (2.12)$$

Das in Fellin (2013) ausführlich erläuterte und hier vorgestellte Voellmy-Modell wurde nach den Lawinenkatastrophen von 1951 und 1954 entwickelt. Salm (2004) entwickelte ab 1966 das Voellmy-Modell weiter und führte eine interne Reibung sowie einen aktiven und passiven Fließzustand ein. Heutzutage findet das Voellmy-Salm-Modell kaum mehr Verwendung in der Praxis. Es wurde jedoch für viele in den darauffolgenden Jahren entwickelten Modelle als Grundlage herangezogen (vgl.

Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011). Die Abbildung 2.8 (b) stellt das Voellmy-Salm-Modell mit einer Unterteilung der Lawinenbahn in Anrissgebiet, Sturzbahn und Auslaufgebiet dar.

Kontinuumsmechanische Modelle

Nach Rudolf-Miklau und Sauer Moser (2011) sind die in der Lawinenbewegung beteiligten physikalischen Prozesse nach wie vor nicht im Detail bekannt. Dennoch lassen sich Lawinen als kontinuierliches Medium auffassen. Im Gegensatz zu Blockmodellen ist die Masse der Lawine während des Ereignisses nicht konstant. Lawinen können Schnee erodieren und mitreißen, wodurch sich die Masse erhöht. Das Material wird aus der Ruhe auf die Geschwindigkeit der Lawine beschleunigt. Dies beeinflusst wesentlich die Massenerhaltung und die aus der Impulserhaltung resultierende Bewegungsgleichung. Kontinuumsmechanische Modelle beschreiben eine Lawine als Kontinuum. Als Beispiel für ein solches Modell ist das Savage-Hutter-Modell (1989) zu nennen. Dieses dynamisch, kontinuumsmechanische Lawinenmodell beruht auf einem Flachwasser-Ansatz (vgl. Savage und Hutter, 1989). Die Bewegung des Kontinuums lässt sich mithilfe der in Rudolf-Miklau und Sauer Moser (2011) aufgeführten Massenbilanz- und Impulsbilanzgleichung beschreiben:

- Massenbilanzgleichung:

$$\partial_t \rho + \nabla \cdot (\rho v) = 0 \quad (2.13)$$

mit:

- ρ Schneedichte in $[\text{kg m}^{-3}]$
- v Lawinengeschwindigkeit in $[\text{m s}^{-1}]$

- Impulsbilanzgleichung:

$$\partial_t(\rho v) + \nabla \cdot \Pi = \rho \cdot k \quad (2.14)$$

$$\Pi = \rho v v - T$$

$$T = \sigma - 1 p$$

mit:

ρv	Impulsdichte
Π	Impulsstromdichte
v	Geschwindigkeitsfeld der Lawine
vv	dyadisches Produkt von v und v
k	auf den fließenden Schnee wirkende Kräfte z.B. Hangabtriebskraft
T	deviatorischer Spannungstensor
σ	Spannungstensor
p	Hydrostatischer Spannungstensor

Durch die Lösung der beiden Bilanzgleichungen, unter Annahme geeigneter Rand- und Anfangsbedingungen, lässt sich die Lawinenbewegung berechnen. Die physikalischen Vereinfachungen, die zur Lösung getroffen werden, sind:

- Inkompressibilität des Lawinenschnees
- Konstante Geschwindigkeit über die Höhe der Lawine
- Kleine Krümmung der Lawinenbahn und 2-dimensionale Fläche („Flachwasserannäherung“)
- Lawinenschnee ist ein Granulat mit innerem Reibungswinkel.
- Coulomb'sche Reibung ($\tan \delta = \mu$)

Diese fünf Annahmen ermöglichen die Lösung des Gleichungssystems. Als Resultat erhält man die charakteristischen Größen der Lawinenbewegung wie Geschwindigkeiten, Fließhöhen, Aufpralldrücke und Auslauflängen (vgl. Fellin, 2013; Hutter et al., 2005; Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011).

2.3 SamosAT

Innerhalb dieser Masterarbeit wird das Lawinensimulationsprogramm **SamosAT** (**S**now **A**valanche **M**Odelling and **S**imulation – **A**dvanced **T**echnology) verwendet. Hierbei handelt es sich um eine Weiterentwicklung des SAMOS-Lawinensimulationsprogrammes aus dem Jahre 1999. Das Simulationsprogramm entstand in Kooperation zwischen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt (Institut für Lawinen- und Wildbachforschung), dem Institut für Strömungslehre und Wärmeübertragung der TU Wien sowie dem Technologieunternehmen AVL List GmbH mit Hauptsitz in Graz (vgl. Sampl, 2007; Zwinger et al., 2003). Als Quelle für dieses Kapitel dient das von Sampl (2007) ausgearbeitete Handbuch für das Lawinensimulationsprogramm. Dieses beschreibt die Modelltheorie und Numerik die hinter SamosAT stecken.

2.3.1 Lawinenaufbau in SamosAT

Sowohl das Lawinensimulationsprogramm SamosAT als auch die Vorgängerversion sind Modelle für trockene Schneelawinen. Dies bedeutet, dass Kohäsionskräfte zwischen den Eispartikeln während des Strömungsvorgangs nicht auftreten. Trockenschneelawinen setzen sich aus einem Eispartikel-Luft-Gemisch zusammen und weisen den folgenden Aufbau auf:

- Staubschicht
- Resuspensionsschicht (Übergangsschicht)
- Fließschicht

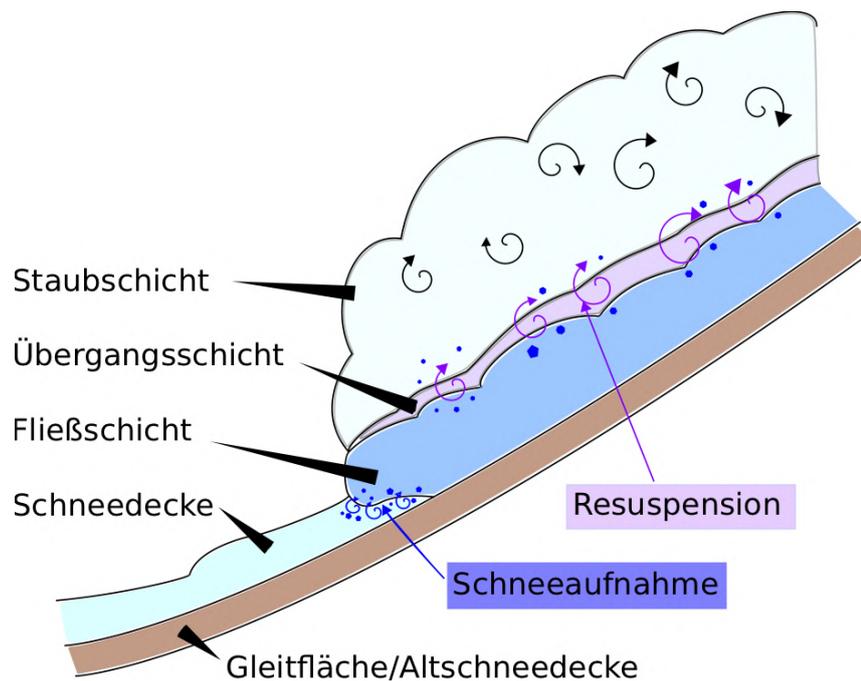


Abb. 2.9: Schichtenstruktur einer Lawine (aus Kofler, 2014)

Der Schichtenaufbau einer Trockenschneelawine ist in Abbildung 2.9 dargestellt. Neben den einzelnen Schichten zeigt die Grafik zudem die Prozesse der Schneeaufnahme und den Partikelübergang in die Resuspensionsschicht.

Je nach Anteil der Eispartikel bzw. der Luft ändert sich das dynamische Verhalten des Gemisches. Eine Unterscheidung der einzelnen Schichten kann somit unter anderem über den Volumenanteil der Eispartikel im Gesamtgemisch $c = \frac{V_{Eis}}{V}$ erfolgen. Die Strömungseigenschaften des Eispartikel-Luft-Gemisches hängen wesentlich von diesem Verhältnis ab.

Die mittlere Dichte berechnet sich aus dem Volumenanteil, der Dichte von Eis $\rho_{Eis} \approx 900 \text{ kg m}^{-3}$ und der Dichte von Luft bei 0°C $\rho_{Luft} \approx 1.25 \text{ kg m}^{-3}$ mit Hilfe der nachfolgenden Gleichung:

$$\rho = \rho_{Luft} (1 - c) + \rho_{Eis} c \quad (2.15)$$

Nach Auslösung einer Lawine tritt zunächst eine reine Fließlawine auf. Erst durch die Wechselwirkung mit der Luft kann sich über der Fließschicht eine Staubschicht entwickeln. Fließlawinen weisen einen Volumenanteil nahe dem Maximalwert der dichtesten Kugelpackung ($c_{max} = 0.6$) auf, wodurch das zwischen den Eispartikeln gelagerte Gas keinen nennenswerten Einfluss auf die Fließeigenschaften hat. Interpartikuläre Wechselwirkungen sind für das Verhalten der Lawine entscheidend. Fließlawinen (Dichte $\approx 300 \text{ kg m}^{-3}$) werden im Lawinensimulationsmodell SamosAT als dichte Fließlawinen (DFA – Dense Flow Avalanche) bezeichnet.

Treten Volumenanteile im Bereich um $c \approx 1/10$ auf, so liegt ein Übergangszustand vor. In diesem sind sowohl die Partikel-Partikel- als auch die Partikel-Luft-Wechselwirkungen von hoher Bedeutung. In dieser als sehr dünn anzusehenden sogenannten Resuspensionsschicht findet der Massenübergang zwischen Fließ- und Staubschicht statt. Die Resuspensionsschicht wird oftmals auch als Saltationsschicht bezeichnet.

Im Vergleich zur Fließlawine handelt es sich bei Staublawinen um Strömungen mit kleinem Partikelanteil ($c \approx 0$). Kennzeichnend für Staublawinen ist eine geringere mittlere Dichte ($\approx 10 \text{ kg m}^{-3}$). Bei einem sehr kleinen Volumenanteil ($c \approx 1/100$) spricht man von Staublawinen. Im Modell werden diese Lawinen als Staublawinen (PSA – Powder Snow Avalanche) bezeichnet. Das Strömungsverhalten von Lawinen mit sehr geringem Volumenanteil wird stark von der Luftströmung beeinflusst. Somit kann eine Staublawine als turbulente, partikelbeladene Gasströmung behandelt werden. Der Geschwindigkeitsunterschied zwischen den Partikeln und der Luft ist gering (vgl. Sampl, 2007).

2.3.2 Fließlawine

Die Modellgleichungen leiten sich aus den Erhaltungssätzen für Masse und Impuls sowie den modellspezifischen Konstitutivgleichungen ab. Hierbei wird ein materielles Volumenelement $A(t)\bar{h} = V(t)$ betrachtet. Dieses Volumenelement weist eine Fließmächtigkeit h auf und bedeckt eine Bodenfläche A . Die Größe der Fließmächtig-

keit ist turbulenzgemittelt. Das Element mit dem entsprechenden Kontrollvolumen befindet sich in einem lokalen Koordinatensystem. Die x_1 -Achse liegt tangential zur Bodenoberfläche in Fließrichtung. Die z -Achse steht normal auf der x_1 -Achse. Die fehlende y -Achse in Abbildung 2.10 steht senkrecht auf den beiden zuvor genannten Achsen.

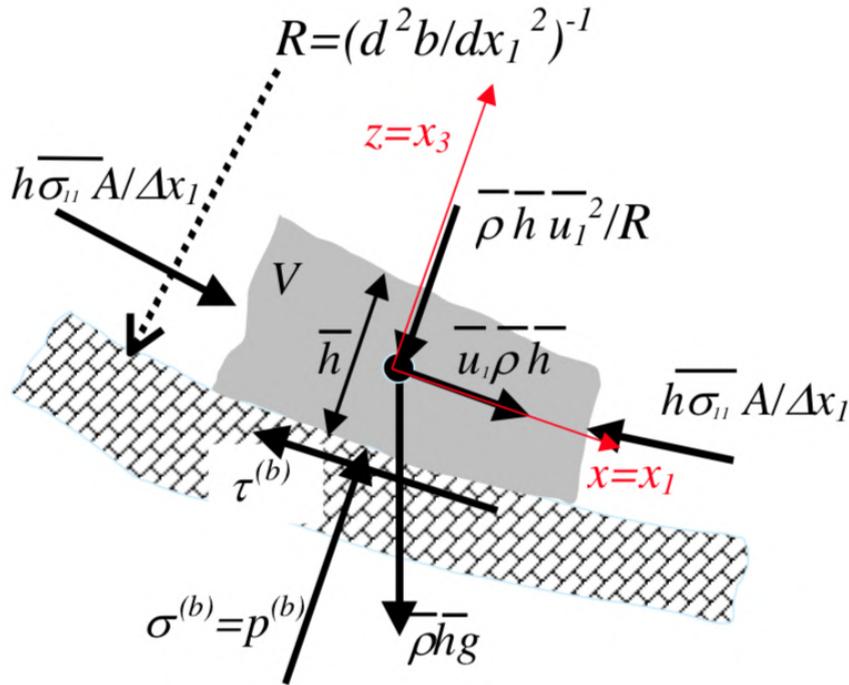


Abb. 2.10: Wirkende Kräfte auf ein Fließlawinenelement V (aus Sampl, 2007)

Das Medium des Volumens wird als inkompressibel ($\bar{c} = c_o = konst.$) angesehen. Unter dieser Annahme ergibt sich die mittlere Dichte nach

$$\bar{\rho} = c_0 \cdot \rho_{Eis} + (1 - c_0) \rho_{Luft} = konst. \quad (2.16)$$

Bei Berücksichtigung der mittleren Dichte vereinfacht sich somit die Massenbilanz zu

$$\frac{dV(t)}{dt} = \frac{d(A\bar{h})}{dt} = \Delta s \frac{\rho_{ent}}{\bar{\rho}} h_{ent} \|\bar{u}\|. \quad (2.17)$$

Die beiden Parameter ρ_{ent} und h_{ent} stehen für die Dichte und Mächtigkeit des entlang der Sturzbahn durch die Lawine aufnehmbaren Schnees. Somit stellt der Term auf der rechten Seite den Massenzuwachs dar (vgl. Sampl, 2007). Nach Fischer und Kofler (2013) kann die Schneeaufnahme auf zwei Arten erfolgen:

- frontale Schneeaufnahme

$$q = \rho_{ent} h_{ent} \quad (2.18)$$

- erosive Schneeaufnahme

$$q = \frac{\tau_b}{e_b} \|\bar{u}\| \Delta t \leq \rho_{ent} h_{ent} \quad (e_b = \text{benötigte Erosionsenergie}) \quad (2.19)$$

Die erosive Schneeaufnahme wurde durch Fischer und Kofler (2013) näher untersucht. Bis zu diesem Zeitpunkt wurde nur mit frontaler Schneeaufnahme gerechnet. Die Gleichung der Impulserhaltung für das Volumenelement wird für die entsprechende Richtung x_i wie folgt formuliert:

$$\bar{\rho} \frac{d(A\bar{h}\bar{u}_i)}{dt} = \bar{\rho} A \bar{h} \frac{d(\bar{u}_i)}{dt} + \bar{\rho} \bar{u}_i \frac{d(A\bar{h})}{dt} = \bar{\rho} A \bar{h} g_i + \oint_{\partial V(t)} \sigma_{ij} dA_j + F_i^{res} + F_i^{ent} \quad (2.20)$$

Die Impulsänderung entspricht dabei der am Element angreifenden Kräfte. Der Term auf der rechten Seite setzt sich aus der Schwerkraft ($\bar{\rho} A \bar{h} g_i$), der Summe sämtlicher Oberflächenkräfte ($\oint_{\partial V(t)} \sigma_{ij} dA_j$) sowie den beiden Kräften F_i^{res} (Widerstandskräfte infolge von Hindernissen) und F_i^{ent} (Kräfte bedingt durch das Lösen und Verformen des aufgenommenen Schnees) zusammen. Auf der linken Seite befindet sich die Änderung des Impulses. Diese kann in eine Geschwindigkeitsänderung und eine Massenänderung aufgeteilt werden.

Die Widerstandskraft F_i^{ent} hängt von der Frontbreite w_f der Lawine, der Schneemasse q und den auftretenden Kräften während der Schneeaufnahme ab. Die Kräfte resultieren aus der vereinfachten Annahme, dass sowohl für die Lösung des Schnees pro Bodenfläche e_s als auch für die Verformungsarbeit pro Volumeneinheit e_d ein bestimmter Energieanteil von Nöten ist.

$$F_i^{ent} = -w_f (e_s + q e_d) \quad (2.21)$$

F_i^{res} , die Widerstandskraft infolge von Hindernissen, hängt insbesondere vom Durchmesser \bar{d} , der Höhe h_{res} , dem mittleren Abstand zu anderen Objekten s_{res} sowie dem empirischen Beiwert c_w ab und berechnet sich zu

$$F_i^{res} = -\left(\frac{1}{2} \bar{d} c_w / s_{res}^2\right) \bar{\rho} A \min \left\{ \begin{array}{l} \bar{h} \\ h_{res} \end{array} \right\} \bar{u}^2 \frac{\bar{u}_i}{\|\bar{u}\|}. \quad (2.22)$$

Für die Beschreibung des Oberflächenkräfte-Terms wird die Elementoberfläche in Seitenfläche, Bodenfläche und freie Oberfläche aufgeteilt (vgl. Sampl, 2007).

- Bodenfläche: $x_3 = b(x_1, x_2)$
- freie Oberfläche: $x_3 = s(x_1, x_2, t)$

Mit Hilfe dieser Aufteilung sowie der entsprechenden Wahl des Koordinatensystems (x_3 -Achse steht normal zur Bodenoberfläche) kann der Term der Oberflächenkräfte mit

$$\oint_{\partial V(t)} \sigma_{ij} dA_j = \oint_{\partial V(t)} \left(\int_b^s \sigma_{ij} dx_3 \right) n_j dl - A \sigma_{i3}^{(b)} \quad (2.23)$$

beschrieben werden. Für $\sigma_{i3}^{(b)}$ wird die Bodenschubspannung $\tau_{(b)}$ angesetzt und bedingt durch die Wahl des Koordinatensystems ist $\sigma_{23}^{(b)}$ gleich null. Es verbleibt ein Oberflächenintegral, das sich über die Mantelfläche des Elements erstreckt.

Die Mantelfläche reicht von der Berandung der Bodenfläche ∂A zur Fließoberfläche $h = s-b$. dl entspricht einem Linienelement der Berandung und bei n_j handelt es sich um einen nach innen gerichteten, normal auf der Berandung stehenden Einheitsvektor. Die verbleibende Impulsbilanz erhält man durch Einsetzen in die zuvor aufgeführte Impulsgleichung 2.20 (vgl. Kofler, 2014).

$$\bar{\rho} A \bar{h} \frac{d\bar{u}_i}{dt} = \bar{\rho} A \bar{h} g_i + \oint_{\partial V(t)} \left(\int_b^s \sigma_{ij} dx_3 \right) n_j dl - A \sigma_{i3}^{(b)} + F_i^{res} + F_i^{ent} - \bar{\rho} \bar{u}_i \frac{d(A\bar{h})}{dt} \quad (2.24)$$

Nach Sampl (2007) kann die Impulsbilanz nun in x_3 -Richtung zur Bestimmung der Normalspannungsverteilung über die Höhe verwendet werden. Durch die entsprechende Wahl des Koordinatensystems und der Verwendung einer kinematischen Randbedingung lässt sich die linke Seite der Gleichung zu

$$\bar{\rho} A \bar{h} \frac{d\bar{u}_3}{dt} = \bar{\rho} A \bar{h} \frac{\partial^2 b}{\partial x_1^2} \bar{u}_1^2 \quad (2.25)$$

vereinfachen (vgl. Zwinger, 2000). Der Bruch $\frac{\partial^2 b}{\partial x_1^2}$ stellt die Geländekrümmung dar. Durch Umformung und den Wegfall von A erhält man letztendlich die Gleichung für die Normalspannungskomponente.

$$\sigma_{33} = \left(g_3 - \frac{\partial^2 b}{\partial x_1^2} \bar{u}_1^2 \right) \bar{\rho} (s - x_3) + \frac{\partial}{\partial x_1} \int_{x_3}^s \sigma_{31} dx_3 \quad (2.26)$$

2.3.3 Dimensionsanalyse

Die nachfolgend aufgeführte Dimensionsanalyse basiert auf den Ausführungen in Sampl (2007), Zwinger (2000) und Kofler (2014). Durch Betrachtung der Dimensionen können die beiden Gleichungen 2.24 und 2.26 weiter vereinfacht werden. Hierfür werden die charakteristischen Werte der in einer Lawine auftretenden physikalischen Größen definiert. Zu den in Abbildung 2.11 abgebildeten charakteristischen Größen einer Fließlawine sowie der Rutschbahn zählen die Länge L , die Mächtigkeit H , die Erdbeschleunigung g sowie der charakteristische Krümmungsradius des Geländes R . Aus den Maßstabsgrößen lassen sich anschließend zwei für Lawinen charakteristische Kennzahlen bilden:

- Aspektverhältnis: $\varepsilon = H/L$
- Krümmungsparameter: $\lambda = L/R$

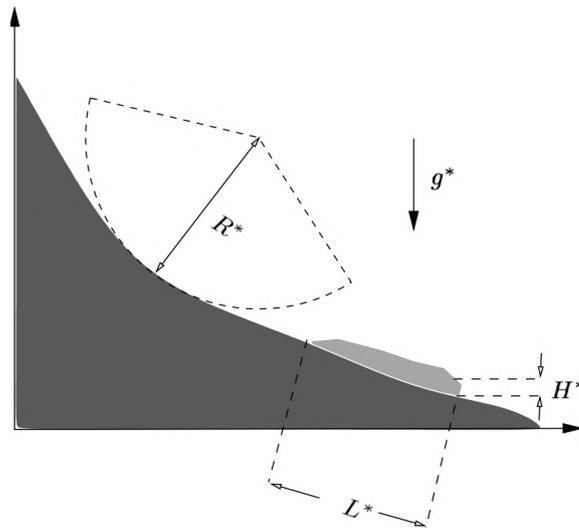


Abb. 2.11: Darstellung der charakteristischen Größen der Lawine sowie der Rutschbahn (aus Zwinger, 2000)

Im weiteren Verlauf werden die auftretenden physikalischen Größen (Länge, Höhe oder Geschwindigkeit) auf charakteristische Größen der Lawine bezogen. Daraus resultieren dimensionslose Gleichungen.

$$\begin{aligned}
 x_i &= L \cdot x_i^* \\
 (dx_3, h, \bar{h}) &= H \cdot (dx_3^*, h^*, \bar{h}^*) \\
 A &= L^2 \cdot A^* \\
 t &= \sqrt{L/g} \cdot t^* \\
 \bar{u}_i &= \sqrt{gL} \cdot \bar{u}_i^* \\
 g_i &= g \cdot g_i^* \\
 \sigma_{ii} &= \rho g H \sigma_{ii}^* \\
 \frac{\partial^2 b(x_1, x_2)}{\partial x_1^2} &= \frac{1}{R} \frac{\partial^2 b^*(x_1^*, x_2^*)}{\partial x_1^{*2}}
 \end{aligned} \tag{2.27}$$

Die Normalspannungskomponenten σ_{ii} des Spannungstensors werden in direkten Zusammenhang zum statischen Bodendruck ($\rho g H$) gesetzt. Für die von den Normalspannungen und der Verformungsgeschwindigkeit abhängigen Schubspannungen wird ein verallgemeinertes Newton'sches Materialmodell angenommen. Hierbei wird der Einfluss der Normalspannungen durch die Viskosität η berücksichtigt.

$$\tau_{ij} = \eta \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), i \neq j \tag{2.28}$$

Eine besondere Bedeutung kommt dem Verhältnis der seitlichen Schubspannungen $\sigma_{12} = \sigma_{21}$ zur Bodenschubspannung σ_{13} zu. Da ∂x_1 und ∂x_2 in der Größenordnung von L , ∂x_3 jedoch in einer Größenordnung von H vorliegt, folgt

$$O \left(\frac{\sigma_{12}}{\sigma_{13}} \right) = \frac{H}{L} = \varepsilon \ll 1. \tag{2.29}$$

Das Aspektverhältnis beschreibt das Verhältnis der Höhen- und Längenausdehnung einer Fließlawine. Da die Höhe H einer Fließlawine in der Regel kleiner als die Länge L ist, weist das Aspektverhältnis geringe Werte ($\varepsilon \ll 1$) auf. Eine Vernachlässigung ist somit bedingt durch die geringe Größe möglich.

Ersetzt man die dimensionsbehafteten Größen in Gleichung 2.26 durch die bezogenen Größen (gekennzeichnet mit einem *) erhält man eine dimensionslose Gleichung.

$$\sigma_{33}^*(x_3^*) = \left(g_3^* - \lambda \frac{\partial^2 b^*(x_1^*, x_2^*)}{\partial x_1^{*2}} \bar{u}_1^{*2} \right) \cdot (s^* - x_3^*) + \underbrace{\varepsilon \frac{\partial}{\partial x_1^*} \int_{x_3^*}^{s^*} \sigma_{13}^* dx_3^*}_{O(\varepsilon)} \quad (2.30)$$

Der letzte Term der Gleichung 2.30 entfällt aufgrund der vernachlässigbaren Größe (kleines Aspektverhältnis). Ebenso ist zu erkennen, dass die Normalspannungsverteilung hydrostatisch ist. Daraus kann die Gleichung wieder dimensionsbehaftet angeschrieben werden.

$$\sigma_{33}(x_1(l), x_2(l), x_3) = \bar{\rho} \cdot \left(g_3 - \bar{u}_1^2 \frac{\partial^2 b(x_1, x_2)}{\partial x_1^2} \right) [\bar{h}(x_1(l), x_2(l), t) - x_3] \quad (2.31)$$

Die Normalspannung am Boden ($x_3 = 0$) ergibt sich somit zu

$$\sigma^{(b)} = \bar{\rho} \cdot \left(g_3 - \bar{u}_1^2 \frac{\partial^2 b(x_1, x_2)}{\partial x_1^2} \right) \bar{h}(x_1, x_2, t). \quad (2.32)$$

Ausgehend von Gleichung 2.29 folgt, dass $\sigma_{12} = \sigma_{21}$ im Vergleich zu σ_3 vernachlässigbar ist. Führt man für das Verhältnis der Normalspannungen σ_{11}, σ_{22} zu σ_{33} den Normalspannungskoeffizienten $K_{(i)}$ ein, ergibt sich

$$\sigma_{ii} = K_{(i)} \sigma_{33}. \quad (2.33)$$

Liegen inkompressible Newton'sche Fluide und somit ein isotroper Spannungszustand vor, muss der Normalspannungskoeffizient $K_{(i)} = 1$ sein. Da die Normalspannungen einer Lawine jedoch nicht isotrop sind, werden hierfür die Erddruckkoeffizienten für $K_{(i)}$ verwendet. Im Vergleich zu einem Newton'schen Fluid, wie z.B.

Wasser, sind die Normalspannungen an einem Punkt nicht in allen Richtungen gleich groß. Die Reibung im Inneren der Lawine ist im Allgemeinen größer als an der Kontaktfläche zum Boden. Die Beschreibung erfolgt mit Hilfe des Mohr-Coulombschen Fließkriteriums

$$\tau = \tan \Phi |\sigma|. \quad (2.34)$$

Bei Φ handelt es sich um den inneren Reibungswinkel. Dieser stellt einen Zusammenhang zwischen den Schubspannungen und Normalspannungen in der Lawine her. Der effektive Bettreibungswinkel δ_{eff} beschreibt das Verhältnis zwischen Bodennormalspannung und Bodenschubspannung und muss stets kleiner als der innere Reibungswinkel sein. Ohne diese Voraussetzung würde das Material an der Kontaktfläche haften und ein Abgleiten im Inneren des Materials stattfinden.

$$\delta_{eff} = \frac{\tau^{(b)}}{\sigma^{(b)}} \quad (2.35)$$

Somit vereinfacht sich das Integral der Spannungen über die Fließhöhe aus Gleichung 2.23 zu

$$\int_b^s \sigma_{ij} dx_3 = \int_b^s K_{(i)} \sigma_{33} dx_3 = K_{(i)} \frac{\bar{h} \sigma^{(b)}}{2}. \quad (2.36)$$

Die Massenbilanz bleibt unverändert

$$\frac{d(A \bar{h})}{dt} = \Delta s \frac{\rho_{ent}}{\bar{\rho}} h_{ent} \|\bar{u}\| \quad (2.37)$$

und die Impulsgleichung lässt sich wie folgt anschreiben:

$$\frac{d\bar{u}_i}{dt} = g_i + \frac{K_{(i)}}{\bar{\rho}A\bar{h}} \oint_{\partial A} \left(\frac{\bar{h}\sigma^{(b)}}{2} \right)_{x_1(t),x_2(t)} n_i dl - \delta_{il} \frac{\tau^{(b)}}{\bar{\rho}\bar{h}} - C_{res} \frac{\bar{u}^2}{\|\bar{u}\|} \frac{\bar{u}_i}{A\bar{h}} - \frac{\bar{u}_i}{A\bar{h}} \frac{d(A\bar{h})}{dt} + \frac{F_i^{ent}}{\bar{\rho}A\bar{h}} \quad (2.38)$$

Mit Hilfe der Gleichungen 2.32, 2.37 und 2.38 können die Unbekannten $\bar{u}_1, \bar{u}_2, \bar{h}$ gelöst werden. Die Bodenschubspannung $\tau^{(b)}$ wird über das Reibungsgesetz des fließenden Materials zu $\sigma^{(b)}, \bar{h}, \bar{u}_1$ in Beziehung gesetzt, wodurch das Gleichungssystem geschlossen werden kann.

2.3.4 Reibungsmodelle

In den in Kapitel 2.3.2 behandelten Gleichungen tritt die Bodenschubspannung $\tau^{(b)}$ auf. Diese stellt die unbekannte Variable dar. Zur Lösung des Problems wird nach Sampl (2007) eine Konstitutivgleichung herangezogen. Diese beschreibt die Bodenschubspannung als Funktion des Strömungszustandes des fließenden Materials:

$$\tau^{(b)} = f(\sigma^{(b)}, \bar{u}, \bar{h}, \bar{\rho}, t, \vec{x}) \quad (2.39)$$

mit:

$\sigma^{(b)}$	Normalspannung
\bar{u}	tiefengemittelte Fließgeschwindigkeit
\bar{h}	tiefengemittelte Fließmächtigkeit
$\bar{\rho}$	tiefengemittelte Dichte
t	Zeit
\vec{x}	Ortsvektor

Für die Simulation des Fließanteils in SamosAT stellt die Reibung zwischen Lawi-

ne und Untergrund den bestimmenden Faktor dar. Innerhalb des Simulationsprogramms SamosAT sind verschiedene Bettreibungsmodelle implementiert (vgl. Sampl, 2007). Die nachfolgenden Beschreibungen der Modelle beruhen auf den Ausführungen in Sampl (2007).

Mohr-Coulomb Reibungsmodell

Mit Hilfe des Mohr-Coulomb Reibungsmodells wird das Reibungsverhalten zwischen den Kontaktflächen zweier Festkörper beschrieben. Bei der Reibung an der Kontaktfläche handelt es sich um die Schubspannung $\tau^{(b)}$. Diese ist proportional zur Normalspannung $\sigma^{(b)}$ und unabhängig von der Geschwindigkeit.

$$\tau^{(b)} = \tan \delta \cdot |\sigma^{(b)}| \quad (2.40)$$

$\tan \delta$ bezeichnet hierbei den Proportionalitätsfaktor. Dieser wird auch als Bettreibungswinkel δ bezeichnet. Die Gleichung zeigt, dass die Bewegung von Schüttmassen oder Lawinen aus der Ruhe heraus nur dann erfolgt, wenn die Neigung des Geländes größer als der Bettreibungswinkel ist. Die Problematik des Mohr-Coulomb Reibungsmodells tritt bei konstanter Neigung des Geländes, größer als der Bettreibungswinkel, auf. In diesem Fall resultiert hieraus eine konstante Beschleunigung. Diese führt zu einer „unendlichen“ Geschwindigkeit, da ein mit zunehmender Geschwindigkeit ansteigender Reibungsterm fehlt. Ein höherer Bettreibungswinkel würde diesem Problem entgegenwirken. Jedoch führt dies wiederum dazu, dass die Lawine nicht ins Fließen kommt. Somit ist das Mohr-Coulomb Reibungsmodell für Schneelawinen nur bedingt anwendbar.

Chezy-Modell

Bei dem Chezy-Modell handelt es sich um ein Reibungsmodell für turbulente Strömungen. Dieses Modell ist vor allem in der Hydraulik bekannt. Die Schubspannung

$\tau^{(b)}$ ist dabei proportional zum Quadrat der Fließgeschwindigkeit u :

$$\tau^{(b)} = c_{dyn} \bar{\rho} \cdot \bar{u}^2 \quad (2.41)$$

Der in der Formel enthaltene Proportionalitätsfaktor c_{dyn} wird als dynamische Reibungskonstante bezeichnet. In diesem Modell gilt für die Spannungskoeffizienten $K_{(i)} = 1$. Die Ergebnisse des Chezy-Modells für Schneelawinen liefern realistische Geschwindigkeiten in der Sturzbahn. Nachteil dieses Modells ist, dass Lawinen erst bei Geländeneigungen von Null zum Stillstand kommen. Somit fließt jede Lawine unabhängig von der Größe des Proportionalitätsfaktors c_{dyn} zum lokal tiefsten Ort.

Voellmy-Modell

Die beiden zuvor genannten Reibungsmodelle Chezy und Mohr-Coulomb sind aus den genannten Gründen alleinstehend nicht in der Lage die Lawindynamik bzw. Lawinenbewegung umfassend zu beschreiben. Anton Voellmy kombinierte die trockene Reibung nach Mohr-Coulomb mit dem Chezy-Modell und erhielt

$$\tau^{(b)} = \tan \delta \cdot \sigma^{(b)} + c_{dyn} \cdot \bar{\rho} \bar{u}^2. \quad (2.42)$$

Anstelle des Proportionalitätsfaktors c_{dyn} wird im klassischen Voellmy-Modell der turbulente Reibungsterm ξ verwendet (vgl. Voellmy, 1955). Mit Hilfe des von Anton Voellmy entwickelten Modells konnten bereits sinnvolle Ergebnisse für Lawinensimulationen ermittelt werden. Eine Übertragung des Parameters $\mu = \tan \delta$ auf verschiedene Lawinengrößen ist jedoch nicht möglich. Hierfür müssen verschiedene Werte verwendet werden.

Samos99-Reibungsmodell

In Samos99, der Vorgängerversion des aktuellen SamosAT Programms, wurde ebenfalls eine Kombination des Chezy-Modells und des Mohr-Coulomb-Modells herangezogen. Jedoch unterscheidet sich die Kombination vom Voellmy-Modell.

Aufgrund des hohen Volumenanteils der Partikel in der Fließschicht kann der Effekt des zwischen den Partikeln gelagerten Gases vernachlässigt werden. Die im Samos99-Reibungsmodell verwendeten Gleichungen beziehen sich daher auf eine einphasige Strömung eines granularen Mediums. Ausgehend von dem Geschwindigkeitszustand werden zwei Grenzfälle unterschieden (vgl. Sampl, 2007):

- **Quasistationäres Fließen:** Dieser Grenzfall ist von langen interpartikulären Kontakten geprägt. Das Verhalten des Granulats gleicht einem ideal plastischen Festkörper, der sich ständig verformt. Diesem Fließregime wird das Mohr-Coulomb'sche Fließkriterium zugrunde gelegt.
- **Schnelles Fließen:** Der Impulsaustausch zwischen den Partikeln erfolgt über Stöße. Der Kontakt zwischen den Partikeln ist nur von kurzer Dauer. In diesem Fließzustand tritt ein granularer Druck auf. Dieser ist proportional zum Quadrat der Scherung.

Im Samos99-Reibungsmodell wird eine Zweischichtenstruktur der schnellfließenden Lawine angenommen. In dieser Zweischichtenstruktur fließt der größte Teil der Fließschicht als quasistationärer Körper auf einer sehr dünnen Schicht zu Tal. Die dünne Schicht weist bedingt durch eine hohe Scherrate eine hohe granulare Temperatur auf. Durch die von Savage und Hutter (1989) eingeführte Betrachtungsweise wird die komplexe Lawinendynamik stark vereinfacht. Mittels einer dynamischen Randbedingung für die dünne Scherschicht wird die Beziehung zwischen den Normal- und Tangentialspannungskomponenten festgelegt. Liegt quasistationäres Fließen vor, so gilt das Mohr-Coulomb'sche Kriterium mit dem Bettreibungswinkel δ . Im Gegensatz zum quasistationären Fließen dominieren im Bereich des schnellen Fließens interpartikuläre Kollisionen in der unteren Randschicht.

Die Beziehung für schnelles Fließen lässt sich somit wie folgt definieren:

$$\frac{\tau^{(b)}}{\rho \cdot \bar{u}^2} = f\left(\frac{h_s}{d_p}, c_R\right) \quad (2.43)$$

mit:

$\tau^{(b)}$	Schubspannung
ρ	Dichte des Partikelmaterials
u	Geschwindigkeit der Fließlawinenhauptschicht
h_s	Mächtigkeit der dünnen Scherschicht
d_p	Durchmesser der Eispartikel
c_R	Restitutionskoeffizient der Eispartikel

Sind der Durchmesser und der Restitutionskoeffizient der Eispartikel sowie die Mächtigkeit der dünnen Scherschicht gegeben, ist der rechte Term der Gleichung konstant.

Nach Umformung ergibt sich somit

$$\tau^{(b)} = konst. \cdot \bar{\rho} \cdot \bar{u}^2 = \tan \delta \cdot c_{dyn} \cdot \bar{\rho} \cdot \bar{u}^2. \quad (2.44)$$

Die Konstante c_{dyn} wird aus Messungen oder Beobachtungen bestimmt. Betrachtet man $p_{gran} = c_{dyn} \cdot \bar{\rho} \cdot \bar{u}^2$ als granularen Druck in der Scherschicht, so lässt sich die Bodenschubspannung mit

$$\tau^{(b)} = p_{gran} \tan \delta \quad (2.45)$$

darstellen. Übersteigt der granulare Druck den Bodendruck durch Lawinenlast wird ein Übergang vom quasistatischen zum schnellen Fließen angenommen. Die Bodenrandbedingung lässt sich durch den Vergleich der beiden Fließregime wie folgt darstellen:

$$\tau^{(b)} = -\frac{\bar{u}_1}{\|\bar{\mathbf{u}}\|} \tan \delta \cdot \max(|\sigma^{(b)}|, c_{dyn} \bar{\rho} \bar{u}^2) \quad (2.46)$$

Für die kritische Geschwindigkeit, bei der ein Wechsel zwischen quasistatischem und

schnellem Fließen stattfindet, ergibt sich:

$$\bar{u}_c = \sqrt{\frac{|\sigma^{(b)}|}{c_{dyn} \bar{\rho}}} \quad (2.47)$$

Logarithmisches Reibungsmodell

Mit Hilfe der turbulenten Grenzschichttheorie lassen sich weitere Erkenntnisse für das Verhalten von Strömungen an rauen Untergründen gewinnen (siehe Herwig und Schmandt, 2018). Im Falle eines vollkommen rauen Untergrundes, wie z.B. bei Lawinen, kann in unmittelbarer Bodennähe ein logarithmisches Geschwindigkeitsprofil abgeleitet werden:

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{x_3}{R} + B \quad (2.48)$$

mit:

- κ Karman'sche Konstante (0.4 für Newtonsche Flüssigkeiten)
- R Bodenrauigkeit
- B empirisch zu bestimmende Konstante
- u_* Schubspannungsgeschwindigkeit

Das logarithmische Geschwindigkeitsprofil $u(x_3)$ ist proportional zum Abstand von der Geländeoberfläche x_3 und wird als „universelles Wandgesetz“ bezeichnet. Die Schubspannungsgeschwindigkeit definiert sich zu:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau^{(b)}}{\bar{\rho}}} \quad (2.49)$$

Bei Kanalströmungen mit vorgegebener Mächtigkeit \bar{h} lässt sich in größeren Entfernungen ein logarithmisches Geschwindigkeitsprofil von der Wand ableiten.

Dieses wird als „Mittengesetz“ bezeichnet:

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = \frac{u_{max}}{u_*} + \frac{1}{\kappa} \ln \frac{x_3}{\bar{h}} \quad (2.50)$$

u_{max} entspricht der Geschwindigkeit an der Oberfläche ($x_3 = \bar{h}$). Setzt man nun das Mittengesetz dem universellen Wandgesetz gegenüber, so ergibt sich

$$\frac{u_{max}}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{\bar{h}}{R} + B. \quad (2.51)$$

Wird nun die Formel für die Schubspannungsgeschwindigkeit eingesetzt und u_{max} durch die tiefengemittelte Geschwindigkeit \bar{u} ersetzt, folgt hieraus die Bodenschubspannung $\tau^{(b)}$:

$$\tau^{(b)} = \frac{\bar{\rho} \bar{u}^2}{\left(\frac{1}{\kappa} \ln \frac{\bar{h}}{R} + B \right)^2} \quad (2.52)$$

Somit wird zusätzlich zum Chezy-Modell, das eine Näherung der Bodenreibung in turbulenten Strömungen darstellt, eine Abhängigkeit der Schubspannung von der Fließmächtigkeit und der Bodenrauigkeit berücksichtigt. Mit zunehmender Fließmächtigkeit bzw. abnehmender Bodenrauigkeit kommt es zu einer Verringerung der Reibung.

Wird zusätzlich eine Coulomb'sche Reibung berücksichtigt, ergibt sich

$$\tau^{(b)} = \tan \delta \cdot \sigma^{(b)} + \frac{\bar{\rho} \bar{u}^2}{\left(\frac{1}{\kappa} \ln \frac{\bar{h}}{R} + B \right)^2}. \quad (2.53)$$

SamosAT-Modell

Dieses Reibungsmodell wird in der vorliegenden Arbeit für die Simulation der Lawinen verwendet. Im Gegensatz zum Vorgängermodell Samos99 wird im SamosAT-Standardmodell das logarithmische Reibungsmodell berücksichtigt. Die flächenbezogene Reibungskraft am Boden (Wandschubspannung) $\tau^{(b)}$ ergibt sich nach Sampl (2007) zu:

$$\tau^{(b)} = \tau_0 + \tan \delta \cdot \left(1 + \frac{R_s^0}{R_s^0 + R_s} \right) \cdot \sigma^{(b)} + \frac{\bar{\rho} \bar{u}^2}{\left(\frac{1}{\kappa} \ln \frac{\bar{h}}{R} + B \right)^2} \quad (2.54)$$

mit:

$\tau^{(b)}$	Wandschubspannung
τ_0	Mindestschubspannung
R_s	Verhältnis zwischen turbulenten Kräften und Normaldruck
R_s^0	empirisch zu bestimmende Konstante

Nachfolgend werden die einzelnen Bestandteile der Gleichung 2.54, beruhend auf der Parameterbeschreibung in Oberndorfer und Granig (2007), näher erläutert:

Mindestschubspannung τ_0 [N m⁻²]: Ein Fließen der Lawine findet nur statt, wenn die Mindestschubspannung τ_0 durch antreibende Kräfte überwunden wird. Die Mindestschubspannung stellt somit die unterste Grenze dar, die überwunden werden muss. Damit sich eine Lawine in Bewegung setzt muss $\rho h g \sin(\alpha) > \tau_0$ sein. Der Winkel α entspricht der Geländeneigung. Die Mindestschubspannung τ_0 ist unabhängig von der Fließmächtigkeit. Da somit seichte Lawinen überproportional stark abgebremst werden, wird die Mindestschubspannung so gewählt, dass sich der Term nur bei geringen Fließmächtigkeiten von weniger als 0.5 m auswirkt.

Tangens des Bettreibungswinkels $\tan \delta$: Der Tangens des Bettreibungswinkels entspricht der trockenen Reibung μ . Wird der Bettreibungswinkel erhöht, so wird die Lawine gebremst.

Karman'sche Konstante κ : Nach Herwig und Schmandt (2018) handelt es sich bei der karman'schen Konstante um eine durch Messungen bestimmbare Konstante. Diese tritt insbesondere bei turbulenten Strömungen in Grenznähe auf.

Bettreibungsüberhöhung mit abnehmender Geschwindigkeit R_s^0 : Bei R_s^0 handelt es sich um eine empirische Konstante. Mit Hilfe des Parameters wird das Auseinanderfließen der Lawine im Ablagerungsbereich bestimmt. Durch die Erhöhung von R_s^0 kommt es zu einem kontinuierlichen Anstieg des Bettreibungswinkels im Auslaufbereich.

R_s : $R_s = (\rho \cdot u^2 / \sigma^{(b)})$ beschreibt das Verhältnis zwischen dem Normaldruck aufgrund der Lawinenlast am Boden sowie den turbulenten Kräften. Mit der empirisch zu bestimmenden Konstante R_s^0 wirkt sich der Term $(R_s^0 / R_s + R_s)$ auf den Bettreibungswinkel aus. Dieser erhöht sich bei geringerer Geschwindigkeit und steigendem Bodendruck. Diese Berücksichtigung verhindert ein langsames Auseinanderkriechen der Lawine im Auslaufbereich trotz eines bereits nahezu eingetretenen Stillstandes.

Normalspannung $\sigma^{(b)}$ [N m^{-2}]: $\sigma^{(b)}$ entspricht dem Bodendruck durch die Lawinauflast.

Rauigkeitskonstante R [m]: Bei der Rauigkeitskonstante R handelt es sich um die geometrische Rauigkeit des Bodens. Wird die Rauigkeit herabgesetzt, so erreichen die Lawinen höhere Geschwindigkeiten und größere Auslaufweiten.

Dimensionslose Konstante B : Die in der Formel für die Wandschubspannung des SamosAT-Modells enthaltene dimensionslose Konstante B ist eine Rauigkeitskonstante und stammt ebenfalls aus der Grenzschichttheorie.

Nassschneemodell

Eine Vielzahl dynamischer Lawinensimulationsmodelle berücksichtigt nicht den Einfluss der Temperatur, der Verflüssigung sowie den Anteil flüssigen Wassers im Lawinenschnee (siehe Christen et al., 2010; Mergili et al., 2012; Sheridan et al., 2005). Die Fließeigenschaften von Nassschneelawinen unterscheiden sich aufgrund des signifikanten Wassergehalts grundlegend von den Fließeigenschaften trockener Lawinen (vgl. Sampl, 2018). Valero et al. (2016) unterscheiden drei unterschiedliche Quellen für in Lawinen enthaltenes Wasser:

- Bereits in der Schneedecke im Anbruchgebiet enthaltenes Wasser.
- Eintrag durch die Aufnahme (Entrainment) von feuchtem Schnee.
- Während der Bewegung der Lawine durch Reibungswärme produziertes Schmelzwasser.

Bedingt durch das enthaltene Wasser weisen Nassschneelawinen eine wesentlich höhere Dichte auf als trockene Fließlawinen (siehe Tab. 2.2).

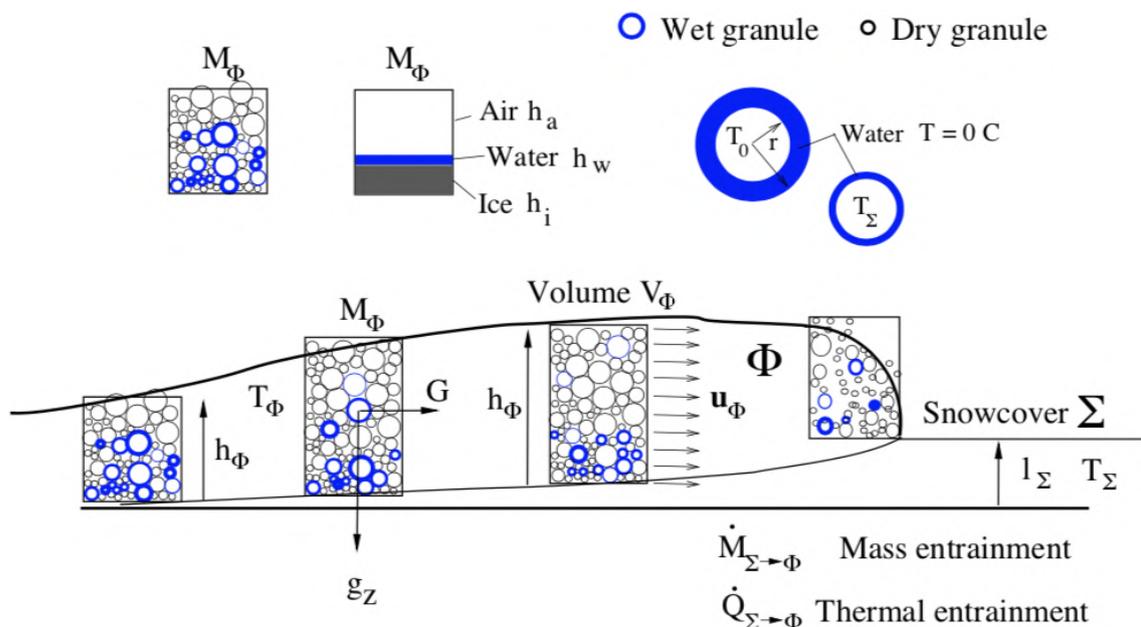


Abb. 2.12: Modell einer Nassschneelawine (aus Valero et al., 2016)

Die Abbildung 2.12 zeigt den modellhaften Aufbau einer Nassschneelawine mit einer Geschwindigkeit u_Φ . Der Kern Φ weist eine Masse M_Φ und eine entsprechende Dichte ρ_Φ auf. Es wird angenommen, dass sich das Wasser an den Oberflächen der Partikel befindet. Denn die Erwärmung bzw. die Schmelzvorgänge konzentrieren sich aufgrund von Reibung und Kollisionen zwischen den Partikeln an der Partikeloberfläche. Der Wassergehalt in der Lawine beeinflusst maßgeblich die Interaktionen zwischen einzelnen Partikeln sowie zwischen Partikeln und der Bodenoberfläche. Es ist anzunehmen, dass sich die Temperatur zwischen inneren und äußeren Schichten der Partikel unterscheidet. Ebenso liegt eine Variation der Temperatur T_Φ über die Fließmächtigkeit vor. Diese mittlere Fließtemperatur der Lawine T_Φ kann nie die Schmelztemperatur von Eis ($T_m = 273.15$ K) überschreiten. Die Temperatur des Lawinenschnees bestimmt sich aus der Anfangstemperatur T_0 des Schnees im Anbruchgebiet, Dissipation von Bewegungsenergie durch Scherung \dot{Q}_Φ , Wärmeeinbringung durch aufgenommenen Schnee $\dot{Q}_{\Sigma \rightarrow \Phi}$ sowie der Energie \dot{Q}_w , die für den Phasenübergang notwendig ist (latente Wärme) (vgl. Valero et al., 2015). Letztere tritt jedoch erst auf wenn die Fließtemperatur der Lawine die Schmelztemperatur erreicht.

SamosAT WSA

Im Auftrag der Wildbach- und Lawinenverbauung erweiterte das Technologieunternehmen AVL List GmbH die Lawinensimulationssoftware SamosAT um ein Fließmodell für Nassschneelawinen (WSA = Wet Snow Avalanche). Hierbei handelt es sich um das zweite im Rahmen dieser Arbeit verwendete Reibungsmodell. Die nachfolgende Beschreibung des Modells geht auf den Bericht von Sampl (2018) zur Erweiterung der Simulationssoftware SamosAT zurück. Im Nassschneemodell wird die Schneetemperatur bzw. bei einer Temperatur von 0°C der Wassergehalt für die Anbruch- und Aufnahmegebiete definiert. Mit steigender Temperatur respektive ansteigendem Wassergehalt verringert sich die Coulombsche Reibung μ . Das Nassschneemodell berücksichtigt neben den speziellen Reibungseigenschaften zudem Kohäsionskräfte innerhalb der Lawine.

Die Reibungswärme während eines Lawinenabgangs führt zu einer Erwärmung der Schneemassen. Dies legt bereits die Tatsache nahe, dass die gesamte potentielle Energie, die sich aus der Masse m sowie der Fallhöhe Δz unter dem Einfluss der Erdbeschleunigung g ergibt, dissipiert wird. Diese Energie trägt zu einer Erhöhung der Wärmeenergie ($mc_p\Delta T$) bei, wodurch sich die Temperaturerhöhung wie folgt darstellen lässt:

$$\Delta T = \frac{g}{c_p} \Delta z \quad (2.55)$$

Ausgehend von einer Erdbeschleunigung ($g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$) und einer spezifischen Wärme für Eis ($c_p = 2.05 \text{ kJ kg}^{-1}$) ergibt sich ein ungefährender Wert von $1/200 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$. Dies bedeutet, dass sich der Lawinenschnee um $1 \text{ }^\circ\text{C}$ pro 200 m Fallhöhe erwärmt. Voraussetzung dieser Annahme ist, dass kein Wärmeaustausch mit der Umgebung stattfindet und die Temperatur des Schnees unter $0 \text{ }^\circ\text{C}$ bleibt. Falls die Lawine nach einer bestimmten Fallhöhe Δz noch eine Geschwindigkeit u aufweist, so muss von der Wärmeenergie die kinetische Energie ($E_{kin} = 0.5mu^2$) abgezogen werden. Sobald die Lawine eine gleichförmige Temperatur von $0 \text{ }^\circ\text{C}$ erreicht hat, führt eine weitere Energiezufuhr zum Schmelzen des Schnees. Betrachtet man die Kennwerte für Eis und Wasser, so zeigt sich, dass Eis eine gute Wärmeleitfähigkeit aufweist (siehe Tabelle 2.4).

Tab. 2.4: Kenngrößen für Eis und Wasser (aus Sampl, 2018)

Kenngrößen	Eis	Wasser
Dichte in $[\text{kg m}^{-3}]$	916.2 bei $0 \text{ }^\circ\text{C}$	998.8
Wärmeleitfähigkeit in $[\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}]$	2.22	0.56
Spezifische Wärme in $[\text{kJ kg}^{-1}]$	2.05	4.187

Das Verhältnis von Volumen zu Oberfläche beeinflusst entscheidend die Wärmeleitung bei Eiskristallen. Beispielsweise weisen Eiskristalle mit platten- bzw. nadelförmiger Struktur ein kleines Verhältnis und somit eine rasche Wärmeleitung ins Innere auf. Aufgrund der guten Wärmeleitfähigkeit kann angenommen werden, dass

sich die Eispartikel bei konstanter Wärmezufuhr gleichförmig auf Schmelztemperatur erwärmen und erst anschließend von außen nach innen schmelzen. Grundsätzlich erfolgt die Erwärmung durch Reibung überwiegend in einer Scherschicht am Boden (vgl. Valero et al., 2016). Da das Simulationsprogramm SamosAT jedoch ein fließtiefengemittelttes Modell ist, können sowohl die Temperatur als auch der Wassergehalt nicht über die Tiefe berechnet werden. Daher wurde im Simulationsprogramm SamosAT die Annahme getroffen, dass eine gute Durchmischung des Lawinenschnees vorliegt.

Für jedes Schneeelement wird daher dessen spezifische Totalenthalpie h^* mitberechnet. Die Totalenthalpie ergibt sich zu

$$h^* = h + g z + \frac{u^2}{2}. \quad (2.56)$$

mit:

h Enthalpie eines Schneeelements in $[\text{kJ kg}^{-1}]$

g Erdbeschleunigung in $[\text{m s}^{-2}]$

z Höhenkoordinate in $[\text{m}]$

u Geschwindigkeit in $[\text{m s}^{-1}]$

Unter der zuvor genannten Annahme, dass kein Wärmeaustausch mit der Umgebung erfolgt, bleibt die Totalenthalpie für jedes Element konstant. Diese ergibt sich aus der Temperatur T_0 , dem Wassergehalt w_0 sowie der Höhenkoordinate z_0 und der spezifischen Enthalpie $h = c_{p,e} T_0$ bei Simulationsbeginn bzw. im Anbruchgebiet.

$$h_0^* = c_{p,e} T_0 + w_0 h_f + g z_0 \quad (2.57)$$

Somit lässt sich die spezifische Enthalpie für jeden Ort nach folgender Gleichung berechnen:

$$h = h_0^* - gz - \frac{u^2}{2} \quad (2.58)$$

Über die spezifische Enthalpie lässt sich auf die mittlere Temperatur T sowie den mittleren Wassergehalt w am entsprechenden Ort rückschließen. Für die Simulation von Nassschneelawinen wird in SamosAT ein Voellmy-Modell mit konstantem Geschwindigkeitsbeiwert ξ verwendet. Der Bettreibungskoeffizient μ ist von der tiefengemittelten Enthalpie abhängig und berechnet sich im Modell SamosAT WSA nach

$$\mu = \mu_d e^{-\frac{h}{h_{ref}}} . \quad (2.59)$$

Für μ_d wird ein Wert von 0.2 verwendet und die Konstante h_{ref} weist einen Wert von 20 000 auf.

2.3.5 Numerik

Die nachfolgende Beschreibung der Numerik beruht auf den Ausführungen in Sampl (2007), Sampl und Granig (2009) und Kofler (2014). Die Lösung der Massen- und Impulsgleichungen bedarf eines numerischen Verfahrens. Im Simulationsprogramm SamosAT wird hierfür ein **SPH**-Verfahren (**S**moothed **P**article **H**ydrodynamics) herangezogen. Für die Berechnung erfolgt eine Unterteilung der Fließlawine in diskrete Massenpunkte mit der Masse $m_{p,i}$. Vor jedem Zeitschritt werden die diskreten Massenpunkte auf die Knoten v_i raumfester Fließlawinenzellen übertragen. Die Masse an jedem Rasterknoten ergibt sich zu

$$m_{v,i} = \sum_j^{n_i} m_{p,j} . \quad (2.60)$$

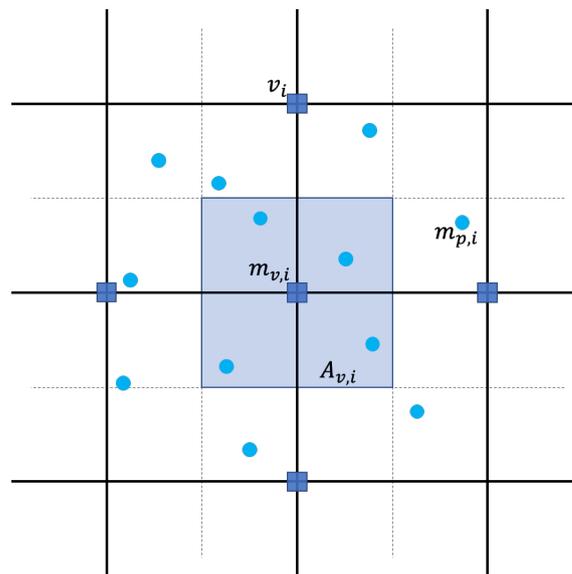


Abb. 2.13: Massenpunkte der Fließlawine im Rechengitter (aus Sampl, 2007, abgeändert)

Wie in Abbildung 2.13 zu erkennen, wird jedem Rasterknoten eine Grundfläche $A_{v,i}$ zugewiesen. Mit Hilfe dieser Grundfläche, der Fließdichte sowie der entsprechenden Masse am Knoten lässt sich die lokale Fließmächtigkeit berechnen.

$$\bar{h}_{v,i} = \frac{m_{v,i}}{\bar{\rho} A_{v,i}} \quad (2.61)$$

Anschließend kann mittels einer bilinearen Rückinterpolation aus den Fließmächtigkeiten an den einzelnen Knoten die Fließmächtigkeit $\bar{h}_{p,j}$ an jedem Massenpunkt bestimmt werden.

$$\bar{h}_{p,j} = \frac{1}{\bar{\rho}} \sum_j^{n_i} m_{p,j} W \quad (2.62)$$

W stellt hierbei die SPH-Kernfunktion dar und weist die Dimension m^{-2} auf. Letztendlich lässt sich die Bodenfläche eines Massenpunktes bestimmen.

$$A_{p,i} = \frac{m_{p,i}}{\bar{\rho} \bar{h}_{p,i}} \quad (2.63)$$

Die Fließgeschwindigkeit wird an jedem Rasterknoten als Summe der Impulse dividiert durch die Summe der Massen sämtlicher umliegenden Massenpunkte berechnet.

$$\bar{u}_{v,i} = \frac{\sum_j^{n_i} m_{p,j} \vec{u}_j}{\sum_j^{n_i} m_{p,j}} \quad (2.64)$$

Die seitlichen Druckkräfte F_i , die auf einen Massenpunkt wirken, werden an der (gedachten) Berandung des entsprechenden Massenpunktes berechnet.

$$F_i = K_{(i)} \oint_{\partial A_p} dl \int_{b(x_1,x_2)}^{s(x_1,x_2,t)} \sigma_{33}(x_1(l), x_2(l), x_3) \cdot n_i dx_3 \quad (2.65)$$

Die Berandung wird als Quadrat mit der Seitenlänge $\Delta s = \sqrt{A_p}$ angenähert. Dieses Quadrat ist in die momentane Fließrichtung ausgerichtet. Der Bodendruck σ_{33} wird wiederum zunächst an den Rasterknoten ermittelt. Anschließend kann aus den Druckwerten an den Knoten auf jeden beliebigen Punkt interpoliert werden. Die Druckkraft wird folgendermaßen ermittelt:

$$F_i = K_{(i)} \frac{\Delta s}{2} \left((\bar{h} \sigma_{33})_{x_{p,i} - \frac{\Delta s}{2}} - (\bar{h} \sigma_{33})_{x_{p,i} + \frac{\Delta s}{2}} \right) \quad (2.66)$$

Im Anschluss erfolgt die Berechnung der neuen Geschwindigkeiten der Massenpunkte. Die Geschwindigkeit der Partikel wird zum einen durch Massenaufnahme reduziert. Die aufgenommene Schneemasse kann wie folgt errechnet werden:

$$\Delta m_p = \rho_{ent} h_{ent} \Delta s \|\vec{u}\| \Delta t \quad (2.67)$$

h_{ent} entspricht der Mächtigkeit und ρ_{ent} der Dichte des aufnehmbaren Schnees in der Zelle. Des Weiteren tritt durch Verformungsarbeit an den Partikeln und das Lösen von Partikeln am Boden ein Verlust an kinetischer Energie auf. Dies führt ebenso zu

einer Verringerung der Geschwindigkeit und wird durch die Widerstandskraft F_i^{ent} berücksichtigt. Somit lässt sich die Impulsgleichung vollständig diskretisieren. Die Geschwindigkeit für den nächsten Zeitschritt kann zu

$$u_i^{k+1} = \frac{u_i^k + \Delta t \cdot \left(g_i + \frac{F_i + F_i^{ent}}{m_p} \right)}{1 + \Delta t \cdot \left(\frac{\tau^{(b)}}{\bar{\rho} h} \|\vec{u}\|^k + C_{res} \|\vec{u}\|^k \right)} - u_i^k \frac{m_p}{m_p + \Delta m_p} \quad (2.68)$$

mit:

- k aktueller Zeitschritt
- $k + 1$ nächster Zeitschritt
- Δt Länge des Zeitschrittes

berechnet werden. Mit Hilfe der Geschwindigkeit für den neuen Zeitschritt kann die neue Position des Massenpunktes ermittelt werden.

$$X_i^{k+1} = X_i^k + \frac{\Delta t}{2} (u_i^k + u_i^{k+1}) \quad (2.69)$$

Methodik und Simulationskonzept

Bei einem Simulationskonzept handelt es sich um ein „Kochrezept“, mit dessen Hilfe die Durchführung von Lawinensimulationen nach einem standardisierten Verfahren ermöglicht wird. Das im Rahmen dieser Arbeit verwendete Simulationskonzept beruht auf der Vorarbeit von Fischer und Kofler (2013), Kofler und Fischer (2015) sowie Kofler et al. (2016). Für die Untersuchung der Unsicherheiten im Rahmen des Simulationsprozesses wurde dieses Konzept entsprechend erweitert. Eine detaillierte Darstellung des Aufbaus des Simulationskonzepts sowie der Vorgehensweise bei dessen Verwendung für die Bearbeitung der einzelnen Forschungsfragen findet sich in Kapitel 4. Die grundsätzlichen Bestandteile des Lawinensimulationskonzepts sind:

- 1. Simulationsmodell,**
- 2. Simulationsinput**
- 3. und Simulationsoutput.**

Durch die Verwendung des Simulationskonzepts wird eine einheitliche Vorgehensweise gewährleistet und somit die Vergleichbarkeit der Ergebnisse ermöglicht. Dies ist insbesondere dann wichtig, wenn ein Vergleich der Ergebnisse verschiedener Modelle bzw. eine Kombination der Variation unterschiedlicher Parameter stattfindet. Die im Rahmen des Konzepts verwendeten Eingangsgrößen bzw. definierten Standardgrößen werden in Kapitel 3.2 näher erläutert.

3.1 Simulationsmodell

In der gegenständlichen Arbeit werden zwei Simulationsmodelle näher betrachtet. Neben dem Standardmodell für Fließlawinen (DFA) wird das neue Nassschneelawinenmodell (WSA) verwendet. Die Simulationsmodelle setzen sich jeweils aus einem physikalischen Strömungsmodell und einer darauf abgestimmten numerischen Berechnungsmethode zusammen (vgl. Fischer und Kofler, 2013). Die beiden Modelle sind in Kapitel 2.3.4 näher beschrieben.

3.2 Simulationsinput

Die Simulationsergebnisse werden maßgeblich durch die Wahl der Eingangsgrößen aus vier Bereichen beeinflusst. Nach Kofler et al. (2016) lässt sich der Baustein Simulationsinput in die vier Bestandteile

- Randbedingungen,
- Anfangsbedingungen,
- Prozessparameter und
- Numerische Parameter unterteilen.

3.2.1 Randbedingungen: Topographie

Die Randbedingungen setzen sich aus der gewählten Topographie, dessen räumlicher Auflösung und den definierten Anbruchgebieten zusammen. Für die Lawinensimulation mit SamosAT wird ein Geländemodell mit einer räumlichen Auflösung von 5 m x 5 m verwendet. Das DHM stellt eine Annäherung an das winterliche Gelände dar. Auf eine durch Vorlawinen auftretende Geländeänderung wird im Rahmen dieser Arbeit nicht näher eingegangen. Ausgehend von dem Geländemodell wird ein Simulationsgitter erzeugt, auf dem die Berechnung durchgeführt wird. Die Abgrenzung der Anbruchgebiete erfolgte durch Experten der WLW und der ZAMG.

Speziell der Einfluss verschiedener Anbruchgebiete, die sich in Hinblick auf Seehöhe und Flächenausdehnung unterscheiden, stellt einen interessanten Aspekt dar, auf den im Rahmen dieser Arbeit näher eingegangen wird.

Verwendete Topographien: Die treibende Kraft für Lawinen ist die Gravitationskraft. Die Form des Lawinenpfades spielt bei der Entwicklung der Lawinenbewegung eine entscheidende Rolle. Ein Lawinenpfad ergibt sich aus dem natürlichen Gelände und kann mithilfe von zwei Kenngrößen beschrieben werden: Fallhöhe und Längenausdehnung. Darüber hinaus können dreidimensionale Eigenschaften der Topographie (Kanalisation, Krümmung etc.) die Lawinendynamik maßgeblich beeinflussen. Form und Steilheit der Topographie wirken sich jeweils auf die Entwicklung der Geschwindigkeit einer Lawine aus (vgl. Fischer und Winkler, 2011; Kofler, 2014). Innerhalb dieser Arbeit wurden neben drei natürlichen Geländemodellen zwei generische Topographien für die Simulation der Lawinen berücksichtigt. Die Charakteristika der verwendeten Geländemodelle werden im Nachfolgenden näher beschrieben.

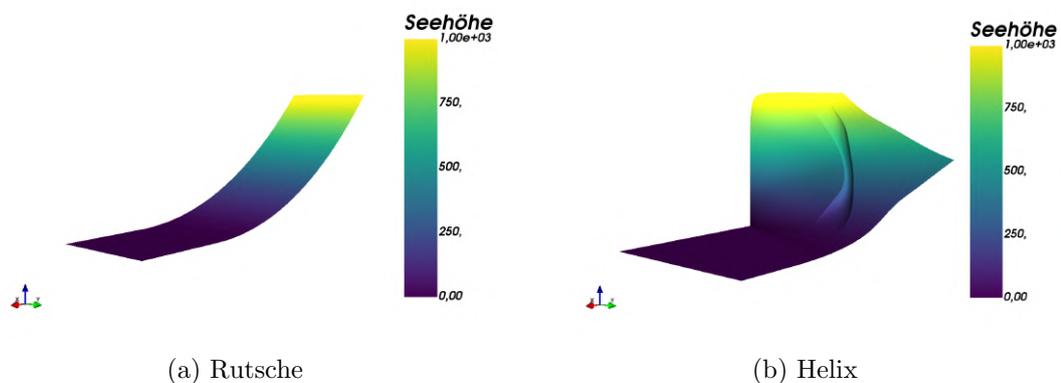


Abb. 3.1: Verschiedene generische Topographien

- **Rutsche:** Im Rahmen eines Projektes verwendeten Fischer und Winkler (2011) für verschiedenste Analysen mit SamosAT eine idealisierte zweidimensionale Rutsche (siehe Abbildung 3.1a). Hierfür wurden 80 Lawinenereignisse innerhalb Österreichs in Bezug auf Fallhöhe, Längenausdehnung und Krümmung untersucht und ein Polynom zweiten Grades ermittelt.

Die x -Koordinate stellt die Längenausdehnung dar. Die Höhenkoordinate wird mit Hilfe der z -Koordinate angegeben. Die y -Koordinate beschreibt die seitliche Ausdehnung der Oberfläche der Rutsche in positiver und negativer Richtung. Die laterale Ausdehnung der Rutsche beträgt $-1000 \text{ m} < y < 1000 \text{ m}$. In longitudinaler Richtung erstreckt sich die künstliche Topographie von $0 \text{ m} < x < 3500 \text{ m}$.

$$z(x) = \begin{cases} Ax^2 + Bx + C & \text{für } x \leq \frac{-B}{2A} \\ \frac{-B^2}{4A} + C & \text{für } x > \frac{-B}{2A} \end{cases} \quad (3.1)$$

Die Polynom-Parameter sind $A = 0.000\,158$, $B = -0.821\,131$ und $C = 1061.832\,865$. Die durchschnittliche Neigung des Anbruchgebietes ist 38° . Das Referenz-Anbruchgebiet umfasst eine Fläche von 5.25 ha .

- **Helix:** Die Helix stellt die zweite künstliche Topographie dar, die im Rahmen dieser Arbeit verwendet wurde. Zusätzlich zur Helixform mit einer positiven Helizität (Windungsrichtung rechtsgängig) weist die Topographie einen kanalisierten Lawinenverlauf im Bereich der Sturzbahn auf (siehe Abbildung 3.1b). Nach einer anfänglichen Verengung der Lawinenbahn erweitert sich diese wiederum in Richtung des Ablagerungsbereichs. Der Kurvenradius der Rinne beträgt 50 m . Die durchschnittliche Neigung des Anbruchgebietes, mit einer Fläche von 5.07 ha , ist 38° . Die maximale Fallhöhe beträgt 1000 m .
- **Natürliche Topographien:** Neben den zuvor beschriebenen künstlichen Topographien werden in der vorliegenden Arbeit zudem drei natürliche Geländemodelle verwendet. Für die Sensitivitätsanalyse wurden die Grosstal-Lawine im Paznauntal, die Kessellahner-Lawine am Dobratsch in den Villacher Alpen sowie eine weitere Lawine nahe der in der Steiermark gelegenen Planneralm verwendet. Die Geländemodelle dieser Lawinenzüge sind in Anhang A dargestellt. Während es sich bei der Lawine an der Planneralm um eine flächige Lawine handelt, weisen die beiden Lawinenzüge in den Villacher Alpen so-

wie dem Paznauntal einen stark kanalisierten Verlauf auf. Im Auslaufbereich erweitert sich die Lawinenbahn der beiden letzten Lawinenzüge zunehmend.

In Tabelle 3.1 sind die mittlere Seehöhe, Masse sowie mittlere Neigung der Anbruchgebiete, der in Kapitel 4.2 beschriebenen Variationen, aufgeführt. Die Berechnung der Seehöhe sowie der Neigung erfolgte durch eine Flächengewichtung der Mittelwerte sämtlicher Anbruchgebiete einer Lawine. Die Masse bezieht sich jeweils auf die Referenz mit der Anbruchmächtigkeit d_{msc} . Neben der Referenz-Variation sind die Werte der Seehöhen-Variation und Flächenänderung dargestellt.

Tab. 3.1: Kennwerte der Anbruchgebiete der Lawinenzüge (Referenz „fett“ dargestellt)

Lawinenzug		mittlere Seehöhe in [m]	Masse in [kt] bei d_{msc}	Neigung in [°]
Dobratsch	oben	1957	44.62	44.7
	unten	1560		53.0
	- 25 %	1995		40.3
Grosstal	oben	2636	39.54	45.5
	unten	2215		36.5
	- 25 %	2243		36.8
Helix	oben	972	12.69	38.0
	unten	728		34.6
	- 25 %	992		38.3
Planneralm	oben	2015	3.95	37.5
	unten	1817		39.7
	- 25 %	2029		37.0
Rutsche	oben	991	16.75	38.4
	unten	589		31.5
	- 25 %	1008		38.7

3.2.2 Anfangsbedingungen: Anbruchmächtigkeit

Zu den Anfangsbedingungen zählen die Schneeverteilung und die Schneemächtigkeit in den Anbruch- sowie Entrainmentgebieten. Der Einfluss von Entrainmentgebieten ist aus Gründen der Vergleichbarkeit der verschiedenen Ansätze nicht Gegenstand dieser Arbeit. Gleichwohl wirkt sich die Massenaufnahme während des Prozesses signifikant auf die Simulationsergebnisse aus. Grundsätzlich wird zwischen den beiden Begriffen Schneemächtigkeit d (senkrecht zur Bodenoberfläche) und Schneehöhe h

(lotrecht zur Bodenoberfläche) unterschieden (siehe Abbildung 3.2). Zu berücksichtigen gilt es zudem, dass insbesondere die Geländeform bzw. -ausprägung und der Windeinfluss maßgeblich die Höhenausprägung der Schneedecke beeinflussen. Bei den in der vorliegenden Arbeit herangezogenen Schneemächtigkeiten handelt es sich um gemittelte Werte. Somit wird in den Anbruchgebieten eine gleichmäßige Schnee- verteilung angenommen. Die Ermittlung der Schneemächtigkeiten für die natürlichen Lawinenzüge erfolgt mit Hilfe des statistischen Auswertetools **EVA+** (**Extreme Value Analysis**) und dem **MSC**-Ansatz (**Mountain Snow Cover**) (vgl. Fischer und Kofler, 2013). Auf die entsprechende Vorgehensweise unter Verwendung des Auswertetools sowie des Berechnungsansatzes wird anschließend näher eingegangen. Für die künstlichen Lawinenzüge wurde eine Anbruchmächtigkeit von 1.25 m gewählt.

Auswertetool EVA+

Zur Bestimmung der Anbruchmächtigkeit wird einerseits das statistische Auswertetool der **ZAMG** (**Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik**) verwendet. Dieses Tool ermöglicht die Analyse langjähriger Messreihen von Wetterstationen. Für die jeweiligen Lawinen werden die nächstgelegenen Wetterstationen aus der EVA-Datenbank herangezogen und entsprechend bestimmter Kriterien wie Periode (Oktober - April), Intervall (3 Tage) und Parameter (fresh snow) ausgewertet. Die statistische Auswertung der aufgezeichneten Wetterdaten erfolgt mittels einer **GEV**-Verteilung (**Generalized Extrem-Value Distribution**). Für die Simulation von Lawinen stellt die maximale Neuschneesumme über drei Tage die bestimmende Größe dar (vgl. Kofler und Fischer, 2015). Für die gewählten Lawinenzüge wird die Dreita- gesneeschneesummen (3dNSS) für eine 150-jährige Wiederkehrdauer d_{zref} ermittelt. Diese wird anschließend für die Berechnung der Schneemächtigkeit in den Anbruch- gebieten der jeweiligen Lawinen mit Hilfe des MSC-Ansatzes verwendet.

Mountain Snow Cover Ansatz

Nach Ermittlung der Schneemächtigkeit auf Referenzseehöhe mit Hilfe des EVA+ Tools wird die Schneemächtigkeit durch den Mountain Snow Cover Ansatz (MSC) nach Gleichung 3.2 berechnet (vgl. Kofler et al., 2016). Die Tabelle 3.2 veranschaulicht die Eingangsgrößen des verwendeten Berechnungsansatzes.

$$d_{msc} = (d_{z_{ref}} + (z_{rel} - z_{ref}) \cdot \Delta d) \cdot \cos \theta \quad (3.2)$$

Tab. 3.2: Bestandteile der Gleichung zur Berechnung von d_{msc}

Parameter	Beschreibung
$d_{z_{ref}}$	Schneemächtigkeit auf Referenzseehöhe (Messstation) in [m]
Δd	Höhengradient der Schneemächtigkeit in [cm/100 m]
z_{ref}	Referenzseehöhe (Messstation) in [m]
z_{rel}	Mittlere Seehöhe des Anbruchgebietes in [m]
θ_{Rel}	Mittlere Neigung des Anbruchgebietes in [°]
d_{msc}	Schneemächtigkeit berechnet mit Mountain Snow Cover Ansatz in [m]

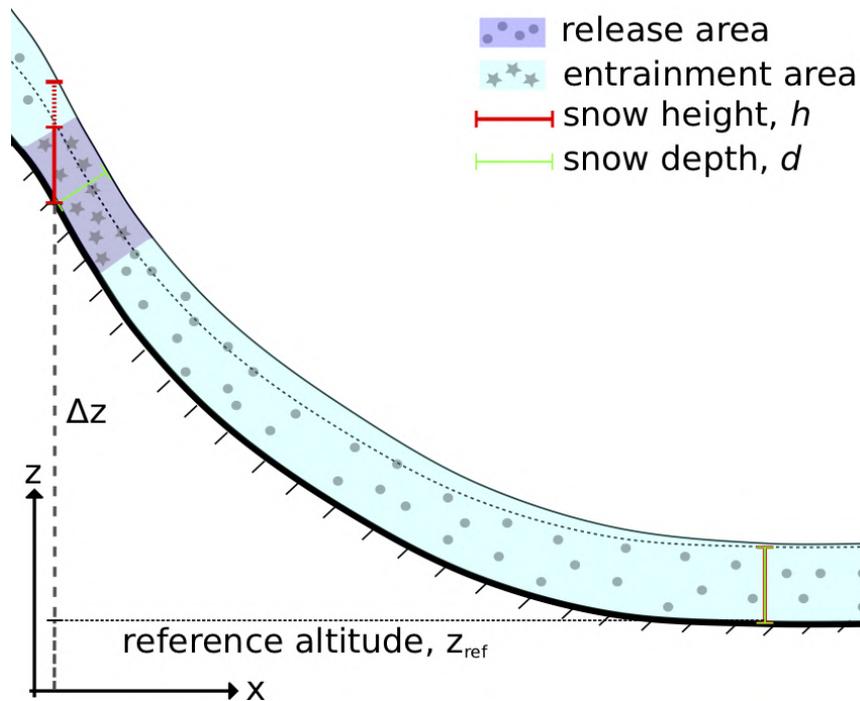


Abb. 3.2: Mountain Snow Cover – Korrektur mit Seehöhe und Hangneigung (aus Fischer und Kofler, 2013)

Die beiden zentralen Punkte des Mountain Snow Cover Ansatzes sind die Korrektur der Hangneigung θ sowie der Seehöhe (siehe Abbildung 3.2). Die Korrektur der Seehöhe erfolgt durch die Berücksichtigung eines Höhengradienten Δd . Dieser Gradient ergibt sich aus der Zonenkarte nach Leichtfried (2010). Beispielhaft ist die Zonenkarte für Tirol und Vorarlberg in Abbildung 3.3 dargestellt. Leichtfried (2010) unterteilte die beiden westlichen Bundesländer Tirol und Vorarlberg in fünf Zonen. Jeder dieser Zonen ist ein entsprechender Höhengradient zugeordnet. Die nachfolgende Tabelle 3.3 zeigt die Höhengradienten für die unterschiedlichen Zonen nach Leichtfried (2009). Für die beiden Lawinenzüge Dobratsch (Villacher Alpen) und Planneralm (Steiermark) wurde diese Herangehensweise adaptiert. Hierfür wurde die Zonenkarte nach Leichtfried (2009) mit den Resultaten aus Hölzl et al. (2017) verglichen und ein vergleichbarer Höhengradient ermittelt.

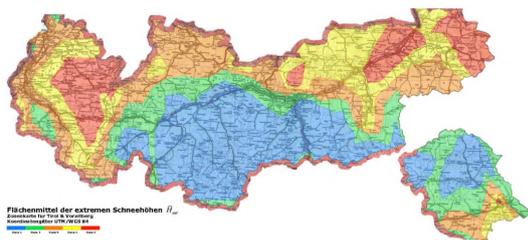


Abb. 3.3: Zonenkarte Tirol und Vorarlberg (aus Leichtfried, 2010)

Tab. 3.3: Höhengradienten für Tirol und Vorarlberg nach Leichtfried (2009)

Zone	Farbe	Höhengradient cm/100 m
1	Blau	4
2	Grün	6
3	Orange	8
4	Gelb	9
5	Rot	12

Eine Berücksichtigung der Hangneigung erfolgt mit Hilfe der Kosinusfunktion. Dadurch reduziert sich die Schneemächtigkeit im Anbruchgebiet, wodurch die geringere Akkumulation von Schnee in steileren Hängen berücksichtigt werden kann. Die zur Berechnung der Schneemächtigkeit erforderlichen geometrischen Daten der Anbruchgebiete, wie mittlere Seehöhe und Neigung, wurden aus den durch die Wildbach- und Lawinerverbauung (WLV) und der ZAMG zur Verfügung gestellten Anbruchgebieten berechnet. Die Schneemächtigkeit der einzelnen Anbruchgebiete wurde im Anschluss entsprechend der einzelnen Flächen gemittelt. In Tabelle 3.4 sind die Daten der verwendeten Lawinenzüge dargestellt.

Tab. 3.4: Berechnung der Schneemächtigkeiten d_{msc}

Lawine	d_{zref} in [m]	Δd in [cm]	z_{ref} in [m]	z_{rel} in [m]	θ_{Rel} in [°]	d_{msc} in [m]
Dobratsch	1.51	5	2140	1895	42.89	1.01
Grosstal	1.57	5	1583	2385	42.73	1.45
Planneralm	0.98	7	1605	2015	37.46	1.01
Helix	-	-	-	972	37.98	1.25
Rutsche	-	-	-	991	38.43	1.25

3.2.3 Parametervariation - Anbruchmächtigkeit

Jedes definierte Szenario für einen Lawinenzug weist eine Variation der Anbruchmächtigkeit auf. Ausgehend aus den Erkenntnissen des Projekts „PSAM II - Uncertainty Handling“ (vgl. Neuhauser und Fischer, 2019) wurde für die Variation der Anbruchmächtigkeit eine Abweichung $\Delta d_{rel} = 0.50$ m festgelegt. Die Bandbreite leitet sich aus den Mittel- bzw. Median-Werten der innerhalb des Projekts untersuchten Lawinenzüge ab. Die Werte für die Parametervariation der Anbruchmächtigkeit für die einzelnen Lawinen ergeben sich aus

$$d_{rel} = d_{msc} \pm \Delta d_{rel} . \quad (3.3)$$

Somit weicht die aus dem Mountain Snow Cover Ansatz und dem Auswertetool EVA+ resultierende Anbruchmächtigkeit d_{msc} um $\pm \Delta d_{rel}$ ab. Die Spannweite des Wertebereichs beträgt 100 cm.

3.2.4 Prozessparameter

Einen weiteren Simulationsinput stellen die Prozessparameter dar. Sie setzen sich aus Reibungsparametern und Entrainmentparametern (Schneeaufnahmeparametern) zusammen. Das Standardmodell in SamosAT beinhaltet zwölf Parameter. Die Wertebereiche und Standardwerte für die Prozessparameter im Standardmodell (DFA) sind in Tabelle 3.5 dargestellt. Bei der Verwendung des Standardmodells in SamosAT wird im Rahmen dieser Arbeit die Coulombsche Reibung μ für den Vergleich der

beiden Modelle DFA und WSA variiert. Für alle anderen Prozessparameter wurden die angegebenen Standardwerte verwendet. Die in der nachfolgenden Tabelle aufgeführten Standardwerte sind auf eine Kalibrierung nach Jörg und Granig (2010) sowie Oberndorfer und Granig (2007) zurückzuführen. Für die Anbruchdichte wurde der Standardwert auf 200 kg m^{-3} festgelegt.

Tab. 3.5: Prozessparameter der Fließlawine (SamosAT, DFA) (aus Jörg und Granig, 2010; Oberndorfer und Granig, 2007)

Bezeichnung	Formelzeichen	Einheit	Standardwert	Wertebereich
Anbruchdichte	ρ_{rel}	kg m^{-3}	200	100...300
Fließdichte	$\bar{\rho}$	kg m^{-3}	200	200...400
Mindestschubspannung	τ	N m^{-2}	0	0...200
Tangens des Bettreibungswinkels	$\mu = \tan \theta$	–	0.155	0.1...0.3
Bettreibungsüberhöhung	R_s^0	–	0.222	0.1... ∞
Pseudo-Karman-Konstante	κ	–	0.43	
Bettraugigkeit	R	m	0.1	0.01...1
Integrationskonstante	B	–	4.13	
Dichte aufnehmbarer Schnee	ρ_{ent}	kg m^{-3}	100	100...300
Abscherwiderstand	e_s	J m^{-2}	0	0...10000
Verformungswiderstand	e_d	J kg^{-1}	0	0...1000
Erosionsenergie	e_b	J kg^{-1}	0	0...250

Das Nassschneemodell in SamosAT weist vier entscheidende Parameter auf. Für den Bettreibungswinkel wird ein Wert von 11.3° verwendet. Dies entspricht dem Referenz- μ -Wert von 0.2. Zusätzlich wird die Fließdichte auf einen konstanten Wert von 400 kg m^{-3} eingestellt. Die Tabelle 3.6 beinhaltet die nach Sampl (2018) empfohlenen Standardwerte für die relevanten Prozessparameter bei der Simulation von Nassschneelawinen.

Tab. 3.6: Prozessparameter der Nassschneelawine (SamosAT, WSA) (aus Sampl, 2018; Tollinger, 2019)

Bezeichnung	Formelzeichen	Einheit	Standardwert
Anbruchdichte	ρ_{rel}	kg m^{-3}	200
Fließdichte	ρ	kg m^{-3}	400
Bettreibungswinkel	δ	$^\circ$	11.3
Dynamischer Reibungskoeffizient	c_{dyn}	–	0.01

Numerische Parameter

Für das Standardmodell sowie das Nassschneemodell sind die folgenden bereits voreingestellten numerischen Parameter zu berücksichtigen (vgl. Sampl, 2007):

- Simulationsendzeit: 400 s
- Zeitschritt, Weite des Zeitschritts: 0.1 s
- Partikelanzahl, Anzahl der numerischen Partikel: variabel, Fließmächtigkeit pro Partikel 0.25 m
- Subgittermischfaktor (entspricht numerischer Viskosität): 100

3.3 Simulationsoutput

Im letzten Bestandteil des Simulationskonzepts, dem Simulationsoutput, wird nach Fischer et al. (2012), Fischer (2013) und Fischer und Kofler (2013) zwischen physikalisch-numerischen Simulationsergebnissen und praktisch relevanten Simulationsergebnissen unterschieden. Bei den direkten Simulationsergebnissen handelt es sich beispielsweise um die räumlich sowie zeitliche Entwicklung der Fließmächtigkeit und Geschwindigkeit. Bei den aus der Interpretation resultierenden Größen handelt es sich unter anderem um Auslauflänge, maximalen Aufpralldruck sowie Massenzuwachs. Diese Größen stellen in der Praxis die relevanten Ergebnisse dar. In dieser Arbeit werden als Simulationsoutput die maximale Geschwindigkeit v_{max} , die maximale Fließmächtigkeit d_{max} , die Auslauflänge r sowie die flächige Darstellung herangezogen. Dies ermöglicht eine optimale Vergleichbarkeit der aus den unterschiedlichen Fragestellungen resultierenden Ergebnisse.

Im weiteren Verlauf werden das für die Auswertung verwendete Auswertetool AI-MEC sowie die jeweiligen nötigen Schritte zur Ermittlung der zuvor genannten Bestandteile des Simulationsoutputs im Detail erläutert.

3.3.1 Ergebnisanalyse mit AIMEC

Für die Beurteilung der Lawinengefahr und die damit einhergehende Ausweisung von Gefahrenzonen sowie die Ermittlung von Drücken zur Konstruktion von Schutzbauwerken werden bereits seit langem Lawinensimulationen herangezogen. Simulationsprogramme wie SamosAT werden von der Wildbach- und Lawinenverbauung unterstützend zur „Historical Method“ eingesetzt, um die Gefahrenzonenpläne zu erstellen (vgl. Sauer Moser, 2006). Hierfür wird eine Vielzahl an Simulationen händisch durchgeführt. Dabei werden die einzelnen Eingangs- und Modellparameter variiert. Dies ermöglicht die Beantwortung zweier wesentlicher Fragen: Wie weit und mit welcher Zerstörungskraft bewegt sich eine Lawine talwärts? Um die modellspezifischen Annahmen und Vereinfachungen der Simulationsprogramme zu berücksichtigen müssen die Simulationsergebnisse von einem Ingenieur interpretiert werden. Insbesondere die Auslauflänge, die anhand des Punktes, an dem die Geschwindigkeit bzw. die Fließtiefe unter einen bestimmten Schwellenwert fallen, definiert ist, ist von besonderem Interesse. Eine manuelle Interpretation der Ergebnisse ist bei einzelnen Simulationen möglich. Für die Auswertung einer großen Anzahl an Simulationen ist diese Herangehensweise jedoch nicht praktikabel (vgl. Fischer, 2013).

Um die verschiedenen Simulationsansätze dennoch vergleichen zu können wurde von Fischer (2013) die Routine **AIMEC** (**A**utomated **I**ndicator based **M**odel **E**valuation and **C**omparison) entwickelt. Die in diesem Kapitel aufgeführten Inhalte beziehen sich auf die ausführliche Beschreibung der Auswertemethode in Fischer (2013). Speziell für den Vergleich einer Vielzahl an Simulationsergebnissen aber auch für Sensitivitätsanalysen, Kalibrierungen sowie die Auswertung von Feldmessungen oder den direkten Vergleich mit anderen Modellen bedarf es eines technisch umfassenden sowie standardisierten Weges der Ergebnisaufbereitung. Der AIMEC Ansatz ermöglicht eine derartig gewünschte Ergebnisaufbereitung und ist daher für eine detaillierte Modellanalyse geeignet. AIMEC arbeitet auf Basis eines Koordinatensystems, das dem Lawinenpfad folgt. Zu den Zielen dieser Auswertemethode zählen:

- Einführung einer standardisierten Verarbeitung sowie Filterung der Simulationsergebnisse.
- Einfache Handhabung großer Datenmengen der mehrdimensionalen Simulationsergebnisse.
- Einführung sogenannter Indikatoren zur umfassenden und übersichtlichen Darstellung der charakteristischen Größen von Lawinen sowie deren Vergleich.
- Vergleichbarkeit der Ergebnisse unterschiedlicher Modelle und Softwareimplementierungen.

AIMEC wurde in der MATLAB-Umgebung entwickelt und ermöglicht die standardisierte Auswertung zweidimensionaler Ergebnisse von Lawinensimulationsprogrammen. Eine Koordinatentransformation bildet hierbei die Basis für den statistischen Vergleich der einzelnen Ergebnisse miteinander. Die Auswertmethode ermöglicht zum einen verschiedene Simulationsergebnisse und somit Parametervariationen zu untersuchen. Aus den resultierenden Erkenntnissen kann anschließend eine Optimierung der Modellparameter des Simulationsprogramms erfolgen. Zum anderen können Unsicherheiten bedingt durch die Eingangsparameter sowie Vereinfachungen bewertet werden. Weitere Anwendungsbereiche von AIMEC sind der Vergleich von Modellen und Lawinenpfaden, die Evaluierung von Simulationsergebnissen anhand von Felddaten und durchgeführten Messungen (Geschwindigkeit, Druck) sowie die Untersuchung des Modellverhaltens anhand ausgewählter Lawinenpfade mit Hilfe der Simulation verschiedenster Szenarien (vgl. Fischer, 2013).

Des Weiteren kann AIMEC überdies für neue Indikatoren wie den Growth Index für Entrainment und Ablagerung sowie die Ablagerungsmorphologie herangezogen werden. Ebenso wird der Vergleich unterschiedlicher gravitativer Massenbewegungen wie beispielsweise Rutschungen, Steinschlag, Murgang und Schuttstrom ermöglicht. AIMEC stellt somit ein umfassendes Analysetool für die Auswertung von Simulationsergebnissen dar (vgl. Fischer, 2013).

Der Input für die Analyse mittels AIMEC beinhaltet:

- Zentraler Fließpfad
- Lawinenpfaddomain-Breite ω
- Drucklimit $P_{\text{limit}} = 1 \text{ kPa}$
- Zweidimensionale Ergebnisse der Druckverteilung aus SamosAT

AIMEC-Koordinatentransformation

Lawineneigenschaften wie die Auslauflänge oder der Druck hängen unmittelbar mit der Information über die Hauptfließrichtung zusammen. Die aus dem Simulationsprozess des Programms SamosAT resultierenden Daten beinhalten diese Information nicht direkt. Simulationsergebnisse sind in einem globalen kartesischen Koordinatensystem (x, y) gegeben. Um die Simulationsergebnisse anhand eines Lawinenpfades zu analysieren bedarf es daher einer Koordinatentransformation. Diese Transformation stellt einen wesentlichen Schritt in der AIMEC-Analyse dar. Das erstellte Koordinatensystem spannt dabei rechtwinklig (l Koordinate) zum definierten Lawinenpfad (s Koordinate) eine Ebene auf.

$$P(x, y) \rightarrow P(s, l) \quad (3.4)$$

Für die Durchführung der Koordinatentransformation sind die nachfolgend aufgeführten vier Schritte erforderlich:

- Auswahl des Pfades $z(x, y)$,
- Erstellung der Untersuchungsdomäne mit der Breite ω ,
- Ermittlung der neuen zweidimensionalen Koordinaten (s, l)
- und Transformation der Rasterdaten $(x, y) \rightarrow (s, l)$.

Das ursprüngliche globale kartesische Koordinatensystem (x, y) weist ein regelmäßiges Raster $n^x \times m^y$ auf. Die Rastergröße beträgt $5 \text{ m} \times 5 \text{ m}$. Ziel der Transformation

ist es, Datenverluste zu vermeiden. Hierfür wird die Diskretisierung des neuen (s, l) Koordinatensystems mit einer Auflösung durchgeführt, die gleich oder höher als die Auflösung des ursprünglichen Rasters ist. Das auf den Lawinenpfad bezogene Koordinatensystem (s, l) wird durch ein unregelmäßiges Raster $n^s \times m^l$ dargestellt.

Mit Hilfe des Bresenham Algorithmus (Bresenham, 1965) wird für die Diskretisierung in l Richtung die Strecke zwischen dem linken und rechten Eckpunkt $\overline{O_i^l O_i^r}$ für jeden Punkt des Pfades analysiert. Der Bresenham Algorithmus stammt aus der Computergrafik und wird beispielsweise für die Darstellung von Linien mittels Pixeln verwendet (vgl. Sproull, 1982; Kofler, 2014). Für jede Linie zwischen den Eckpunkten wird eine Anzahl von erforderlichen diskreten Elementen m_i^l definiert. Die neue Rastergröße in lateraler (l) Richtung wird durch das globale Maximum der erforderlichen Elemente bestimmt.

$$m^l = \max_i m_i^l, \quad i = 0, \dots, N + 1 \quad (3.5)$$

In longitudinaler (s) Richtung erfolgt die Diskretisierung in ähnlicher Weise. Hier werden ebenso die Anzahl der erforderlichen diskreten Elemente $n_i^{s,l}$ für das linke Randsegment $\overline{O_i^l O_{i+1}^l}$ sowie die diskreten Elemente $n_i^{s,r}$ für das rechte Randsegment $\overline{O_i^r O_{i+1}^r}$ mithilfe des Bresenham Algorithmus bestimmt. Die Anzahl der erforderlichen diskreten Elemente für das jeweilige Segment ergibt sich aus dem entsprechend größten Wert.

$$n_i^s = \max \left\{ n_i^{s,l}, n_i^{s,r} \right\} \quad (3.6)$$

Schließlich wird jedes Segment i in $n_i^s - 1$ Teilsegmente unterteilt. Die Summe der Segmente i ergibt die Anzahl der Rasterelemente in longitudinaler (s) Richtung.

$$n^s = \sum_i n_i^s - 1, \quad i = 0, \dots, N \quad (3.7)$$

Damit ist das auf den Lawinenpfad bezogene Raster der Größe $n^s \times m^l$ definiert. Für die Datenübertragung vom ursprünglichen Raster (x, y) in das neue Raster (s, l) wird jeder Zelle des neuen Rasters der Wert der entsprechenden Zelle des alten Rasters zugeordnet. Dies erfolgt durch die Anwendung der „Nearest Neighbour“-Interpolation. Hierbei wird durch den Algorithmus der Wert des am nächsten gelegenen Punktes („Neighbour“) ausgewählt und der entsprechenden Zielzelle zugewiesen.

$$\begin{aligned} \text{Druck} : \quad p(x, y) &\rightarrow p(s, l) \\ \text{Fließtiefe} : \quad \bar{h}(x, y) &\rightarrow \bar{h}(s, l) \end{aligned} \tag{3.8}$$

Die Ergebnisse der Lawinensimulation mit SamosAT liegen somit in einem mit dem Lawinenpfad ausgerichteten Koordinatensystem (s, l) vor (vgl. Fischer, 2013).

AIMEC-Domäne

Die Festlegung des zentralen Fließpfades $z(x, y)$ beruht meist auf Beobachtungen im Feld oder lässt sich aus historischen Dokumentationen ermitteln. Weitere Möglichkeiten zur Definition des Fließpfades sind das Folgen des Talwegs (maximale Hangneigung) oder den natürlichen Gegebenheiten der Topographie (z.B. Rinnen). Die Auswahl einer plausiblen Hauptströmungsrichtung ist von großer Bedeutung, da das neue Koordinatensystem anhand des gewählten Pfades ausgerichtet wird. Zu den Anforderungen an den zentralen Pfad zählen die Übereinstimmung der Ausrichtung mit der Hauptströmungsrichtung der beobachteten Lawine sowie eine ausreichende Länge des Pfades, sodass die erwartete Auslauflänge der Lawine vollständig erfasst werden kann. Für Lawinen, die sich auf zwei Ströme aufteilen, ist ein dem Hauptstrom folgender Lawinenpfad zu definieren bzw. ein gemittelter Fließpfad zu verwenden.

Unter Berücksichtigung der Anforderungen wird der zentrale Pfad (x, y) festgelegt. Dieser stellt zugleich die $l = 0$ Linie der Domäne (s, l) dar. Im Simulationsprogramm

SamosAT wird der Pfad als Polyline durch $N + 1$ Punkte $S_i(x, y)$ definiert. Der Pfad besteht somit aus N geraden Segmenten, die durch die Punkte S_i definiert sind.

$$z(x, y) \rightarrow S_i = \begin{pmatrix} S_{i,x} \\ S_{i,y} \end{pmatrix}, \quad i = 0, 1, \dots, N + 1 \quad (3.9)$$

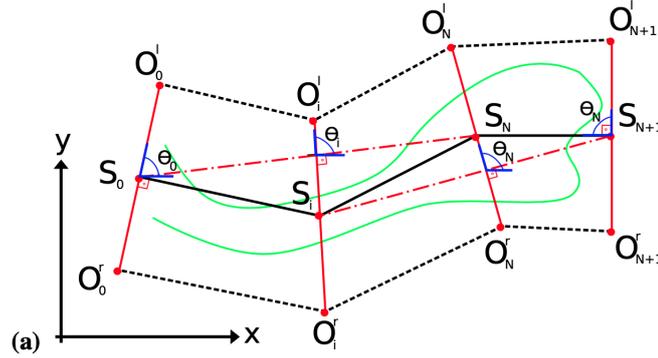


Abb. 3.4: Darstellung der Punkte S_i des zentralen Fließpfades, der Domänenbreite ω sowie der Grenzen O_i^l und O_i^r (aus Fischer, 2013)

Die Domäne mit der Breite ω wird entlang des zentralen Fließpfades erzeugt (siehe Abbildung 3.4). Für jedes gerade Segment können somit Eckpunkte $O_i^{l,r}$ definiert werden. Mit Hilfe der gemittelten Abweichung θ_i der Punkte S_i

$$\theta_i = \arctan \left(\frac{S_{i+1,y} - S_{i-1,y}}{S_{i+1,x} - S_{i-1,x}} \right), \quad i = 1, \dots, N \quad (3.10)$$

sowie

$$\theta_0 = \arctan \left(\frac{S_{1,y} - S_{0,y}}{S_{1,x} - S_{0,x}} \right) \quad (3.11)$$

und

$$\theta_{N+1} = \arctan \left(\frac{S_{N+1,y} - S_{N,y}}{S_{N+1,x} - S_{N,x}} \right) \quad (3.12)$$

ergibt sich der linke bzw. rechte Eckpunkt der Domäne für jeden Punkt.

$$O_i^l = S_i + \frac{\omega}{2} \begin{pmatrix} \cos \theta_i \\ \sin \theta_i \end{pmatrix}, \quad i = 0, \dots, N + 1 \quad (3.13)$$

$$O_i^r = S_i - \frac{\omega}{2} \begin{pmatrix} \cos \theta_i \\ \sin \theta_i \end{pmatrix}, \quad i = 0, \dots, N + 1 \quad (3.14)$$

Der in der Formel enthaltene Ausdruck $\frac{\omega}{2}$ entspricht jeweils der halben Domänenbreite. Die Verbindungslinien der Eckpunkte $\overline{O_0^l O_0^r}$ bzw. $\overline{O_{N+1}^l O_{N+1}^r}$ der beiden Endpunkte S_0 bzw. S_{N+1} stehen senkrecht auf dem zentralen Fließpfad. Für alle weiteren Segmentengrenzen ($\overline{O_i^l O_i^r}, i = 1, \dots, N$) handelt es sich bei der Verbindungslinie um die Winkelhalbierende des eingeschlossenen Winkels $\sphericalangle (S_{i-1} S_i S_{i+1})$. Dies bedeutet zudem, dass l nicht zwingend senkrecht auf s im neuen Koordinatensystem steht.

Die Wahl des zentralen Pfades (x, y) sowie der Domänenbreite sollte gewissenhaft erfolgen. Zur Vermeidung von Problemen, bedingt durch überlappende Rastersegmente oder Simulationsergebnisse außerhalb der Domäne, sollten folgende Aspekte vermieden werden:

- scharfe Knicke im zentralen Pfad
- kurze Zwischensegmente

Die Wahl der Domänenbreite ω sollte so groß wie nötig, jedoch so klein wie möglich erfolgen (vgl. Fischer, 2013).

AIMEC-Output

Die Ermittlung der Auslauflänge sowie der maximalen Fließgeschwindigkeit und Fließmächtigkeit erfolgt mit Hilfe der Auswertemethode AIMEC. Hierbei werden die in Form von Raster-Dateien vorliegenden Druckergebnisse der Simulationen aus SamosAT ausgewertet.

- **Auslauflänge r**

Die maximale Reichweite der Lawinen wird nach Fischer (2013) über den dynamischen Druck berechnet. Für die Auslauflänge wurde ein Drucklimit ($P_{limit} = 1 \text{ kPa}$) definiert. Dieses entspricht dem niedrigsten Druckwert in der Gefahrenzonenplanung der Wildbach- und Lawinenverbauung in Österreich (vgl. BM-LFUW, 2011). Prinzipiell besteht hier die Möglichkeit eine Druckschwelle von

$P_{limit} = 0$ kPa festzulegen. Dies würde der äußeren Grenze der Lawinenablagerung entsprechen. Da jedoch in vielen numerischen Modellen das Bremsverhalten von Lawinen in flachem Gelände nicht realistisch abgebildet werden kann, führt ein Drucklimit von 0 kPa nicht zu zufriedenstellenden Ergebnissen (vgl. Fischer, 2013). Die ermittelte Auslauflänge entspricht somit nicht exakt der tatsächlichen Auslauflänge sondern stellt eine Druckgrenze dar. Diese Grenze ist nach Kofler (2014) eher als „Schadensbereichsgrenze“ aufzufassen. Entlang des Lawinenpfades (s Koordinate) wird mit Hilfe des Programms AIMEC der Punkt ermittelt, an dem der durchschnittliche Druck über den Querschnitt der Lawine das Drucklimit erstmals übersteigt ($\bar{P}_{cross}(s) > P_{limit}$). Bei diesem Punkt handelt es sich um den Startpunkt ($s = s_{start}$). Der letzte Punkt, an dem der durchschnittliche Druck unter das Drucklimit fällt ($\bar{P}_{cross}(s) < P_{limit}$), entspricht der Auslauflänge ($s = s_{runout}$) (vgl. Fischer, 2013).

- **Maximale Geschwindigkeit** v_{max}

Die Geschwindigkeit wird aus der Dichte der Lawine sowie aus dem maximalen Druck ermittelt. Die Werte für den Druck in kN m^{-2} ergeben sich aus den Ergebnissen der Simulationsauswertung mit AIMEC. Die Vorgehensweise ist analog zur Bestimmung der Auslauflänge. Zunächst werden die Spitzendrücke über die Breite der Lawine analysiert und der maximale Wert auf den Lawinenpfad projiziert. Im Anschluss werden die maximalen Drücke über die Länge des Pfades gemittelt, wodurch sich der **AMPP** (**A**veraged **M**aximum **P**eak **P**ressure) für jede einzelne Simulation ergibt.

$$AMMP = \frac{1}{|s_{start} - s_{runout}|} \int_{s_{start}}^{s_{runout}} P_{cross}^{max}(s) ds \quad (3.15)$$

Für die Berechnung der maximalen Fließgeschwindigkeit ist der maximale Druck relevant. Der **MMPP** (**M**aximum **M**aximum **P**eak **P**ressure) stellt den maximalen Spitzendruck entlang des gesamten Lawinenpfades dar (vgl.

Fischer, 2013). Mit Hilfe des MMPP und der definierten Fließdichte kann die Geschwindigkeit nach Formel 3.16 bestimmt werden (vgl. Kofler, 2014).

$$v_{max} = \sqrt{\frac{MMPP}{\rho}} \quad (3.16)$$

- **Maximale Fließmächtigkeit** d_{max}

Des Weiteren ermöglicht der AIMEC-Ansatz die Fließmächtigkeit der Lawinensimulationen aus SamosAT zu bestimmen. Unterschieden wird zwischen „Average Maximum Depth“ (AMD) und „Maximum Maximum Depth“ (MMD). Beim AMD handelt es sich um den Durchschnittswert der maximalen Fließmächtigkeiten entlang des Lawinenpfades. Der MMD gibt den maximalen Wert entlang der gesamten Lawinenbahn wieder (vgl. Fischer, 2013). Im Zuge der Ergebnisdarstellung in Kapitel 5 wird nur der MMD näher betrachtet.

3.3.2 Flächige Darstellung - Häufigkeitsverteilung

Für die flächige Darstellung probabilistischer Simulationsergebnisse wird die Vorgehensweise aus Neuhauser und Fischer (2019) herangezogen. Hierbei wird die Häufigkeit der Druckverteilung abgebildet. Für jeden Rasterpunkt wird die Anzahl der Simulationen ermittelt, deren dynamischer Spitzendruck größer gleich 1 kPa ist. Die Häufigkeitsverteilung enthält dabei alle durchgeführten Simulationen und wird prozentual dargestellt. Um den Einfluss eines Parameters isoliert betrachten zu können, wird für die Häufigkeitsverteilung nur ein Wert variiert. Das entsprechende Skript zur Erstellung der flächigen Darstellungen ist in Anhang C aufgeführt. Für eine bessere Interpretierbarkeit der Ergebnisse der Häufigkeitsverteilung werden jeweils das 5 %- und 95 %-Quantil als Konturlinie für das Szenario (Strichlinie) sowie das Referenzszenario (Volllinie) gezeichnet. Die 5 %-Linie wird als weiße Linie dargestellt. Die Konturlinie des 95 %-Quantils mit Gelb. Darüber hinaus wird in jeder

flächigen Darstellung die Hauptfließrichtung der Lawine abgebildet. An dieser erfolgt die Koordinatentransformation mit AIMEC. Die Skaleneinteilung der „ColorBar“, die für die Häufigkeitsverteilung verwendet wird, erfolgt in 25 % Schritten. Die Farbe Rot entspricht einer 100%igen Überdeckung aller eingehenden Lawinen während ein blauer Farbton nur mehr auf eine geringe Überdeckung hinweist. Sehr geringe Überlagerungen von Lawinen mit weniger als 5 % werden ebenfalls dargestellt, um „Ausreißer“ feststellen zu können.

Erforderliche Simulationsanzahl

Eine entscheidende Frage für die flächige Darstellung der Simulationsergebnisse ist die erforderliche Anzahl an Lawinensimulationen für die Häufigkeitsverteilung. Die Schrittweite für die Anbruchmächtigkeit kann innerhalb der Bandbreite beliebig definiert werden, wodurch sich unterschiedliche Mengen an Simulationen ergeben.

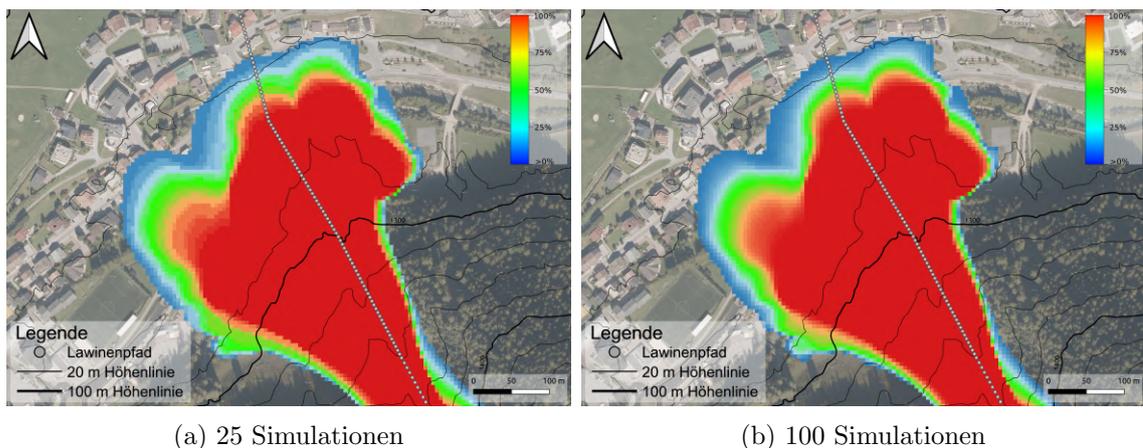


Abb. 3.5: Häufigkeitsverteilung der Druckwerte > 1 kPa für die Wolfsgruben-Lawine (a) 25 Simulationen und (b) 100 Simulationen mit Lawinenpfad (Punktlinie)

In Abbildung 3.5 wird die Häufigkeitsverteilung für die in St. Anton am Arlberg gelegene Wolfsgruben-Lawine dargestellt. Das Bild (a) zeigt das Ergebnis mit einer Gesamtanzahl von 25 Simulationen, während das Bild (b) 100 Simulationen enthält. Zwischen den beiden Darstellungen besteht kein prinzipieller Unterschied. Der prozentuale Verlauf ist in beiden Darstellungen gleich. Einzig der Farbverlauf wird mit 100 Simulationen flüssiger dargestellt. Daraus lässt sich schlussfolgern, dass für die flächige Darstellung die geringere Anzahl an Simulationen bereits ausreicht

um hinreichend aussagekräftige Ergebnisse zu erzielen. Für das untersuchte Beispiel können keine zusätzlichen Informationen gewonnen werden. Der flüssige Verlauf geht auf Kosten der Rechenzeit der Simulationen.

Sampling

Festzuhalten ist zudem, dass für eine zufällige Generierung von Anbruchmächtigkeiten (Samples) aus einem definierten Wertebereich die Schrittweite von großer Bedeutung ist. Sie bestimmt maßgeblich die Anzahl an potentiellen Werten. Durch die Festlegung der Grenzen einer Bandbreite ergibt sich eine stetige Verteilung, in der die Zufallswerte liegen. Werden die zufällig generierten Anbruchmächtigkeiten auf Zentimeter gerundet, so bedarf es einer größeren Samplemenge um annähernd gleiche Ergebnisse in der flächigen Darstellung zu erzielen. Größere Schrittweiten hingegen führen bereits bei wesentlich geringeren Zufallswerten zu ähnlichen Resultaten. Da eine Festlegung auf Zentimeter nicht praxistauglich ist, wurde innerhalb der Parametervariation der Anbruchmächtigkeit d_{rel} eine Schrittweite von 5 cm definiert. Somit liegt eine diskrete Verteilung vor und die Simulationsanzahl je Szenario beträgt 21 Simulationen.

3.3.3 Statistische Datenanalyse

Für die beiden direkten Ergebnisse des Simulationsoutputs, die maximale Fließmächtigkeit und Fließgeschwindigkeit, sowie die Auslauflänge als praktisch relevantes Ergebnis werden jeweils das 5 %-Quantil ($\tilde{x}_{0,05}$) und 95 %-Quantil ($\tilde{x}_{0,95}$) sowie der Median ($\tilde{x}_{0,50}$) für die gesamten Simulationsergebnisse eines Lawinenzuges (21 Simulationen) ermittelt. Das p -Quantil \tilde{x}_p entspricht einem Wert im geordneten Datensatz $x_{(1)} \leq \dots \leq x_{(N)}$. Somit liegen mindestens $100 \cdot p$ % der Werte nicht über und mindestens $100 \cdot (1 - p)$ % nicht unter \tilde{x}_p .

Die Berechnung der empirischen Quantile erfolgt mit Hilfe der allgemeinen Gleichung 3.17 nach Müller und Denecke (2013). Die Variable x entspricht den Werten des Datensatzes und p steht für die Bezeichnung des gesuchten Quantils.

$$\tilde{x}_p = \begin{cases} \frac{1}{2}(x_{(k)} + x_{(k+1)}), & k = Np \in \mathbb{N}, \\ x_{(k)}, & Np < k < Np + 1, Np \notin \mathbb{N}. \end{cases} \quad (3.17)$$

Forschungsfragen

Sowohl die Eingangsgrößen aus dem Simulationsinput als auch die Wahl des Modells beeinflussen in unterschiedlicher Art und Weise den Simulationsoutput. Um die Unsicherheiten im Simulationsprozess von Lawinen zu ermitteln wird eine Sensitivitätsanalyse der Annahmen und Eingangsgrößen durchgeführt. Zu den einzelnen Bestandteilen der Sensitivitätsanalyse zählen:

- Referenz-Variation (uniform)
- Gewichtung der Anbruchmächtigkeiten
- Variation Seehöhe/Lage
- Modellvergleich DFA/WSA

Als Vergleichsszenario dient jeweils die Referenz-Variation (uniform). Die Forschungsfragen dieser Arbeit befassen sich im Detail mit dem Einfluss der Anbruchmächtigkeit, der Variation von Seehöhe bzw. Flächenausdehnung sowie der Bedeutung des Reibungsmodells. Die Abbildung 4.1 stellt die Zusammenhänge bzw. Vergleichskombinationen nochmals graphisch dar. Im weiteren Verlauf werden die unterschiedlichen Ansätze näher erläutert.

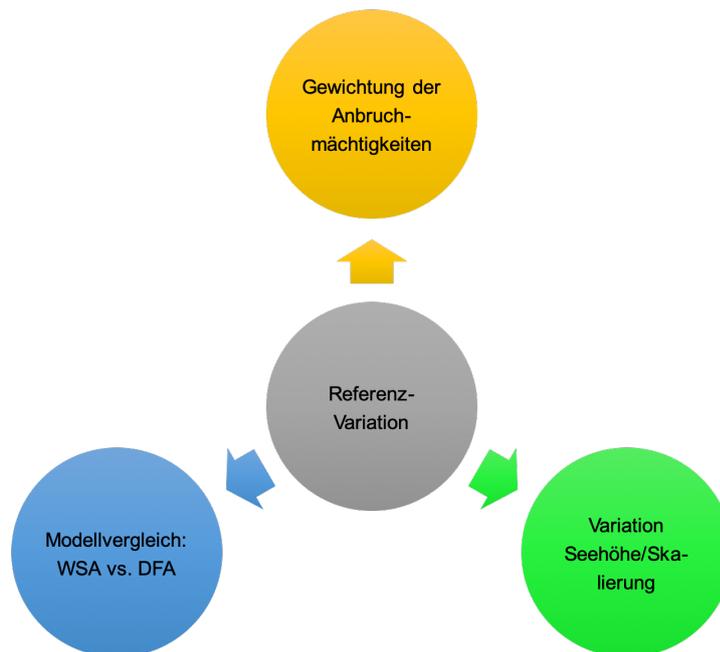


Abb. 4.1: Bestandteile der Sensitivitätsanalyse

4.1 Gewichtung der Anbruchmächtigkeiten

Im Zuge des ersten Ansatzes wird der Einfluss einer Gewichtung der Anbruchmächtigkeiten auf den Simulationsoutput untersucht. Hierbei werden die Anbruchmächtigkeiten nach unterschiedlichen Wahrscheinlichkeitsverteilungen gewichtet. Im Detail wird der Unterschied zwischen einer uniformen Verteilung und einer Normalverteilung näher betrachtet. Als Reibungsmodell wird das in Kapitel 2.3.4 beschriebene Standardmodell SamosAT (DFA) verwendet. Für die Schneemächtigkeit erfolgt die Durchführung einer Parametervariation (siehe Kapitel 3.2.3). Die Abbildung 4.2 veranschaulicht graphisch die Vorgehensweise sowie die getroffenen Annahmen mit Hilfe eines roten Pfades. Die Häufigkeitsverteilung wird für jedes Szenario bzw. jeden Lawinenzug separat dargestellt um einen Vergleich zwischen unterschiedlichen Herangehensweisen zu gewährleisten. Ebenso wird die Auswirkung der auf die Parametervariation angewandten Verteilung auf die maximale Reichweite der Lawinen, die maximale Fließmächtigkeit sowie die maximale Geschwindigkeit betrachtet. Im Folgenden wird nun näher auf die verwendeten Wahrscheinlichkeitsverteilungen eingegangen.

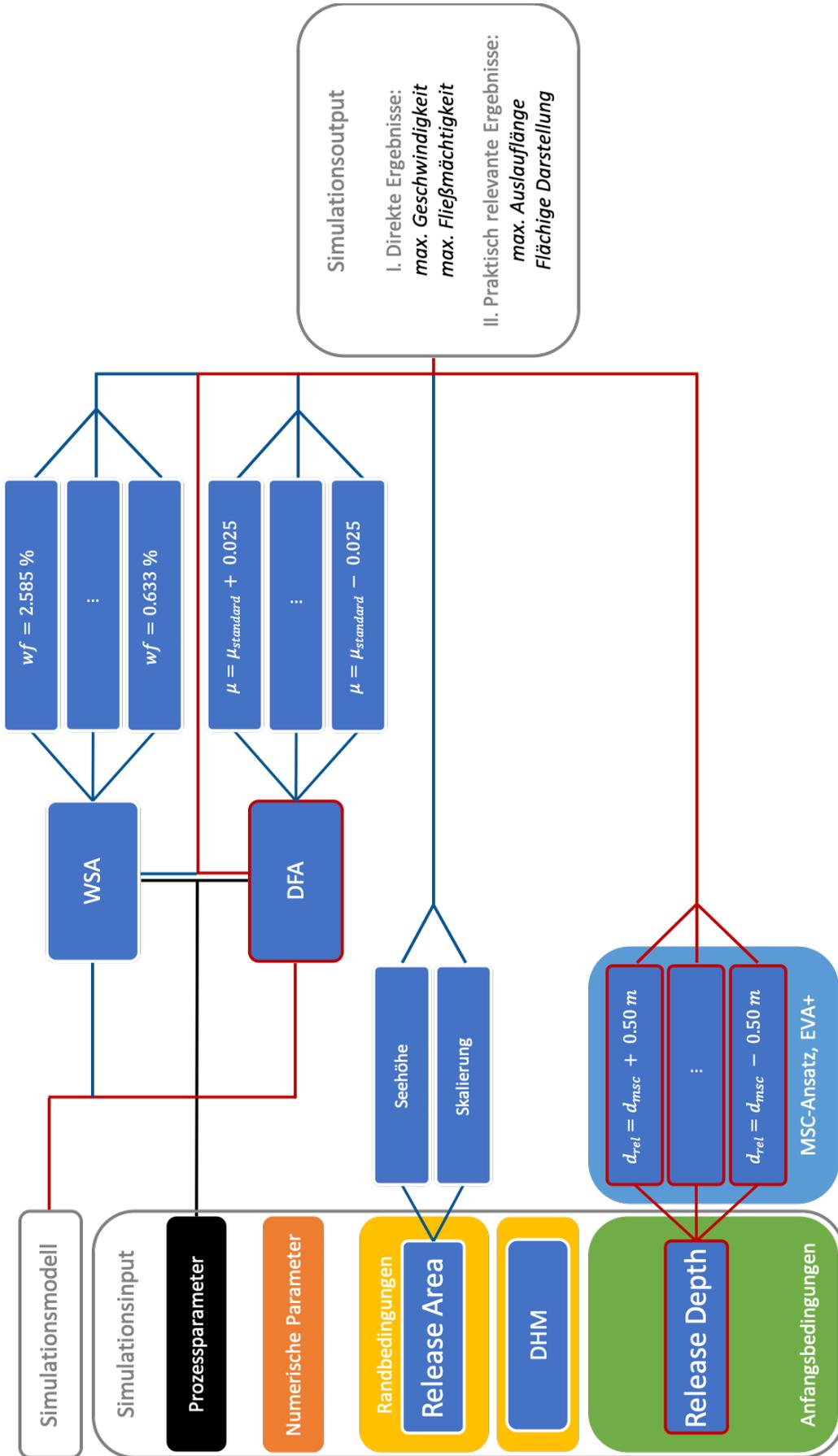


Abb. 4.2: Ablaufschema der Simulationen für die Variation der Gewichtung der Anbruchmächtigkeiten

Wahrscheinlichkeitsverteilung

Für jeden der in Kapitel 3.2.1 aufgeführten Lawinenzüge werden jeweils zwei unterschiedliche Wahrscheinlichkeitsverteilung näher betrachtet. Neben einer gleichmäßigen „uniformen“ Verteilung wird der Einfluss einer Normalverteilung untersucht. Die jeweilige Verteilung wird auf die Parametervariation der Anbruchmächtigkeit angewandt.

- **Uniforme Verteilung**

Die uniforme Verteilung lässt sich mit Hilfe eines Maximums und Minimums sowie einer Schrittweite definieren. Ausgehend von einer zuvor definierten Schrittweite von 5 cm erfolgt eine gleichmäßige Unterteilung der Bandbreite der Anbruchmächtigkeit. Hieraus resultieren 21 Simulationen je Lawinenzug. Diese gehen in den Ergebnissen mit gleicher Gewichtung ein.

- **Normalverteilung**

Im vorliegenden Fall kann als Verteilungsmodell ebenso die Normalverteilung, die häufig auch als Gauß-Verteilung bezeichnet wird, herangezogen werden. Denn es ist davon auszugehen, dass die mittleren Werte für die Anbruchmächtigkeit um den Referenzwert d_{msc} am wahrscheinlichsten auftreten. Die Abweichungen der Anbruchmächtigkeit nach oben und unten können mit gleich großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden. Mit zunehmender Entfernung zum Referenzwert ist ein Auftreten dieser Werte jedoch unwahrscheinlicher.

$$f(x|\mu, \sigma^2) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (4.1)$$

mit:

σ^2 Varianz (einer Grundgesamtheit)

μ Median (einer Grundgesamtheit)

Die Dichtefunktion der Normalverteilung ist in Gleichung 4.1 dargestellt. Bei der Normalverteilung handelt es sich um eine stetige (kontinuierliche) symmetrische und glockenförmige Verteilung. Die wesentlichen Eingangsparameter der Normalverteilung sind der Median μ sowie die Varianz σ^2 . Die Varianz als Maß für die Streuung ergibt sich aus dem Quadrat der Standardabweichung σ . Die Standardabweichung wird wie folgt berechnet (vgl. Schönwiese, 1985):

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \mu)^2} \quad (4.2)$$

Die Standardabweichung ($\sigma = 0.50$) bestimmt die Intervallbreite, in der sich die normalverteilten Zufallsvariablen überwiegend befinden. Um dies zu berücksichtigen wurde sowohl eine zweifache Standardabweichung (2σ) als auch eine dreifache Standardabweichung (3σ) herangezogen (siehe Abbildung 4.3). Diese sogenannten Streuintervalle lassen sich wie folgt beschreiben:

- 95.4 % im Intervall $\mu \pm 2\sigma$
- 99.7 % im Intervall $\mu \pm 3\sigma$

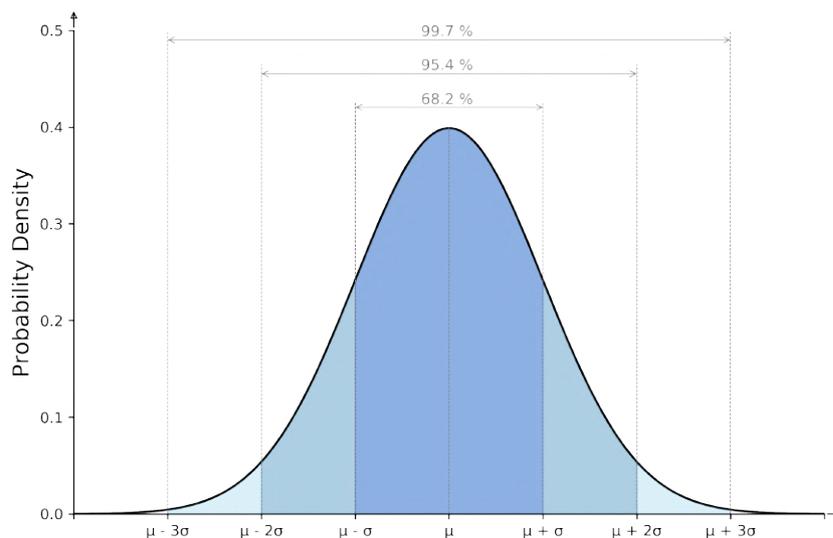


Abb. 4.3: Normalverteilung mit Darstellung der Streuintervalle

Bei einer Verdoppelung der Standardabweichung beträgt die Wahrscheinlichkeit, dass sich die Werte im Bereich $\mu \pm 2\sigma$ befinden, 95.4%. Die Verdreifachung bewirkt eine Erhöhung der Wahrscheinlichkeit mit der die Werte innerhalb des genannten Intervalls liegen (vgl. Schönwiese, 1985). Somit wird gewährleistet, dass sich ein Großteil der für die Simulation verwendeten Anbruchmächtigkeiten im Bereich dieser Intervalle befindet.

Der Median entspricht dem Referenzwert der Anbruchmächtigkeit d_{msc} . Die Variation des Parameters μ bewirkt eine Verschiebung der $f(x)$ -Kurve parallel zur x -Achse. Im Gegensatz hierzu führt eine Verkleinerung der Standardabweichung σ zu einem steileren Verlauf der Dichtefunktion. Die 21 Lawinsimulationen jedes Lawinenpfades werden entsprechend der Normalverteilung gewichtet und fließen anschließend in die flächige Darstellung ein. Die Berechnung des Medians $\tilde{x}_{0.50}$ sowie der Quantile $\tilde{x}_{0.05}$ und $\tilde{x}_{0.95}$ erfolgt ebenso für Geschwindigkeit, Fließmächtigkeit und Auslauflänge unter Berücksichtigung der jeweiligen Gewichtung. Um die Gewichtung der Simulationen aufgrund der Normalverteilung mit einbeziehen zu können und letztendlich die Werte der Quantile $\Phi(u_\beta) = \beta$ zu berechnen, wird eine Standardnormalverteilungstabelle benötigt (vgl. Fischer et al., 2015). Bedingt durch die Symmetrie der gaußschen Glockenkurve ($\Phi(-u_\beta) = 1 - \Phi(u_\beta) = 1 - \beta$) kann für $\beta < 0.5$ die Regel $u_{1-\beta} = -u_\beta$ verwendet werden (siehe Abbildung 4.4).

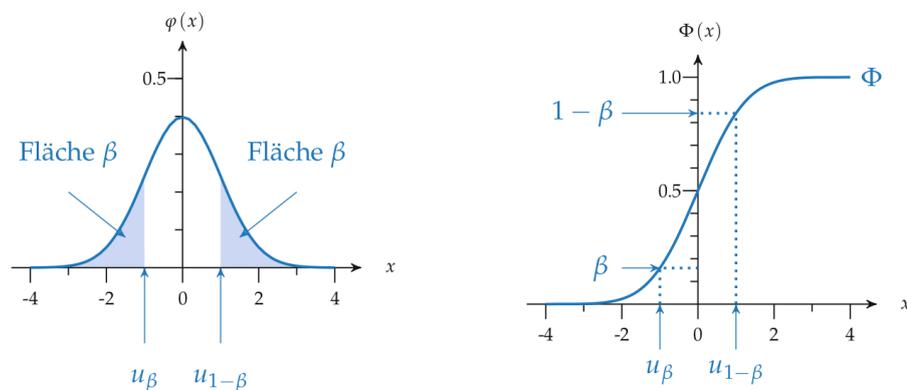


Abb. 4.4: Dichtefunktion $\varphi(x)$ der Standardnormalverteilung (links) und streng monoton steigende Verteilungsfunktion $\Phi(x)$ (rechts) (aus Fischer et al., 2015)

Ausgehend von $\beta = 0.95$ für das 95%-Quantil wird anhand der Tabelle der Wert $u_\beta = 1.6449$ ermittelt. Hieraus wird mit Hilfe der Formel $x = u_\beta \cdot \sigma + \mu$ die Anbruchmächtigkeit der Simulation berechnet, für die 95% der Simulationen eine gleiche oder geringere Anbruchmächtigkeit aufweisen. Aufgrund der Symmetrie der gaußschen Glockenkurve kann die Simulation, für die 5% der Simulationen eine gleiche bzw. geringere Schneemächtigkeit im Anbruchgebiet aufweisen (5%-Quantil), nach $x = u_\beta \cdot \sigma - \mu$ berechnet werden (vgl. Fischer et al., 2015).

4.2 Variation Anbruchgebiet - Seehöhe/Flächenausdehnung

Im Weiteren wird der Einfluss der Anbruchgebiete auf die Simulationsergebnisse näher betrachtet. Die Vorgehensweise wird in Abbildung 4.5 anhand des Ablaufschemas dargestellt. Durchzuführende Schritte sind durch magentafarbene Linien gekennzeichnet. Die Definition der Anbruchgebiete ist von besonderer Bedeutung und erfordert Erfahrung und Ortskenntnis. Darüber hinaus kann die Größe der Anbruchgebiete im Laufe des Winters stark variieren. Während im Hochwinter die Anbruchgebiete unter Umständen große Ausmaße einnehmen können, kann sich ein Anbruchgebiet im Frühjahr auf ein deutlich kleineres tiefergelegenes Areal begrenzen. Der Einfluss der Wahl der Anbruchgebiete, insbesondere der Flächengröße und Höhengausdehnung bzw. Lage der Anbruchgebiete, soll im Zuge der dritten Forschungsfrage näher beleuchtet werden. Hierbei erfolgt wiederum eine Variation der Anbruchmächtigkeit. Zur Simulation der Lawinen wird das Standardmodell Samosat verwendet. Wie zuvor werden die flächige Darstellung, die Auslauflänge, die Fließmächtigkeit sowie die Geschwindigkeit für die Beantwortung dieser Forschungsfrage herangezogen.

Als Untersuchungsobjekt eignet sich insbesondere der Lawinenzug Grosstal auf der westlichen Talseite zwischen Ischgl und Mathon im Paznauntal. Ein Teil der Anbruchgebiete befindet sich oberhalb der Karschwelle im hinteren Kessel. Die restlichen Anbruchgebiete sind im vorderen Bereich des Kessels situiert. Im Auslaufbereich dieses Lawinenzuges befindet sich die Bundesstraße B188. Zum Schutz der Bundesstraße wurden fünf Lawinensprengmasten der Firma Wyssen Avalanche Control im Bereich der unteren Anbruchgebiete errichtet. Aufgrund der temporären Schutzmaßnahmen stellt die Grosstal-Lawine ein ideales Testgebiet dar um die Auswirkungen unterschiedlicher Anbruchgebiete und eine Variation der Anbruchmächtigkeiten näher zu untersuchen.

Darüber hinaus erfolgte ebenso für die Lawinen Planneralp und Kessellahner sowie die beiden künstlichen Topographien Rutsche und Helix eine Variation der Anbruchgebiete. Im Detail wurden anhand der genannten Lawinen die nachfolgenden Szenarien näher betrachtet und mit den Ergebnissen der Referenz-Anbruchgebiete verglichen:

- **Verkleinertes Anbruchgebiet:** Die Anbruchgebiete werden ausgehend von der Unterkante um 25 % manuell verkleinert. Die Verkleinerung bezieht sich auf die geneigte Fläche der Anbruchgebiete.
- **Skalierung:** Im Gegensatz zum vorherigen Szenario wird bei der Skalierung die Fläche eines jeden Anbruchgebietes gleichmäßig von allen Seiten um 25 % manuell reduziert.
- **Variation der Seehöhe** der einzelnen Anbruchgebiete um ca. 200 m bis 400 m

Um eine Vergleichbarkeit der verschiedenen Szenarien zu ermöglichen sind die Anbruchmassen zwischen den Szenarien für jeden Lawinenzug identisch. Der Vergleich der Ausläuflängen von Simulationen mit unterschiedlicher Seehöhe erfolgt anhand des gleichen Lawinenpfades. Hierbei wird jeweils der Punkt am Lawinenpfad miteinander verglichen, an dem der Druck erstmals wieder unter die 1 kPa Grenze fällt. Ein Vergleich der maximalen Reichweiten im Talgrund wird somit ermöglicht. Der Startpunkt wird nicht verändert.

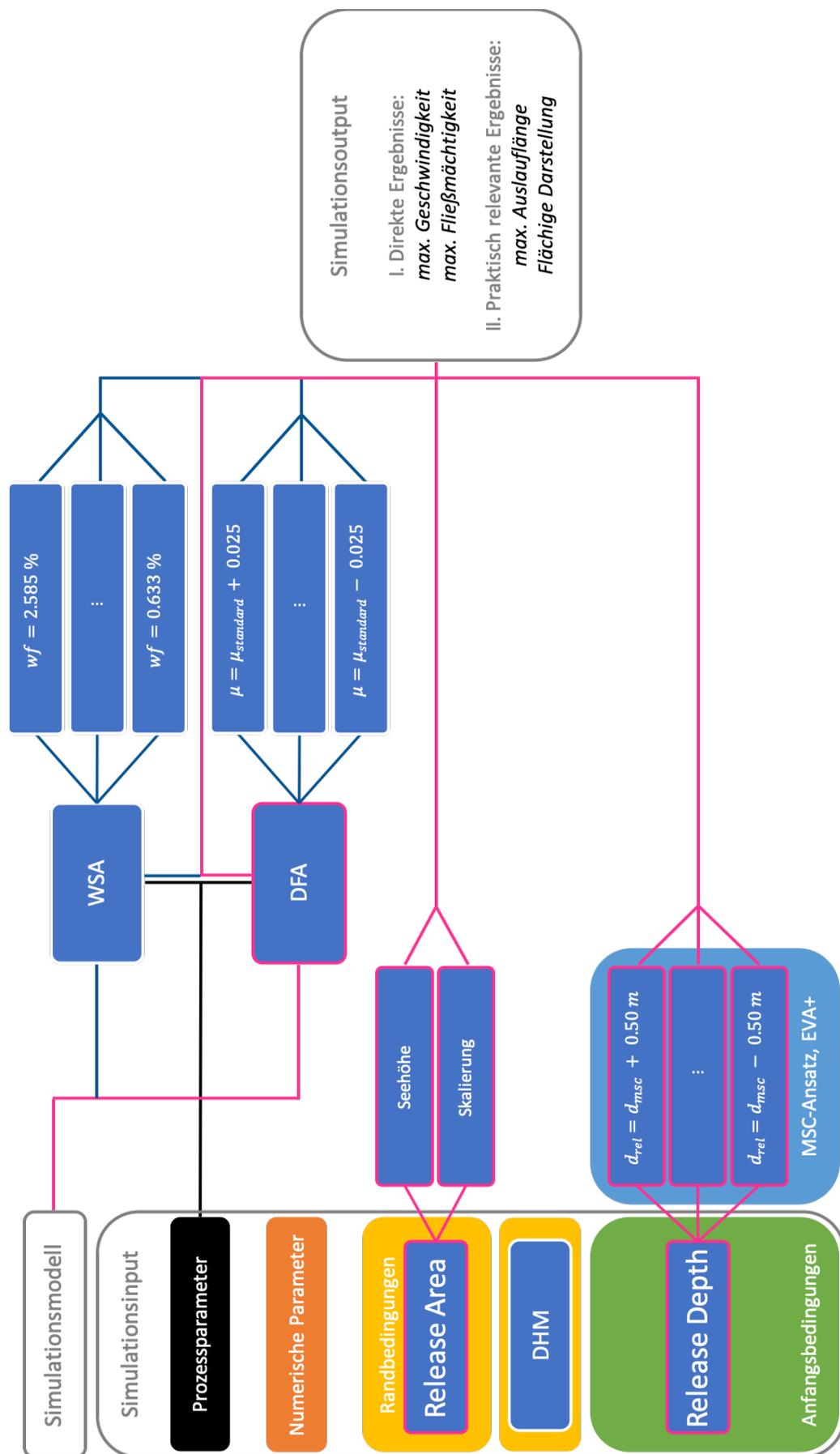


Abb. 4.5: Ablaufschema der Simulationen für die Variation der Anbruchgebiete (Seehöhe, Flächenausdehnung)

4.3 Vergleich - Reibungsmodelle

Eine weitere Unsicherheit im Simulationsprozess stellt die Wahl des Reibungsmodells dar. Die Wildbach- und Lawinenverbauung hat in Zusammenarbeit mit dem Technologieunternehmen AVL List GmbH ein neues Reibungsmodell zur Simulation von Nassschneelawinen entwickelt. Die dritte Forschungsfrage befasst sich daher mit dem Einfluss der Modellauswahl auf die Simulationsergebnisse Geschwindigkeit, Auslauflänge, Fließmächtigkeit sowie die Häufigkeitsverteilung. Der Vergleich des Standardmodells (DFA) mit dem Nassschneemodell (WSA) erfolgt über die Reibung. Während bei der Anwendung des Nassschneemodells eine Variation der Temperatur T bzw. des Wassergewichtsanteils ($wf = \text{water fraction}$) eine Veränderung der Reibung bewirkt (μ in Abhängigkeit der tiefengemittelten Enthalpie), wird im Standardmodell die Reibung über den Parameter μ definiert. Im Standardmodell hängt μ vom Verhältnis zwischen Gewichtsdruck und dem durch die Fluktuationbewegung erzeugten dispersiven Drucks ab (vgl. Sampl, 2018). Ziel ist es, die Auswirkungen bei vergleichbarer Reibung zwischen den Modellen auf die Simulationsergebnisse zu untersuchen. Im Gegensatz zu den bisherigen Ansätzen erfolgte im Rahmen des Modellvergleichs keine Variation der Anbruchmächtigkeit. Der Fokus liegt somit gänzlich auf der Reibung respektive dem Wassergewichtsanteil bzw. der Temperatur. Die Vorgehensweise zur Untersuchung einer auf der Modellauswahl beruhenden Unsicherheit ist in Abbildung 4.6 graphisch dargestellt. Die zu berücksichtigenden Schritte sind mittels einer orangen Linie hervorgehoben.

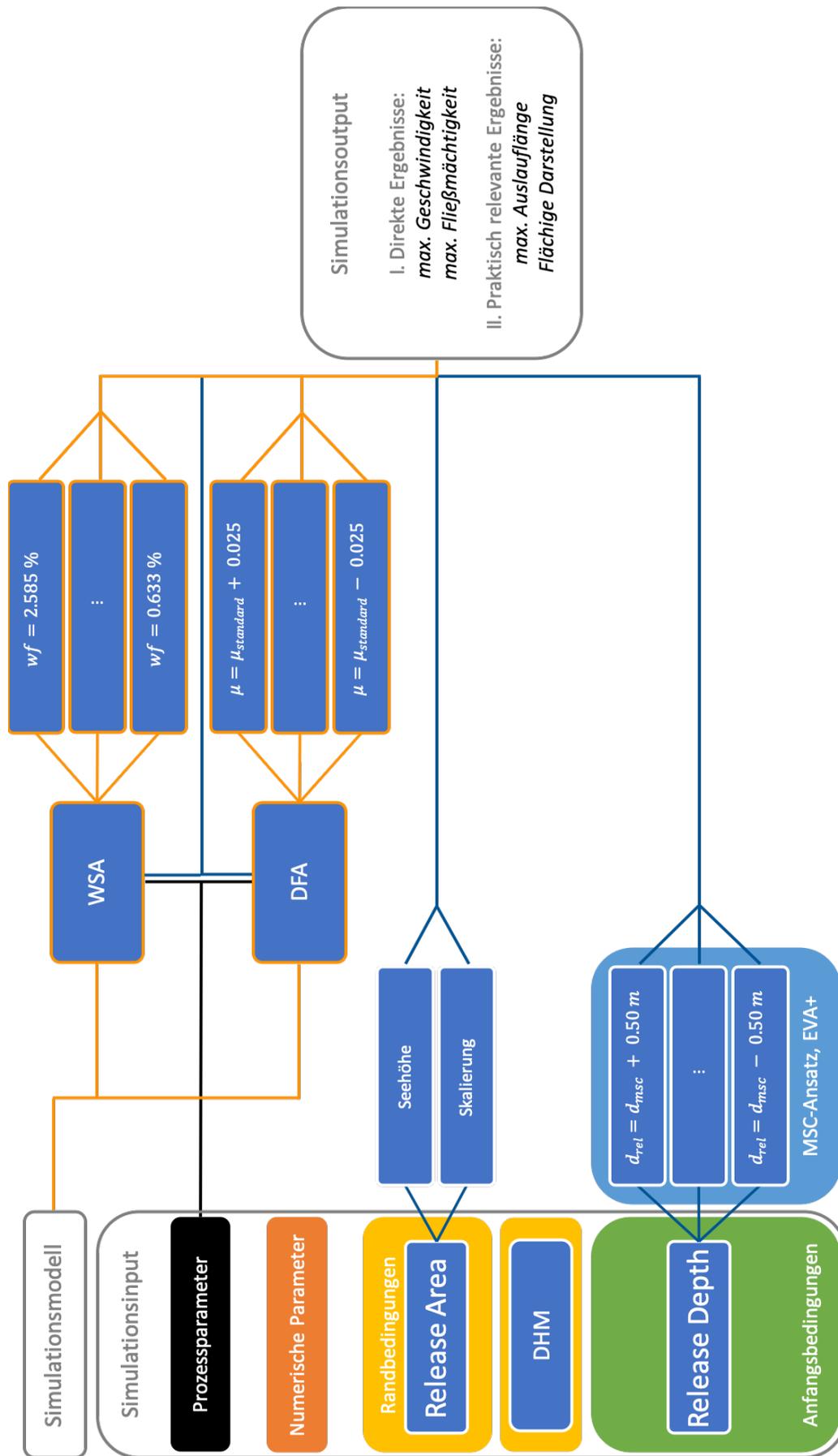


Abb. 4.6: Ablaufschema der Simulationen für den Vergleich der Reibungsmodelle DFA/WSA

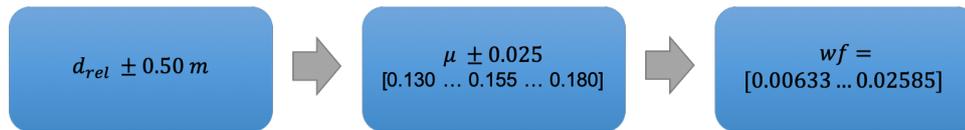


Abb. 4.7: Übersetzung der Variation der Anbruchmächtigkeit auf die Reibung μ (DFA) sowie den Wassergewichtsanteil wf (WSA)

Eine interne Studie der Wildbach- und Lawinenverbauung führte zu ersten Erkenntnissen bezüglich einer sinnvollen Wahl der Temperatur und des Wassergehalts bei Nassschneelawinen (vgl. Tollinger, 2019). Die besten Ergebnisse konnten mit Temperaturen bis -5°C bzw. einem Wassergewichtsanteil von bis zu 2% erzielt werden. Die aus dem Projekt „PSAM II - Uncertainty Handling“ (vgl. Neuhauser und Fischer, 2019) ermittelte Abweichung $\Delta d_{rel} \pm 0.50\text{ m}$ ist vergleichbar mit einer Variation des Reibungsparameters μ um ± 0.025 . Um wiederum die Vergleichbarkeit zwischen den beiden Reibungsmodellen zu gewährleisten ist es erforderlich den Wertebereich der Reibung des Standardmodells in einen entsprechenden Wertebereich für das Nassschneemodell zu übersetzen. Mittels einer Rückrechnung über die Totalenthalpie ergibt sich ein vergleichbarer Wertebereich für den Wassergewichtsanteil zwischen 0.63% und 2.59%. Die Übersetzung der einzelnen Parametervariationsbereiche ist in Abbildung 4.7 dargestellt. In Tabelle 4.1 sind die verwendeten Wertebereiche nochmals aufgelistet.

Tab. 4.1: Wertebereiche der Inputparameter für den Vergleich der beiden Reibungsmodelle

Simulationsmodell	Parameter	Wertebereich
DFA	μ	$\Rightarrow 0.130\dots 0.180$
WSA	Wassergewichtsanteil in [%]	$\Rightarrow 0.633\dots 2.585$

Annahmen für den Modellvergleich

Für die Betrachtung der Ergebnisse des Reibungsmodell-Vergleichs gilt es, bestimmten Annahmen in den Bereichen Input, Modell und Resultate Beachtung zu schenken. Nachfolgend wird auf diese Bereiche näher eingegangen.

• **Input**

Im Rahmen des Modellvergleichs gilt es zu berücksichtigen, dass die Dichte im Anbruchgebiet einen erheblichen Einfluss auf die Lawinausprägung im Auslaufbereich hat. Um eine gute Vergleichbarkeit zu gewährleisten, wird für beide Reibungsmodelle die gleiche Anbruchmasse und somit eine identische initiale Lageenergie $E_{pot} = mgh$ angenommen. In beiden Modellen beträgt die Anbruchdichte $\rho = 200 \text{ kg m}^{-3}$. Obwohl hierdurch die gleiche Anbruchmasse gewährleistet wird, unterscheiden sich die Fließmächtigkeiten zwischen den beiden Modellen. Auf diesen Aspekt wird im Nachfolgenden näher eingegangen.

• **Modell**

Der Einfluss der Dichte im Standardmodell ist sehr gering. Von Bedeutung ist sie für die turbulente Reibung. Zudem wird sie für die Berechnung des Drucks und die Bestimmung lokaler Fließmächtigkeiten benötigt (vgl. Sampl, 2007). Für die Fließdichte wird im Standardmodell ein konstanter Wert von 200 kg m^{-3} angesetzt. Im Nassschneemodell wirkt sich eine Variation der Fließdichte nahezu nicht auf das Ergebnis aus. Die Dichte wird bei der Totalenthalpie nicht berücksichtigt. Daher wird ein konstanter Wert von 400 kg m^{-3} verwendet (vgl. Sampl, 2018).

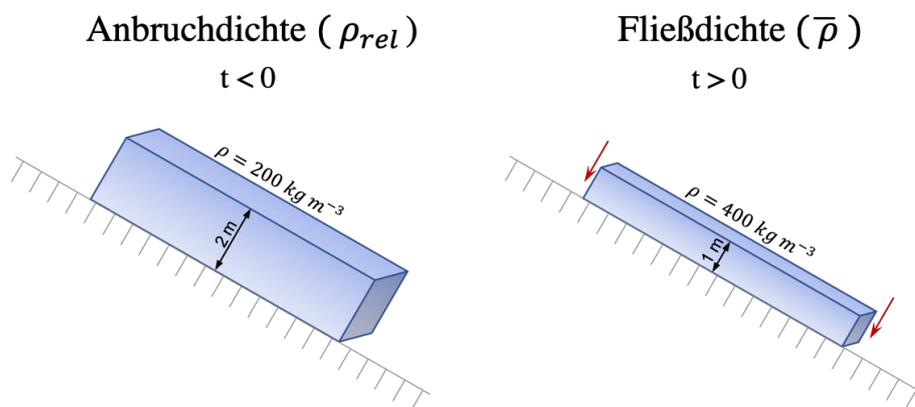


Abb. 4.8: Abrupte Reduktion der Fließmächtigkeit bedingt durch eine im Vergleich zur Anbruchdichte größere Fließdichte

Dennoch ist der Unterschied zwischen der Anbruchdichte sowie der Fließdichte bei der Simulation von Nassschneelawinen von großer Wichtigkeit. Wie die Abbildung 4.8 beispielhaft zeigt, führt der Übergang zwischen beiden Dichten, bei Änderung des Zeitschritts von $t < 0$ Sekunden nach $t > 0$ Sekunden, zu einer plötzlichen Reduktion der Fließmächtigkeit um die Hälfte der ursprünglichen Anbruchmächtigkeit.

- **Resultat**

Für die Vergleichbarkeit der beiden Modelle ist insbesondere die flächige Darstellung sowie die maximale Reichweite der Lawine von besonderer Signifikanz. Bedingt durch die abweichenden Fließdichten beider Modelle ergeben sich nach $p = \rho u^2$ unterschiedliche Fließgeschwindigkeiten bei Betrachtung der gleichen Drucklinie. Für einen Druck von 1 kPa ergibt sich für das Standardmodell eine Geschwindigkeit $u_{runout/DFA} = 2.24 \text{ m s}^{-1}$. Mit einer Fließdichte von 400 kg m^{-3} erhält man für die Simulation mit dem Nassschneemodell eine Geschwindigkeit von $u_{runout/WSA} = 1.59 \text{ m s}^{-1}$. In umgekehrter Richtung erhält man unter der Annahme einer identischen Geschwindigkeit ($u_{runout} = 2.24 \text{ m s}^{-1}$) aufgrund der beiden Dichten zwei verschiedene Druckwerte. Der Druckwert der Nassschneelawine (2 kPa) ist hierbei doppelt so groß wie der Druck der Standardlawine (1 kPa). Schlussendlich wird im Zuge des Modellvergleichs die gleiche Drucklinie (1 kPa) verglichen. Die Geschwindigkeiten sind somit unterschiedlich. Ein exakter Vergleich ist daher nicht möglich. Bei den Simulationsergebnissen der verschiedenen Lawinenzüge zeigte sich, dass sich die Differenz der Auslauflänge zwischen den beiden Druckgrenzen 1 kPa und 10 kPa überwiegend in einem Bereich von bis zu 50 m befindet. Dies wiederum lässt die Schlussfolgerung zu, dass die Unterschiede zwischen den Drucklinien 1 kPa und 2 kPa gering sind und unter der Auflösung des verwendeten DHM liegen. Bedingt durch die bereits aus den Inputparametern vorhandenen Unsicherheiten ist dieser Unterschied vernachlässigbar.

Ergebnisse

In diesem Abschnitt werden die in Kapitel 4 dargestellten Vorgehensweisen zur Untersuchung des Einflusses des Reibungsmodells, sowie der Variation von Inputdaten auf verschiedene Lawinenzüge angewandt. Die Resultate der Auswertung der Outputdaten werden jeweils graphisch und textlich veranschaulicht und die wesentlichen Erkenntnisse herausgearbeitet. Die Abweichung der Variation von der Referenz ist in den entsprechenden Tabellen durch das Symbol Δ gekennzeichnet.

5.1 Anbruchmächtigkeit - Gewichtung

Um den Einfluss einer Gewichtung der Anbruchmächtigkeiten auf die Ergebnisse der Lawinensimulationen näher zu untersuchen wurde eine uniforme Verteilung mit einer Normalverteilung verglichen. Hierfür wurden für jeden Lawinenstrich 21 Simulationen durchgeführt. Die Anbruchmächtigkeiten der Lawinen liegen im Bereich $d_{msc} \pm 0.50$ m und weisen eine Schrittweite von 5 cm auf. Diese Simulationen dienen in weiterer Folge als Basis für die Beantwortung der Forschungsfragen. Bei der uniformen Verteilung erfolgte eine gleichmäßige Gewichtung aller Simulationen. Somit gehen 21 Simulationen mit gleicher Gewichtung in die Darstellung der Häufigkeitsverteilung ein. Für die Normalverteilung wurden die Simulationen entsprechend der gewählten Funktion gewichtet. Die Simulationen nahe dem Mittelwert d_{msc} gehen stärker in die Häufigkeitsverteilung ein als die Simulationen im Randbereich der gewählten Bandbreite.

Maximale Geschwindigkeit und Fließmächtigkeit

Tabelle 5.1 stellt den Median $v_{max0.50}$ sowie die Quantils-Differenz $v_{max0.95} - v_{max0.05}$ der maximalen Geschwindigkeit dar. Für diese kann eine Verringerung der Differenz bei Verwendung einer Normalverteilung festgestellt werden. Deutlich zeigt sich dies an den Ergebnissen für die Planneralm-Lawine. Die Quantils-Differenz verringert sich von 13.2 m s^{-1} (uniforme Verteilung) auf 7.4 m s^{-1} (Normalverteilung 3σ).

Tab. 5.1: Median und Differenz zwischen dem 5 %- und 95 %-Quantil der Geschwindigkeit (v_{max}) in $[\text{m s}^{-1}]$ bei Anwendung unterschiedlicher Verteilungen

Lawine	Median	uniforme Verteilung	Normalverteilung 2σ	Normalverteilung 3σ
	$v_{max0.50}$	$v_{max0.95} - v_{max0.05}$	$v_{max0.95} - v_{max0.05}$	$v_{max0.95} - v_{max0.05}$
Dobratsch	49.1	12.2	10.7	6.5
Grosstal	53.9	5.4	5.2	3.4
Helix	36.4	7.8	7.9	6.4
Planneralm	28.2	13.2	11.2	7.4
Rutsche	27.4	9.9	7.5	8.1

Die Analyse der mittleren maximalen Fließmächtigkeiten zeigte für die Lawine am Dobratsch sowie in Ischgl wiederum eine geringere Differenz der Quantile bei Verwendung einer Normalverteilung. Die Quantils-Differenz der maximalen Fließmächtigkeit der Dobratsch-Lawine ist bei Berücksichtigung einer uniformen Verteilung 12.0 m. Im Gegensatz hierzu reduziert sich die Differenz bei der Normalverteilung mit dreifacher Standardabweichung auf 7.3 m. Für die drei Lawinenzüge Helix, Rutsche und Planneralm konnte diese Tendenz nicht festgestellt werden. Da jedoch die Quantils-Differenz der Fließmächtigkeit für die drei letzteren Lawinen maximal 1 m beträgt, kann bedingt durch die bereits vorhandene Ungenauigkeit aus dem DHM keine exakte Aussage über den Einfluss einer Verteilung getroffen werden. Aufgrund der geringen Änderung der maximalen Fließmächtigkeiten im Vergleich zur uniformen Verteilung erfolgt keine separate tabellarische Darstellung der Ergebnisse. Wie bereits in Kapitel 3.2.1 erwähnt, kann sich die Topographie maßgeblich auf die Lawindynamik auswirken. Die Eigenschaften der Topographie beeinflussen somit auch die Fließmächtigkeit einer Lawine. Aufgrund der flächigen Ausbreitung der Planneralm-Lawine sowie der Rutsche kann die Abweichung von der grundlegenden

Tendenz erklärt werden. Die im Vergleich zu den beiden natürlichen kanalisierten Lawinen Dobratsch und Grosstal rasche Verengung der Lawinenbahn der Helix kommt für diesen Lawinenzug als mögliche Ursache in Frage. Darüber hinaus können sich die Numerik sowie die Partikelverteilung am Anfang der Simulation auf die Simulationsergebnisse auswirken.

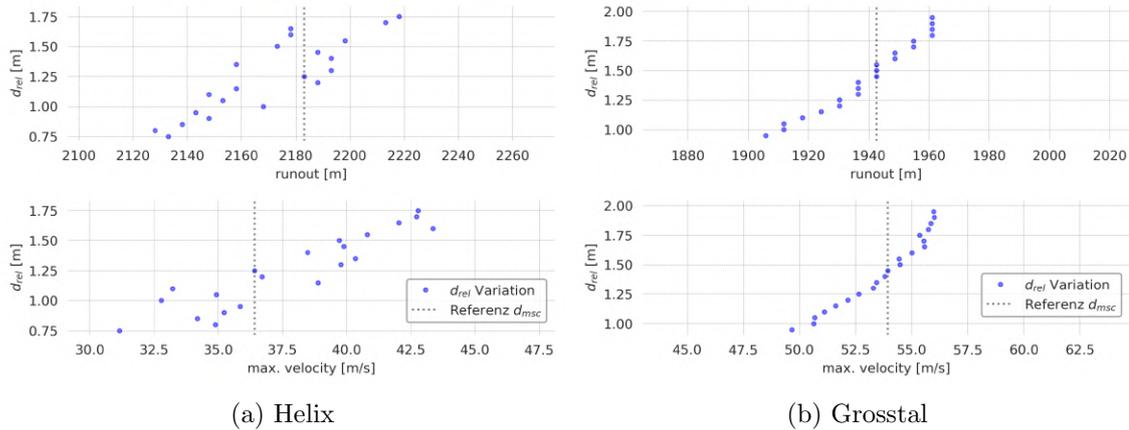


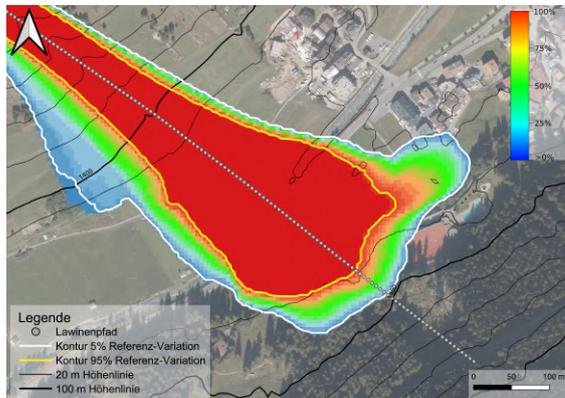
Abb. 5.1: Entwicklung von Auslauflänge und maximaler Geschwindigkeit bei Erhöhung der Anbruchmächtigkeit d_{rel} für die Lawinenzüge (a) Helix und (b) Grosstal

Die Entwicklung der Auslauflänge sowie der maximalen Geschwindigkeit für die Helix in Abbildung 5.1 (a) zeigt eine deutliche Streuung. Trotz eines Anstiegs der Anbruchmächtigkeit d_{rel} tritt vereinzelt eine geringere Auslauflänge bzw. Geschwindigkeit auf. Die maximale Fließgeschwindigkeit für die Helix variiert im Bereich zwischen 31.1 m s^{-1} und 43.4 m s^{-1} . Die maximale Reichweite der Lawinen liegt in einem Bereich von 2128 m bis 2218 m. Ein kontinuierlicher Anstieg konnte mit Ausnahme der Grosstal-Lawine 5.1 (b) bei keinem der untersuchten Lawinenzüge festgestellt werden. Die strichlierte vertikale Linie stellt das jeweilige Simulationsergebnis für den Median d_{msc} aus der Variation der Anbruchmächtigkeit dar. Das für die Erstellung der obigen Abbildung verwendete Skript ist in Anhang C aufgeführt.

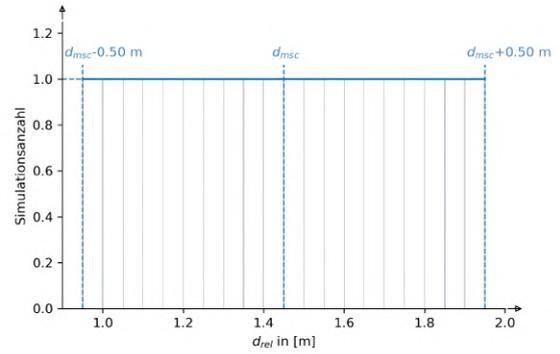
Flächige Darstellung der Häufigkeitsverteilung

Festzuhalten ist, dass für die Normalverteilung eine entsprechende Anzahl an Simulationen notwendig ist, um die Verteilung abbilden zu können. Im Hinblick auf die mittlere maximale Auslauflänge zeigte sich kein Unterschied, da die gleichen Simu-

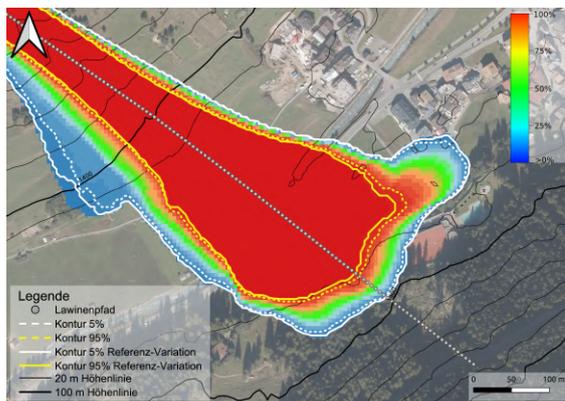
lationen wie für die uniforme Verteilung verwendet wurden. Im Gegensatz hierzu lassen sich bei der flächigen Darstellung Abweichungen feststellen. Die nach einer Normalverteilung gewichteten Simulationen weisen eine zunehmend geringere Überdeckung der Lawinen im Randbereich der flächigen Darstellung bei gleichzeitiger Vergrößerung der Bereiche mit hoher Häufigkeit auf (siehe Abbildung 5.2). Somit verkleinert sich der Abstand zwischen den beiden Quantilen 5 % (weiße Strichlinie) und 95 % (gelbe Strichlinie) der Häufigkeitsverteilung im Vergleich zur uniformen Verteilung (Volllinien). In Abbildung 5.2 sind ebenso die Gewichtungen der einzelnen Simulationen entsprechend der jeweiligen Wahrscheinlichkeitsfunktion (uniform, Normalverteilung 2σ , Normalverteilung 3σ) dargestellt. Basierend auf diesen Gewichtungen wurden die Häufigkeitsverteilungen der Lawinenzüge erstellt. Die Unterschiede der Häufigkeit von Lawinenereignissen im Randbereich ist auf die gewählte Wahrscheinlichkeitsfunktion zurückzuführen. Bedingt durch die verwendete Normalverteilung gehen Simulationen mit hohen Anbruchmächtigkeiten mit einer geringeren Gewichtung in die Berechnung ein, als Simulationen nahes des Medians. Bei Verwendung der zweiten Standardabweichung (2σ) treten 95.45 % der Werte im Bereich $d_{msc} \pm 2\sigma$ auf. Hier ist die Gewichtung, mit der die Simulationen mit großer und kleiner Anbruchmächtigkeit eingehen, geringer als bei der uniformen Verteilung. Der prozentuale Anteil der Simulation mit der Anbruchmächtigkeit d_{msc} ist höher. Gleiches gilt bei Verwendung einer Normalverteilung mit dreifacher Standardabweichung. In diesem Fall liegen 99.7 % der Simulationen im Intervall $d_{msc} \pm 3\sigma$.



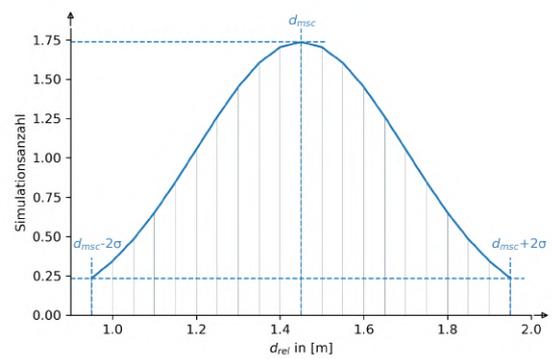
(a) Häufigkeitsverteilung - uniform



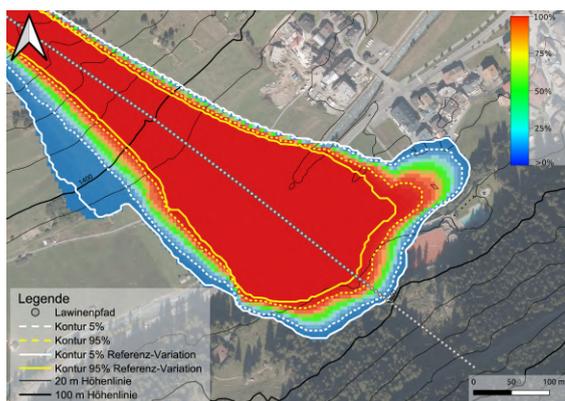
(b) Gewichtung uniform



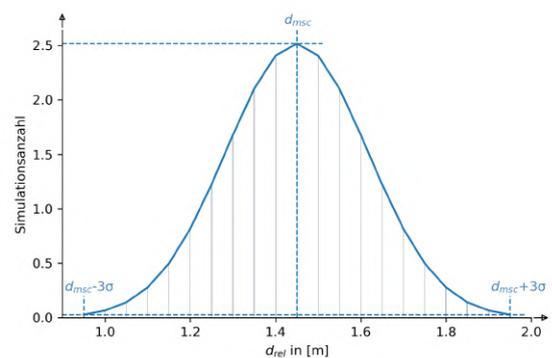
(c) Häufigkeitsverteilung - 2σ



(d) Gewichtung Normalverteilung - 2σ



(e) Häufigkeitsverteilung - 3σ



(f) Gewichtung Normalverteilung - 3σ

Abb. 5.2: Flächige Darstellung der Simulationsergebnisse (links) mit dazugehörigen Funktionen der unterschiedlichen Verteilungen (rechts) für die Grosstal-Lawine

Auslauflänge

Betrachtet man die Differenzen der Auslauflängen in Tabelle 5.2 zwischen dem 5 %-Quantil $r_{0.05}$ und dem 95 %-Quantil $r_{0.95}$ für die berücksichtigten Verteilungen, so zeigt sich tendenziell eine Verringerung der Differenz. Die größte Spannweite zwischen den beiden Werten weisen die Ergebnisse einer gleichförmigen (uniformen) Verteilung der Anbruchmächtigkeiten auf. Beispielsweise beträgt die Quantils-Differenz der Auslauflängen für die Kessellahner-Lawine am Dobratsch 101 m bzw. die Helix 85 m. Bei einer Gewichtung der Schneemächtigkeiten im Anbruchgebiet nach einer Normalverteilung ist die Differenz der Quantile größtenteils geringer. Wird für die Gewichtung der Anbruchmächtigkeiten eine Normalverteilung (3σ) verwendet, verringern sich die Differenzen der Quantile für die Kessellahner-Lawine (43 m) sowie die Helix (5 m) um mehr als die Hälfte. Ursächlich für die Reduktion der Differenz bei Anwendung einer Normalverteilung ist die stärkere Gewichtung der Simulationen mit geringerer Abweichung der Anbruchmächtigkeit vom Referenzwert d_{msc} . Im Gegensatz hierzu wird bei der Variante „uniform“ jede Simulation in der Berechnung der Simulationsergebnisse mit gleicher Gewichtung berücksichtigt.

Tab. 5.2: Median und Differenz zwischen dem 5 %- und 95 %-Quantil der Auslauflänge (r) in [m] bei Anwendung unterschiedlicher Verteilungen

Lawine	Median $r_{0.50}$	uniforme Verteilung $r_{0.95} - r_{0.05}$	Normalverteilung 2σ $r_{0.95} - r_{0.05}$	Normalverteilung 3σ $r_{0.95} - r_{0.05}$
Dobratsch	2711	101	62	43
Grosstal	1943	49	49	25
Helix	2183	85	40	5
Planneralm	901	36	30	12
Rutsche	2070	75	75	60

5.2 Variation der Anbruchgebiete

Im nachfolgenden Abschnitt wird nun im Detail auf die aus der Variation der Anbruchgebiete resultierenden Ergebnisse eingegangen. Im Speziellen wird zunächst in Kapitel 5.2.1 der Einfluss einer Flächenänderung durch Skalierung bzw. Verschie-

bung der Unterkante des Anbruchgebietes betrachtet. Anschließend werden in Kapitel 5.2.2 die Resultate der Seehöhen-Variation wiederum textlich sowie graphisch dargestellt.

5.2.1 Skalierung/Verschiebung

Um den Einfluss einer Flächenänderung zu untersuchen, wurden die Anbruchgebiete der untersuchten Lawinenzüge um 25 % verkleinert. Die Verkleinerung der Flächen erfolgt zum einen durch eine Verschiebung der Unterkante. Zum anderen wurde die selbe Reduktion der Fläche durch eine Skalierung erzielt. Anschließend fand ein Vergleich der beiden Varianten mit der Referenz-Variation und den darin verwendeten unveränderten Anbruchgebieten statt. Für die Vergleichbarkeit wurden die verkleinerten Anbruchgebiete mit einer höheren Anbruchmächtigkeit beaufschlagt, sodass die Masse der Lawinen wiederum identisch ist. Da die Resultate der beiden Ansätze sehr ähnlich sind, wird nachfolgend nur das Ergebnis der Auswertung einer Flächenreduktion durch Verschiebung der Unterkante dargestellt.

Maximale Geschwindigkeit und Fließmächtigkeit

Bei Betrachtung der Fließgeschwindigkeiten in Tabelle 5.3 zeigen sich zwischen den Quantilen der Referenz-Variation und der Variante mit reduzierter Anbruchfläche Abweichungen von -6.1 m s^{-1} (Helix, $\Delta v_{max_{0.05}}$) bis zu 4.7 m s^{-1} (Grosstal-Lawine, $\Delta v_{max_{0.95}}$). Die Ergebnisse der Simulationen auf der Helix-Topographie weisen im Gegensatz zu sämtlichen anderen gewählten Topographien eine im Vergleich zur Referenz-Variation verringerte Geschwindigkeit auf. Bei allen anderen Lawinenzügen wurde bei einer Flächenreduktion eine Erhöhung der maximalen Geschwindigkeit dokumentiert. Gleiche Resultate zeigten sich für die Skalierung. Die Abweichung der Geschwindigkeit von der Referenz-Variation bei der Helix beträgt hier jedoch weniger als -1 m s^{-1} .

Ursächlich für die geringere Geschwindigkeit bei verkleinertem Anbruchgebiet könnte die früh auftretende starke Verengung der Lawinenbahn der Helix in Kombination

Tab. 5.3: Vergleich der Quantile der maximalen Geschwindigkeit (v_{max}) in $[\text{m s}^{-1}]$ bei unterschiedlichen Flächengrößen und gleicher Startmasse

Lawine	Referenz-Variation		Flächenreduktion -25%	
	$v_{max0.05}$	$v_{max0.95}$	$\Delta v_{max0.05}$	$\Delta v_{max0.95}$
Dobratsch	42.7	54.9	+3.4	+1.0
Grosstal	50.6	56.0	+4.2	+4.7
Helix	34.9	42.7	-6.1	-3.0
Planneralm	20.6	33.8	+1.7	+2.7
Rutsche	22.9	32.8	+1.8	+3.7

mit einer zunächst höheren Fließmächtigkeit (höhere Schneemächtigkeit für gleiche Lawinenmasse) sein. Dies spiegelt sich in der graphischen Auswertung der Fließhöhenverteilung wider. Die Geschwindigkeit vor Eintritt in die Rinne ist, bedingt durch die höhere Fließmächtigkeit, größer als die der Simulationen aus der Referenz-Variation (siehe Gleichung 2.54). Weiters kommt es durch die zunehmende und früh eintretende Verengung zu einer „Aufstauung“ und somit Bremsung der Lawine. Der Maximalwert der Fließgeschwindigkeit der Lawine mit kleinerem Anbruchgebiet ist somit geringer als für die Referenz-Variation.

Die Abweichung der Quantile $d_{max0.05}$ und $d_{max0.95}$ für die maximalen Fließmächtigkeiten der Lawinen beträgt bei einer 25%igen Flächenreduktion im Vergleich zur Referenz-Variation wenige Zentimeter bis hin zu drei Metern. Die größten Abweichungen zeigen sich für die beiden in Ischgl und den Villacher Alpen gelegenen Lawinenzüge. Das 5%-Quantil der Grosstal-Lawine in Ischgl verringert sich bei einer Flächenreduktion um 3.1 m. Bei der Kessellahner-Lawine am Dobratsch ist das 95%-Quantil um 1.7 m kleiner als das entsprechende Quantil der Referenz-Variation. Wo hingegen die Divergenz der maximalen Fließmächtigkeiten für die Planneralm-Lawine sowie die Rutsche wenige Zentimeter beträgt. Eine gleichmäßige Skalierung der Flächen führte wiederum zu gleichen Ergebnissen für die maximale Fließmächtigkeit. Aufgrund der geringen Veränderung werden die maximalen Fließmächtigkeiten nicht explizit in einer eigenen Tabelle aufgeführt.

Flächige Darstellung der Häufigkeitsverteilung

Vergleicht man die flächige Darstellung der Häufigkeitsverteilung (siehe Abbildung 5.3) für die Flächenreduktion der Grosstal-Lawine (a) mit der Referenz-Variation, so zeigt sich nahezu kein Unterschied im farblichen Verlauf. Ebenso sind die beiden Quantils-Linien (Strichlinien) deckungsgleich mit denen der Referenz (Volllinien) mit Ausnahme eines kleinen Bereichs auf der orographisch rechten Seite der Lawine. Die Auswertungen der Simulationen mit den künstlichen Topographien Helix und Rutsche führten zu ähnlichen Ergebnissen.

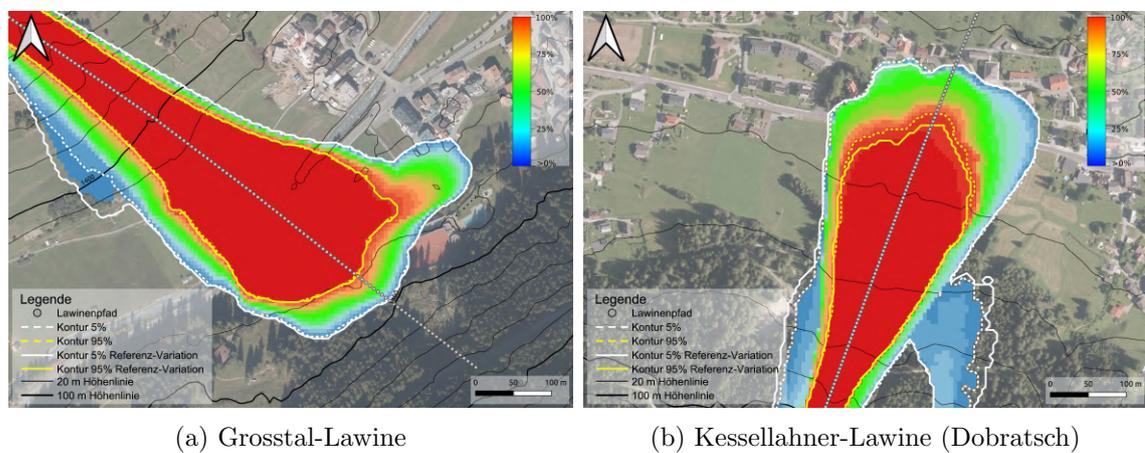


Abb. 5.3: Häufigkeitsverteilung der Druckwerte > 1 kPa bei Flächenreduktion und gleicher Startmasse für die Lawinenzüge Grosstal und Dobratsch mit Konturlinien

Die flächige Darstellung der Kessellahner-Lawine (b) am Dobratsch zeigt geringfügige Abweichungen. Während die Kontur des 95 %-Quantils im vorderen Bereich der Lawine eine größere Reichweite als die der Referenz-Variation aufweist, deckt sich die 5 %-Konturlinie im relevanten Auslaufbereich wiederum mit der Referenz. Ähnliche Tendenzen lassen sich für die Lawine an der Planneralm feststellen. Im Auslaufbereich der Lawine ist eine Abweichung der 5 %-Quantils-Linie erkennbar. Die 95 %-Linie deckt sich nahezu mit der entsprechenden Konturlinie der Referenz-Variation. Bei Betrachtung des gesamten Prozessbereichs der Lawine können insbesondere im Randbereich der Sturzbahn Abweichungen in der Häufigkeit eruiert werden. Die Ergebnisse der Reduktion durch Verschiebung der Unterkante sowie der Reduktion durch eine gleichmäßige Skalierung von allen Seiten zeigen ein sehr ähnliches Bild im

für die Raumentwicklung bedeutsamen Prozessbereich der Lawinen. Einzig bei der Planneralm sowie der Rutsche zeigt sich bei der Skalierung eine Verschmälerung der Lawinenbahn im Bereich der Sturzbahn. Durch die Reduktion der seitlichen Ausdehnung des Anbruchgebietes, bei gleichzeitig flächig ausgeprägter Topographie, tritt eine Konzentration der Schneemassen auf. Eine Erweiterung der Lawinenbreite über die Längsausdehnung der Anrissbreite hinaus findet aufgrund der Topographie nur in geringem Ausmaß statt. Dies kann aufgrund der Geländeform für die Dobratsch- und Grosstal-Lawine sowie die Helix (runsenförmig) nicht festgestellt werden.

Auslauflänge

Tabelle 5.4 stellt die Quantile der Auslauflängen für die unterschiedlichen Lawinzüge dar. Neben den Ergebnissen der Referenz sind zusätzlich die Abweichungen Δr der Quantile der Flächenreduktion zur Referenz aufgeführt.

Tab. 5.4: Vergleich der Quantile der Auslauflängen (r) in [m] bei unterschiedlichen Flächengrößen und gleicher Startmasse

	Referenz-Variation		Flächenreduktion -25 %	
	$r_{0.05}$	$r_{0.95}$	$\Delta r_{0.05}$	$\Delta r_{0.95}$
Lawine				
Dobratsch	2629	2730	+43	0
Grosstal	1912	1961	0	+6
Helix	2128	2213	+15	+5
Planneralm	888	924	0	-24
Rutsche	2015	2090	-5	0

Die Auslauflängen für die Rutsche sowie die Grosstal-Lawine weichen bei einer 25%igen Verkleinerung der Fläche, jedoch gleicher Anbruchmasse, nur geringfügig von dem jeweiligen Referenzwert ab. Das 5%-Quantil der Lawine am Dobratsch erhöht sich um 43 m wohingegen keine Veränderung des 95%-Quantils festgestellt werden konnte. Ein ähnliches Ergebnis, nur in umgekehrter Form, zeigte sich für die Planneralm-Lawine (-24 m). Die Ergebnisse bei Durchführung einer Skalierung der Anbruchgebiete spiegeln die Resultate in ähnlicher Größenordnung wider. Aufgrund der händischen Manipulation der Anbruchgebiete weichen die Anbruchmassen geringfügig von der Referenz ab. Da die Abweichungen jedoch maximal ca. 1.1 t be-

tragen, kann ohne Weiteres von einer ausreichend genauen Übereinstimmung der Massen und somit von einer Vergleichbarkeit der Ergebnisse ausgegangen werden.

5.2.2 Variation der Seehöhe

Der zuvor untersuchte Einfluss einer Flächenreduktion durch Verschiebung der Unterkante auf die Simulationsergebnisse stellt bereits eine geringfügige Veränderung der Seehöhe dar. Um den Einfluss unterschiedlicher Seehöhen genauer zu untersuchen, wurden die Anbruchgebiete unter Berücksichtigung der Topographie um eine Höhendifferenz von 200 m bis 420 m, bezogen auf das Referenzanbruchgebiet, verschoben.

Maximale Geschwindigkeit und Fließmächtigkeit

Die maximale Fließgeschwindigkeit (5 %- und 95 %-Quantile) der Lawinen Kessellahner (Dobratsch), Planneralm und Rutsche ist für Anbruchgebiete mit geringerer Seehöhe kleiner. Der Median für die maximale Fließgeschwindigkeit der Kessellahner-Lawine mit den oberen Anbruchgebieten ist 49.1 m s^{-1} . Betrachtet man die Ergebnisse desselben Lawinenzugs mit tieferen Anbruchgebieten, weist der Median einen geringeren Wert von 42.8 m s^{-1} auf. Im Gegensatz hierzu ist die maximale Geschwindigkeit der beiden Lawinenzüge Helix und Grosstal für tiefer gelegene Anbruchgebiete größer. Für die Grosstal-Lawine beträgt der Median bei Verwendung der oberen Anbruchgebiete 38.5 m s^{-1} . Die Auswertung der Simulationen mit tieferen Anbruchgebieten führt zu einer maximalen Fließgeschwindigkeit von 53.9 m s^{-1} ($r_{0.50}$). Als Ursache der geringeren Geschwindigkeit der Grosstal-Lawine kann die geringe Neigung im vorderen Bereich des Kessels angeführt werden. Diese führt bereits vor dem Übergang zwischen Kessel und dem Bereich des unteren Anbruchgebietes zu einer Reduktion der Geschwindigkeit sowie einem Massenverlust. Die höhere Geschwindigkeit des tiefen Anbruchgebietes in der Helix ist auf die höhere Fließmächtigkeit zurückzuführen. Diese führt wiederum zu einer geringeren Reibung.

Tab. 5.5: Vergleich der Quantile der max. Fließgeschwindigkeiten (v_{max}) und Fließmächtigkeiten (d_{max}) verschiedener Lawenzüge bei Veränderung der Seehöhe (Referenz-Szenario „fett“ dargestellt)

Lawine	v_{max} in [m s^{-1}]			d_{max} in [m] (MMD)		
	$v_{max0.05}$	$v_{max0.50}$	$v_{max0.95}$	$d_{max0.05}$	$d_{max0.50}$	$d_{max0.95}$
Dobratsch	42.7	49.1	54.9	9.5	15.3	21.5
Dobratsch_unten	33.5	42.8	50.0	7.8	12.7	16.6
Grosstal	50.6	53.9	56.0	13.7	18.8	23.4
Grosstal_oben	34.7	38.5	41.2	8.6	11.5	13.2
Helix	34.9	36.4	42.7	5.4	4.0	5.0
Helix_unten	34.8	42.8	48.5	5.0	7.3	9.1
Planneralm	20.6	28.2	33.8	2.4	2.9	3.5
Planneralm_unten	19.5	24.3	28.1	2.6	3.2	4.0
Rutsche	22.9	27.4	32.8	2.2	2.5	2.6
Rutsche_unten	20.0	23.1	27.3	2.0	2.1	2.4

In Tabelle 5.5 sind neben den Quantilen der maximalen Fließgeschwindigkeiten ebenso die maximalen Fließmächtigkeiten wiedergegeben. Für die Fließmächtigkeiten kann keine Tendenz in Abhängigkeit der Seehöhe festgestellt werden. Hier scheint die Topographie neben der Anbruchmasse einen wesentlich größeren Einfluss zu haben. Dies spiegelt sich insbesondere bei einem Vergleich der runsenförmigen Lawinen (Dobratsch, Grosstal, Helix) mit den flächigen Lawinen (Planneralm, Rutsche) wider. Die Abweichungen der Quantile der runsenförmigen Lawinenbeispiele ist zwischen den Varianten mit unterschiedlicher Starthöhe wesentlich größer als bei den flächigen Lawinen. Sowohl der Median $d_{max0.50}$ als auch die beiden Quantile $d_{max0.05}$ und $d_{max0.95}$ veranschaulichen diesen Zusammenhang.

Flächige Darstellung der Häufigkeitsverteilung

Die Simulationen der Lawinen mit tiefem Anbruchgebiet führten für jeden Lawinenzug zu größeren Ausläuflängen. Der Wert für das 5%-Quantil als auch das 95%-Quantil nahm dementsprechend zu. Die Abbildung 5.4 stellt die flächige Darstellung der Häufigkeitsverteilung für die Kessellahner-Lawine am Dobratsch (a) sowie die Rutsche mit einer künstlichen Topographie (b) dar. Ebenso sind die Quantilslinien der Referenz (Volllinie) sowie der Seehöhenvariation (Strichlinie) abgebil-

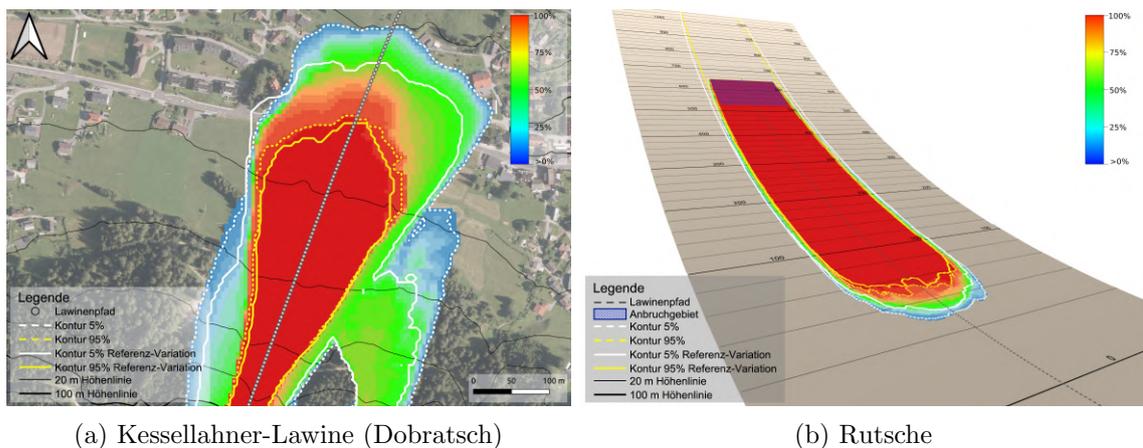


Abb. 5.4: Häufigkeitsverteilung der Druckwerte > 1 kPa der Kessellahner-Lawine sowie Rutsche mit tiefem Anbruchgebiet inklusive Konturlinien

det. Beide Beispiele zeigen eine größere Auslauflänge der für die beiden Quantile repräsentativen Lawinen mit geringerer Starthöhe. Der farbliche Verlauf der flächigen Darstellung verschiebt sich für das Anbruchgebiet der Rutsche mit geringerer Seehöhe lediglich weiter Talwärts. Die Ausprägung der einzelnen Farbabstufungen bleibt annähernd konstant. Ähnliches zeigt sich für die Helix. Im Gegensatz zu den künstlichen Topographien führen Anbruchgebiete in unterschiedlichen Seehöhen bei natürlichen DHM zu gänzlich unterschiedlichen Häufigkeitsverteilungen. Sowohl die Ausprägung in longitudinaler als auch lateraler Richtung wird durch die Topographie der unterschiedlichen Lawinenbahnen maßgeblich beeinflusst. Die Grosstal-Lawine weist besonders große Unterschiede in der Darstellung der Häufigkeitsverteilung auf (siehe Anhang B). Insbesondere die Unterschiede der 5 %- und 95 %-Quantile der beiden Varianten mit unterschiedlicher Starthöhe sind beachtlich. Dies ist auf die Topographie der Lawinenbahn zurückzuführen. Die Schneemassen aus den oberen Anbruchgebieten überwinden bis zum Austritt aus dem Kessel zwei Flachstücke. In diesen Flachstücken kommt es zu einem erheblichen Massenverlust wodurch die Reichweite der Lawine begrenzt wird.

Auslauflänge

Der Vergleich der berechneten Quantile der Auslauflängen bestätigt die zuvor in der flächigen Darstellung der Häufigkeitsverteilung aufgezeigten Erkenntnisse. In Tabelle 5.6 sind neben den Quantilen der Lawinen mit hohem Anbruchgebiet die Abweichungen der Simulationsergebnisse mit geringerer Starthöhe aufgeführt. Der Vergleich der Lawinen mit Anbruchgebieten in unterschiedlicher Seehöhe wurde durch die Verwendung eines gemeinsamen Startpunkts (siehe Kapitel 4.2) ermöglicht.

Tab. 5.6: Unterschiede der Auslauflängen (r) in [m] bei unterschiedlicher Seehöhe der Anbruchgebiete

Lawine	Hohes Anbruchgebiet		Abweichung „tiefes Anbruchgebiet“		Höhendifferenz
	$r_{0.05}$	$r_{0.95}$	$\Delta r_{0.05}$	$\Delta r_{0.95}$	
Dobratsch	2629	2730	+28	+53	-397
Grosstal	2506	2797	+425	+182	+421
Helix	2128	2213	+35	+20	-244
Planneralm	888	924	+12	+78	-198
Rutsche	2015	2090	+20	+50	-402

Alle untersuchten Lawinenzüge weisen für tiefere Anbruchgebiete eine größere Auslauflänge auf. Die größten Unterschiede für die Quantile $r_{0.05}$ und $r_{0.95}$ zeigen sich für die Grosstal-Lawine. Die Abweichung Δr des 5 %-Quantils ist 425 m. Das 95 %-Quantil der Grosstal-Lawine mit tiefem Anbruchgebiet erhöht sich um 182 m im Vergleich zu den Simulationen mit höher gelegenen Anbruchgebieten im Kessel. Wie zuvor bereits erwähnt, ist dies auf die beiden Flachstücke im Bereich des Kessels und somit auf einen hierdurch bedingten Massenverlust zurückzuführen. Bei Betrachtung der Größe der Abweichungen lässt sich kein Trend mit zunehmender Höhendifferenz feststellen.

5.3 Modellvergleich

Nachfolgend werden die Ergebnisse des Vergleichs zwischen dem neuen Fließmodell für Nassschneelawinen (WSA) und dem Standardmodell (DFA) in SamosAT dar-

gestellt. Für die Untersuchung der beiden Reibungsmodelle wurden wiederum die verschiedenen Standardtopographien sowie Lawinenzüge herangezogen. Ziel dieses Vergleichs war es, den jeweiligen Einfluss der Modelle auf die Simulationsergebnisse bei vergleichbaren Anfangs- und Randbedingungen zu ermitteln. Wie bereits in Kapitel 4.3 aufgeführt, wurden die Reibung (DFA) sowie der Wassergewichtsanteil (WSA) variiert. Es erfolgte keine Variation der Anbruchmächtigkeit.

Maximale Geschwindigkeit und Fließmächtigkeit

Die Geschwindigkeiten der Simulationen mit dem Nassschneemodell sind im Mittel um ca. 8 m s^{-1} geringer als bei Verwendung des Standardmodells. Druck, Geschwindigkeit und Dichte stehen in direktem Zusammenhang. Aufgrund der angenommenen höheren Fließdichte (400 kg m^{-3}) für Nassschneelawinen ist die maximale Fließgeschwindigkeit geringer als bei Verwendung des Standardmodells. Im Vergleich zum Standardmodell reduziert sich die maximale Geschwindigkeit für die Quantile der Nassschneesimulationen durchschnittlich um 21 %. Die Quantilsdifferenzen der Referenz-Variation sind im Vergleich zu denen der beiden Modellvarianten größer. Während die Differenzen für die Referenz-Variation zwischen 5.4 m s^{-1} und 13.2 m s^{-1} liegen weisen die Differenzen für die beiden Modelle Werte zwischen 0.9 m s^{-1} (Rutsche, DFA) und 4.1 m s^{-1} (Grosstal-Lawine, DFA) bzw. 0.7 m s^{-1} (Helix, WSA) bis 2.4 m s^{-1} (Grosstal-Lawine, WSA) auf. Ebenso bedingt die abweichende Fließdichte zwischen den Modellen einen Unterschied in den maximalen Fließmächtigkeiten. Diese sind bei Verwendung des Nassschneemodells im Vergleich zum Standardmodell um 34 % reduziert.

Flächige Darstellung der Häufigkeitsverteilung

In der flächigen Darstellung der Simulationsergebnisse zeigen sich sowohl in der Häufigkeitsverteilung als auch der Form des Auslaufbereichs deutliche Unterschiede zwischen den beiden Reibungsmodellen. Die Simulationen des Nassschneemodells weisen deutlich weitere Ausläufängen auf. Einzige Ausnahme bildet die Grosstal-Lawine. Die Verwendung des Nassschneemodells führt für die Häufigkeitsverteilung dieses Lawinenzugs zu einer geringeren Flächenausdehnung sowie kürzeren Aus-

lauflänge (siehe Abbildung 5.5). Die Geländeausprägung scheint die Simulationsergebnisse der Nassschneesimulationen stärker zu beeinflussen als die des Standardmodells. Neben einer verringerten Auslauflänge der Nassschneesimulationen aufgrund des Geländeanstiegs zeigt sich in der Häufigkeitsverteilung eine geringe Ausbreitung der Grosstal-Lawine im Bachbett der Trisanna auf der orographisch linken Seite.

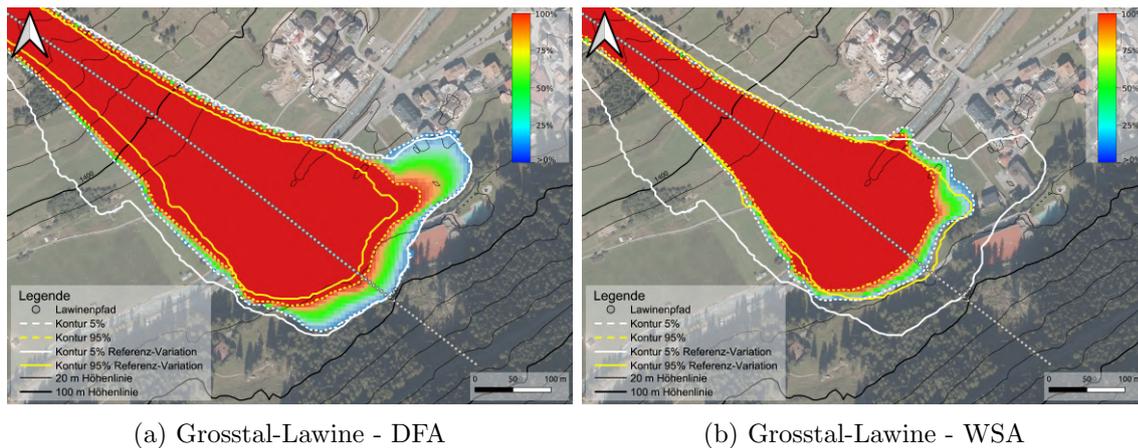


Abb. 5.5: Häufigkeitsverteilung der Druckwerte > 1 kPa für die Reibungsmodelle WSA und DFA der Grosstal-Lawine in Ischgl mit Konturlinien

Die Abbildung 5.6 zeigt die Häufigkeitsverteilungen der beiden Reibungsmodelle für die Rutsche. Deutlich erkennbar ist die breitere Lawinenform im Auslaufbereich für das Nassschneemodell (b) sowie die im Vergleich zur Referenz-Variation (Volllinie) längeren maximalen Reichweiten. Die Unterschreitung einer 100%igen Überdeckung tritt beim Standardmodell nach einer Fallhöhe von ca. 920 m ein. Die Grenze der 100%igen Überdeckung der einzelnen Simulationen mit dem Nassschneemodell wird erst nach einer Fallhöhe von ca. 980 m unterschritten. Betrachtet man die einzelnen Simulationen der Lawenzüge, so führt eine Erhöhung des Wassergewichtsanteils zu einer Verbreiterung der Lawine im Auslaufbereich.

Bei einem Vergleich der Häufigkeitsverteilungen der Referenz-Variation (d_{rel} Variation) mit der Variation der Reibung im Standardmodell zeigen sich nur geringfügige Unterschiede im Randbereich der flächigen Darstellung. Einzelne Simulationen mit geringer Reibung führen zu einer größeren Ausdehnung des Prozessbereichs der Lawine. Wie bereits in Kapitel 4.3 geschildert, ist dies auf die Übersetzung der An-

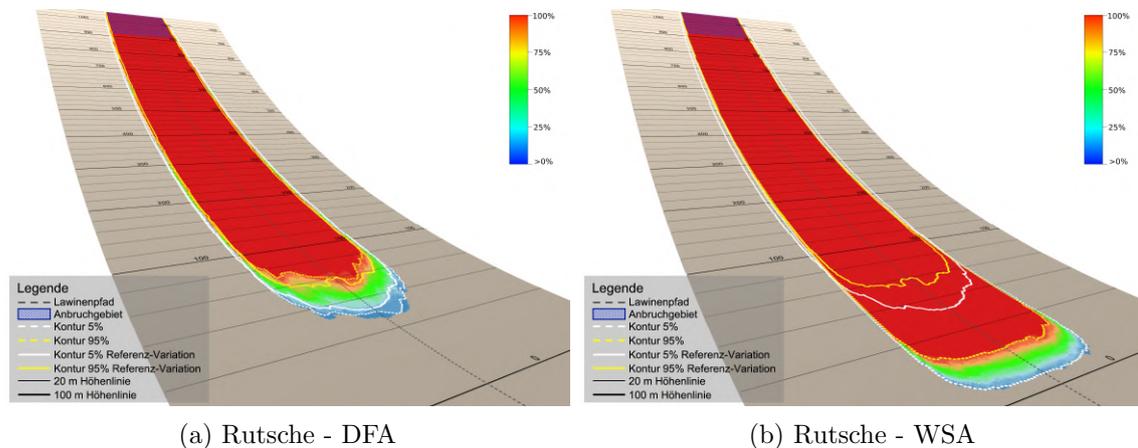


Abb. 5.6: Häufigkeitsverteilung der Druckwerte > 1 kPa für die Reibungsmodelle WSA und DFA auf der Rutsche mit Konturlinien

bruchmächtigkeit d_{rel} auf die Reibung μ zurückzuführen. Somit entspricht die Variation der Reibung um ± 0.025 einer Variation der Anbruchmächtigkeit mit einer Bandbreite von 100 cm.

Auslauflänge

Wie in Tabelle 5.7 dargestellt, ist der Wert des 5%-Quantils für alle Lawenzüge kleiner als der des 95 %-Quantils. Während das 5 %-Quantil für die Rutsche 1975 m ist, zeigen die Resultate für das 95 %-Quantil einen höheren Wert von 2105 m. Gleiche Resultate zeigen sich für die Ergebnisse der Nassschneesimulationen. Somit führt ein Anstieg der Reibung im Standardmodell bzw. eine Verringerung des Wassergewichtsanteils im Nassschneemodell zu einer Verkürzung der Auslauflängen. Die Auslauflängen der Lawenzüge bei Verwendung des Nassschneemodells sind mit Ausnahme der Grosstal-Lawine größer. Hier beträgt die maximale Reichweite der Lawinen (Median $r_{0,50}$) der Nassschneesimulationen 1887 m, wohingegen die Simulationen bei Verwendung des Standardmodells mit 1943 m eine weitere Auslauflänge aufweisen. Die Differenzen der Quantile für die Variation der Reibung $\mu = [0.13 - 0.18]$ im Standardmodell sind für alle Lawenzüge größer als bei Variation des Wassergewichtsanteils im Nassschneemodell. Die Sensitivität der Variation des Wassergewichtsanteils ist im Vergleich zur Reibungsvariation im Standardmodell für die Betrachtung der Auslauflänge geringer.

Tab. 5.7: Quantile der Auslauflängen (r) bei Verwendung verschiedener Simulationsmodelle sowie unterschiedlicher Topographien.

Modell	$r_{0.05}$ in [m]	$r_{0.50}$ in [m]	$r_{0.95}$ in [m]	Modell	$r_{0.05}$ in [m]	$r_{0.50}$ in [m]	$r_{0.95}$ in [m]
DFA	2682	2711	2735	DFA	1918	1943	1961
WSA	2720	2735	2744	WSA	1881	1887	1900

(a) Dobratsch

(b) Grosstal

Modell	$r_{0.05}$ in [m]	$r_{0.50}$ in [m]	$r_{0.95}$ in [m]	Modell	$r_{0.05}$ in [m]	$r_{0.50}$ in [m]	$r_{0.95}$ in [m]
DFA	2128	2183	2233	DFA	894	900	942
WSA	2333	2378	2414	WSA	1050	1073	1079

(c) Helix

(d) Planneralm

Modell	$r_{0.05}$ in [m]	$r_{0.50}$ in [m]	$r_{0.95}$ in [m]
DFA	1975	2070	2105
WSA	2290	2335	2380

(e) Rutsche

Für den Vergleich der Quantils-Differenzen zwischen der Referenz-Variation und den beiden Modell-Variationen lässt sich kein genereller Trend feststellen. Festzuhalten ist, dass bereits eine kleine Veränderung der Reibung zu erheblichen Abweichungen der Simulationsergebnisse führt. Wohingegen sich bei der Auswertung der zuvor geschilderten Ergebnisse in Kapitel 5.1 und 5.2 herausstellte, dass die Variation der Anbruchmächtigkeit erst bei großen Abweichungen die Resultate maßgeblich beeinflusst. Vergleicht man das $r_{0.95}$ -Quantil der Referenz mit der Reibungsvariation im Standardmodell, so liegen die Werte für die Lawinenzüge Dobratsch, Helix, Planneralm und Rutsche um 5 m bis 20 m über den Werten des Quantilwertes der Referenz-Variationen. Für die Grosstal-Lawine sind die 95 %-Quantile identisch.

5.4 Quervergleich der Forschungsfragen

Maximale Fließgeschwindigkeit: Im Folgenden werden nun die verschiedenen Ergebnisse der einzelnen Forschungsfragen miteinander verglichen. Die Unterschiede der maximalen Fließgeschwindigkeit sind bei Änderung der Anbruchfläche größer als bei Variation der Gewichtung der Anbruchmächtigkeiten. Eine Seehöhen-Variation führt wie die Änderung der Flächengröße zu Unterschieden im unteren einstelligen Wertebereich. Die größten Unterschiede bei der maximalen Fließgeschwindigkeit lassen sich in den Resultaten des Nassschneemodells feststellen. Denn für dieses Modell wird eine doppelt so große Fließdichte angenommen. Im Mittel beträgt die Abweichung im Vergleich zum Standardmodell ca. -8 m s^{-1} .

Maximale Fließmächtigkeit: Die Unterschiede der maximalen Fließmächtigkeit im Vergleich zur Referenz-Variation sind für die Variation der Gewichtung sowie die Änderung der Anbruchfläche gering. Im Durchschnitt betragen die Abweichungen wenige Zentimeter bis Meter. Im Gegensatz hierzu führen die Seehöhen-Variation sowie eine Änderung des Reibungsmodells zu größeren Unterschieden. Jedoch gilt es zu berücksichtigen, dass durch die Änderung der Seehöhe der Lawinenpfad erweitert wird. Bei Verwendung des Nassschneemodells ist wiederum die größere Fließdichte für die Fließmächtigkeit entscheidend.

Flächige Darstellung: Aus den flächigen Darstellungen der Häufigkeitsverteilung lässt sich erkennen, dass eine Änderung der Flächenausdehnung bzw. Seehöhe zu großen Unterschieden führt. Sowohl in longitudinaler als auch lateraler Richtung beeinflusst die Variation der Anbruchgebiete die Häufigkeitsverteilung der Druckwerte. Ebenso zeigen sich bei einem Vergleich der Reibungsmodelle deutliche Unterschiede in der Darstellung. Eine Variation der Gewichtung nach verschiedenen Wahrscheinlichkeitsfunktionen führt zu geringfügigeren Unterschieden der Häufigkeitsverteilung. Die Unterschiede konzentrieren sich hier vorwiegend auf den Randbereich der flächigen Darstellung.

Auslauflänge: Betrachtet man die Ergebnisse der Auslauflängen der einzelnen Forschungsfragen zeigt sich, dass die Gewichtung der Anbruchmächtigkeiten nach einer Normalverteilung die maximale Reichweite der Lawinen stärker beeinflusst als eine Skalierung der Anbruchfläche. Wesentlich stärker wirkt sich eine Variation der Seehöhe aus. Das 95 %-Quantil der Auslauflänge der Lawinenzüge bei Verringerung der Starthöhe liegt im Bereich zwischen 20 m (Helix) und 182 m (Grosstal-Lawine). Denn größten Einfluss auf die Auslauflänge weist die Auswahl des Modells auf. Als Beispiel sind hier die um 275 m (Rutsche, WSA) bzw. 181 m (Helix, WSA) größeren maximalen Reichweiten der Nassschneesimulationen (Differenzen der Quantile $r_{0,95}$) zu nennen.

Diskussion

Im Zuge der durchgeführten Sensitivitätsanalyse wurde der Einfluss zahlreicher Rand- und Anfangsbedingungen sowie das Simulationsverhalten zweier verschiedener Reibungsmodelle in SamosAT untersucht. Als entscheidend für die Simulationsergebnisse wurde insbesondere die Seehöhe identifiziert. Auch die Wahl des verwendeten Reibungsmodells ist in der Lawinensimulation nicht unerheblich. Denn die dem Modell zugrunde liegenden Berechnungsmethoden und physikalischen Annahmen wirken sich ebenso auf die Resultate aus. Wohingegen eine Skalierung der Anbruchflächen sowie Variation der Gewichtung von Anbruchmächtigkeiten nur geringfügige Auswirkungen auf die Simulationsergebnisse haben. Nachfolgend wird nun näher auf die einzelnen Unsicherheiten im Simulationsprozess von Lawinen und deren Bedeutung für die Anwendung von Simulationsprogrammen eingegangen.

6.1 Anbruchmächtigkeit - Gewichtung

Als Bezugsergebnis für sämtliche Vergleiche wurde die Referenz-Variation mit einer uniformen Verteilung herangezogen. Mit Gleichung 3.3 erfolgte die Definition der Bandbreiten für die Anbruchmächtigkeit je Lawinenzug. Anschließend wurde diese mit einer Schrittweite von 5 cm unterteilt. Die daraus resultierenden Anbruchmächtigkeiten wurden für die Simulationen verwendet und eine Gewichtung der Simulationsergebnisse nach der gewählten Verteilung durchgeführt. Die Ergebnisse der Variation der Gewichtung zeigten keinen wesentlichen Einfluss auf die Simulationsergebnisse. Bedingt durch die stärkere Gewichtung der Simulationen um

die Referenz d_{msc} , bei Verwendung einer Normalverteilung, verringern sich die Bereiche mit geringer Häufigkeit in der flächigen Darstellung geringfügig. Die Differenzen der Quantile der Normalverteilung sind tendenziell kleiner als die der uniformen Verteilung. Dies spiegelt sich in den in Kapitel 5 aufgeführten Ergebnissen für die Dobratsch-Lawine wider. Die Quantils-Differenz dieses Lawinenzugs beträgt bei Berücksichtigung einer uniformen Verteilung 101 m bzw. Normalverteilung (3σ) 43 m. Die Werte der maximalen Auslauflänge, Geschwindigkeit und Fließmächtigkeit bleiben aufgrund der Verwendung der gleichen Simulationen nahezu identisch. Ein wesentlicher Vorteil der Normalverteilung ist die Berücksichtigung selten auftretender kleiner bzw. großer Anbruchmächtigkeiten bei gleichzeitig stärkerer Gewichtung der Anbruchmächtigkeit aus dem MSC-Ansatz. Im Vergleich zu einer uniformen Verteilung entspricht dies mehr den natürlichen Gegebenheiten.

Die gleichzeitige Variation zweier oder mehrerer Parameter ist durch die Automatisierung des Simulationsprozesses mit Hilfe eines „cint“-Skriptes möglich. Jedoch kann die Größe des Einfluss eines der variierten Parameter nicht mehr hinreichend genau quantifiziert werden. Für die Untersuchung der Sensitivität empfiehlt sich somit eine „Einzelvariation“. In der Praxis kann eine Variation mehrerer Parameter durchaus zur Anwendung kommen. Eine Kombination der Variation von Anbruchmächtigkeit und Reibung ist denkbar. Die Interpretation der Simulationsergebnisse wird durch die „Mehrfachvariation“ schwieriger, jedoch ist die gleichzeitige Darstellung mehrere Unsicherheiten in Form einer einzigen flächigen Darstellung der Häufigkeitsverteilung möglich. Durch das Miteinbeziehen von Parameterkonstellationen, z.B. geringe Reibung in Kombination mit hoher Anbruchmächtigkeit, durch die Verwendung einer Normalverteilung, können extreme Schneesituationen berücksichtigt werden. In der Gefahrenbeurteilung kann somit derartigen Ausgangslagen mit entsprechend geringfügiger Gewichtung Beachtung geschenkt werden.

Wesentlich entscheidender für die Bestimmung der Anbruchmächtigkeit ist die Ermittlung des Höhengradienten. Die Werte unterscheiden sich je nach verwendeter Quelle (Leichtfried, 2009; Hölzl et al., 2017) mitunter erheblich. Daher weichen die

berechneten Anbruchmächtigkeiten (d_{msc}) zum Teil um bis zu 15 cm bis 20 cm ab. Festzuhalten ist jedoch, dass durch die Verwendung einer Bandbreite mit 100 cm die aus den unterschiedlichen Quellen resultierenden Werte für die Schneemächtigkeit bereits enthalten sind. Eine Vergrößerung der Bandbreite wirkt sich zwar auf die Simulationsergebnisse aus, ist jedoch aufgrund unrealistisch großer Anbruchmächtigkeiten für einzelne Lawinenzüge nicht sinnvoll. Somit stellt die gewählte Spannweite von 100 cm eine praxistaugliche Wahl dar und ermöglicht bereits die Berücksichtigung der Unsicherheiten aus der Berechnung des d_{msc} .

Da die Qualität der Inputdaten maßgeblich den Simulationsoutput bestimmt, ist zudem das gewählte Bemessungsereignis von großer Relevanz. Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine 150-jährliche Wiederkehrdauer als Bemessungsereignis definiert. Die relevante Dreitagesneuschneemenge wird durch eine Extrapolation aus den Daten der Messstationen ermittelt. Eine Ermittlung der Schneemächtigkeit an der Messstation erfolgt somit über einen dokumentierten Zeitraum hinaus. Hierfür ist die Qualität der Messungen sowie die Länge der Datenaufzeichnung von Bedeutung. Hier zeigt sich ebenfalls der Vorteil der Parametervariation innerhalb einer definierten Spannweite $\pm\Delta d$. Denn diese ermöglicht eine Kompensation von Unsicherheiten. Neben einer gewissen Berücksichtigung der Unsicherheit aus der Extrapolation werden zudem Simulationen mit geringer und großer Anbruchmächtigkeit gleichermaßen in den Ergebnissen berücksichtigt. Somit beschränkt sich die Lawinensimulation nicht ausschließlich auf einen einzigen Eingangswert. Potentielle Lawinenereignisse mit geringerer bzw. größerer Häufigkeit finden durch die Spannweite Eingang in die Simulationsresultate.

Bei einem Anstieg der Startmasse ist mit einer größeren Auslauflänge sowie Geschwindigkeit zu rechnen. Dennoch zeigen die Simulationsergebnisse für die Auslauflänge sowie maximale Geschwindigkeit keinen kontinuierlichen Anstieg mit zunehmender Anbruchmächtigkeit (siehe Abbildung 5.1). Die Variation der Auslauflängen bei der Helix liegt im Bereich zwischen 2128 m und 2218 m. Dies ist zum einen auf die gewählte Druckgrenze von 1 kPa zurückzuführen. Die Auswertung des

Drucks der einzelnen Simulationsergebnisse zeigt zwar eine kürzere 1 kPa Druckgrenze. Die vollständige maximale Reichweite der Lawine bis zu einer Grenze von 0 kPa ist jedoch länger. Zum anderen ist dieses Ergebnis auf den Lawinenpfad sowie die rechtwinkelige Projektion der Druckwerte auf diesen zurückzuführen. Eine möglichst genau Auswahl des Lawinenpfades ist daher für die Auswertung entscheidend. Dennoch lässt sich die starke Streuung anhand der genannten Gründe nicht gänzlich erklären. Weitere Faktoren wie die Numerik bzw. die räumliche Verteilung des Lawinenschnees entlang der Sturzbahn scheinen einen Einfluss zu haben. Bei Betrachtung der maximalen Fließmächtigkeiten entlang des Lawinenpfades zeigten sich bereits bei geringfügiger Variation der Anbruchmächtigkeit erhebliche Unterschiede. Darüber hinaus variiert die Partikelverteilung im Anbruchgebiet zwischen jeder Simulation. Diese aus der Numerik resultierende Unschärfe ist für die Simulationsergebnisse nicht unerheblich. Weitere Untersuchungen sind daher nötig um den Einfluss der numerischen Variabilität zu klären.

6.2 Flächenänderung der Anbruchgebiete

Eine geringfügige Veränderung der Fläche um -25% führte zu keiner wesentlichen Veränderung der Simulationsergebnisse. Die Flächenänderung stellt bereits eine Veränderung der Seehöhe in geringem Ausmaß dar. Sowohl die maximale Geschwindigkeit als auch die Fließmächtigkeit weichen nur geringfügig vom Referenzwert ab. Die flächigen Darstellungen der Häufigkeitsverteilung weisen nur minimale Unterschiede, insbesondere im Randbereich des Prozessbereichs, auf. Der Vergleich der Referenz-Variation mit der Veränderung der Flächenausdehnung erfolgte unter Annahme gleicher Startmassen in den Anbruchgebieten. Dies bedeutet, dass die Verkleinerung der Anbruchgebiete durch eine Erhöhung der Anbruchmächtigkeit kompensiert wurde. Eine Reduktion der Masse führt zu einer Verkürzung der Auslauflänge sowie einer verringerten Fließmächtigkeit. Die Masse ist neben der Schneemächtigkeit im Anbruchgebiet von deren Fläche abhängig. Für die Simulationsergebnisse stellt die

aus den Anfangs- bzw. Randbedingungen resultierende Masse daher eine „Schlüsselgröße“ dar. Seitliche Änderungen der Anbruchgebiete wirken sich bei flächigen Lawinenbahnen neben der Ausprägung der Reliefform der Sturzbahn auf die Lawinenbreite aus. Eine Verschmälerung bewirkt eine Reduktion der Fließbreite. Für kanalisierte Lawinen ist die seitliche Skalierung aufgrund der Form der Sturzbahn nicht entscheidend.

Die graphische Auswertung der Simulationsergebnisse im Zuge einer flächigen Darstellung der Häufigkeitsverteilung eignet sich hervorragend als Entscheidungstool in der Praxis. Somit wird der Übergang von einer „scharfen“ Grenze einer einzelnen Lawinensimulation zu einer flächigen Darstellung des potentiellen Prozessgebietes mit zusätzlichen statistischen Informationen ermöglicht. Eine Identifizierung von Bereichen hoher bzw. geringer Unsicherheit wird durch die Häufigkeitsverteilung wesentlich vereinfacht. Ebenso können mit Hilfe der flächigen Darstellung gezielt verschiedenste potentielle Maßnahmen auf ihre Wirksamkeit geprüft werden. Beispielsweise die Wirkung einer teilweisen Verbauung von Anbruchgebieten sowie von Sprengungen bei gewissen Schneemächtigkeiten im Anbruchgebiet. Hierfür ist jedoch die exakte Abgrenzung der potentiellen Anbruchgebiete erforderlich. Die Abgrenzung der Anbruchgebiete ist im Gelände meist schwierig. Ortskenntnis, Chroniken und Bildmaterial vergangener Lawinenereignisse können bei der Ausweisung von Anbruchgebieten helfen. Die exakte Bestimmung der Flächengrenzen ist ausschlaggebend für die Anbruchmasse. Diese wiederum ist im Simulationsprozess von großer Bedeutung.

6.3 Seehöhen-Variation der Anbruchgebiete

Anders als erwartet führten Anbruchgebiete mit geringerer Seehöhe zu längeren Auslauflängen. Wie in Kapitel 5.2.2 dargestellt, konnte dieses Ergebnis für alle untersuchten Testgebiete sowie die beiden generischen Topographien festgestellt werden. Führt man ein einfaches prozessbasiertes Block-Modell an, müssten die Anbruch-

gebiete mit größerer Seehöhe eine größere maximale Reichweite aufweisen. Nachfolgend wird dies unter der Annahme einer einfachen Energieerhaltung mit Coulomb-Reibung dargestellt.

$$E_{pot} + E_{kin} + E_{Diss} = 0 \quad (6.1)$$

Es gilt die Dissipationsenergie E_{Diss} , die kinetische Energie E_{kin} sowie die potentielle Energie E_{pot} zu berücksichtigen.

$$E_{pot}(x) = m \cdot g \cdot (z(x_0) - z(x)) \quad (6.2a)$$

$$E_{kin}(x) = \frac{1}{2} \cdot m \cdot v^2(x) \quad (6.2b)$$

$$E_{Diss}(x) = \mu \cdot (x - x_0) \cdot F_N \quad (6.2c)$$

Wie bereits in Abbildung 2.8 (a) dargestellt, wirken aufgrund der Gravitation sowie der Coulomb Reibung auf den Block die Normalkraft F_N , Reibungskraft F_R und Gewichtskraft F_G . Die Dissipationsenergie ergibt sich aus der Normalkraft, dem Reibungskoeffizienten sowie der Strecke. Mit Hilfe der Winkelfunktionen sowie der Gleichung für die Reibungskraft $F_R = \mu \cdot F_N$ lässt sich der Reibungskoeffizient μ berechnen. Wird nun die Gleichung der Energieerhaltung 6.1 gelöst, so lässt sich die Masse kürzen und die Geschwindigkeit des Blocks definiert sich zu

$$v^2(x) = 2g(z(x_0) - z(x) - \mu(x - x_0)). \quad (6.3)$$

Wird nun die Energie des angenommenen Blocks am Startpunkt des unteren Blocks berechnet, so ist die vorhandene Energie höher als die Startenergie des unteren Blocks. Ausgehend von diesem einfachem Block-Modell ist zu erwarten, dass ein höherer Starpunkt zu einer größeren Auslauflänge führt. Dennoch zeigen die Si-

mulationsergebnisse mit SamosAT ein gänzlich anderes Ergebnis. Wie in Kapitel 5 aufgeführt, beträgt die Abweichung $\Delta r_{0.95}$ zwischen den hohen und tiefen Anbruchgebieten der Grosstal-Lawine 182 m. Größere Reichweiten der Lawinen, bei Verwendung tieferer Anbruchgebiete, konnten bei allen Lawinenzügen verzeichnet werden. Zu berücksichtigen ist, dass es sich bei dem soeben herangezogenen Blockmodell um ein stark vereinfachtes Modell handelt und daher wesentliche Prozesse unberücksichtigt bleiben. Hauptunterschied zwischen dem zuvor angeführten Blockmodell und SamosAT ist, dass es sich beim Blockmodell um ein eindimensionales Modell handelt und somit keine Massenausbreitung stattfindet. Wohingegen SamosAT ein 2D tiefengemitteltes dynamisches Modell ist und eine andere Bodenreibung aufweist. Ebenso wird für das Blockmodell eine konstante Masse in Form eines Blocks angenommen. Ein Massenverlust bzw. eine Massenaufnahme entlang des Lawinenpfades wird nicht berücksichtigt. In den Simulationen der Grosstal-Lawine konnte eine erhöhte Fließmächtigkeit im Bereich der beiden Flachstücke festgestellt werden. Ebenso lässt sich in den AIMEC-Auswertungen eine Reduktion des Drucks und somit eine verringerte Geschwindigkeit erkennen. Somit kann im Bereich des hinteren Kessels von einem Massenverlust ausgegangen werden. Dieser beeinflusst maßgeblich die maximale Reichweite der Lawine. Einen weiteren Einfluss auf die Auftretenswahrscheinlichkeit der Auslauflängen könnte die räumliche Verteilung der Schneemassen entlang des Lawinenpfades haben. Die Auswertungen der maximalen Fließmächtigkeiten für die Rutsche zeigten grundlegende Unterschiede in der Verteilung der Schneemassen für unterschiedliche Starthöhen. In wie weit sich die Verteilung des Lawinenschnees entlang der Sturzbahn während des Prozesses auf die Simulationsergebnisse auswirkt bedarf weiterer Untersuchungen.

Nach Margreth (2007) wird eine Verbauung der Anbruchgebiete mit Stahlschneebrücken von oben nach unten durchgeführt. Die Stützwerte werden unter den höchstliegenden beobachteten Anrisslinien von Schneebrettlawinen errichtet und die Verbauung nach unten fortgesetzt. Da die Bauwerke nur auf statische Drücke ausgelegt sind, müssen die obersten Werke bei stark vergwächteten Graten in unmittelba-

rer Nähe zum Gwächtenfuss aufgestellt werden. Dynamische Einwirkungen durch einen Wächtenbruch oder Lawinen führen zu Schäden an der Anbruchverbauung. Durch die Verbauung verringert sich das potentielle Anbruchgebiet bzw. begrenzt sich bei Teilverbauungen von Geländekammern auf kleinere Geländebereiche. Ebenso können forstlich-biologische Maßnahmen z.B. Hochlagenaufforstungen langfristig zu einer Reduktion der Anbruchgebiete führen. Die Unsicherheit in den Ergebnissen, die sich aus der Veränderung der Starthöhe von Lawinen ergibt, ist somit im Hinblick auf technische sowie forstlich-biologische Maßnahmen sehr relevant. Insbesondere in Skigebieten sowie oberhalb des Siedlungsraums ist eine genaue Ermittlung der Auslauflänge wichtig. Die Simulationen von Lawinen mit einer Variation der Anbruchgebiete kann bei geplanten Schutzmaßnahmen einen Beitrag zur Kosten-Nutzen-Analyse leisten.

Weiters gilt es eine Verschiebung der Vegetationsgrenzen zu berücksichtigen. Bebi und Ulrich (2008) untersuchten die Waldveränderung zwischen zwei Inventurperioden in den Schweizer Berggebietsflächen. Im Zuge der Auswertung konnte ein Anstieg der Waldfläche in potentiellen Lawinenanrissgebieten festgestellt werden. Sie weisen jedoch darauf hin, dass es sich bei der Waldentwicklung nahe der Waldgrenze um einen langfristigen Prozess handelt, der insbesondere stark von den Standortbedingungen beeinflusst wird. Ebenso können Störungen wie Borkenkäferbefall oder Stürme zu erheblichen Waldschäden führen. Durch eine zunehmende Lückengröße, geringere Bestandesdichte sowie eine Erweiterung der Anbruchgebiete bzw. die Entstehung von Lawinenbahnen nimmt die Lawinenwahrscheinlichkeit zu. Die Ausweisung der Anbruchgebiete erfordert die Berücksichtigung einer Vielzahl an Einflussfaktoren wie sie in Kapitel 2.1.1 bereits aufgeführt sind. Windeinfluss spielt eine besondere Rolle, da dieser zu einer räumlich ungleichmäßigen Verteilung des Schnees führt. Die Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse haben gezeigt, dass die Wahl des Anbruchgebietes die Simulationsergebnisse stark beeinflusst. Eine umfassende Analyse der Einflussfaktoren ist vor der Durchführung von Lawinensimulationen somit für die Qualität der Simulationsergebnisse entscheidend.

6.4 Modellvergleich

Die in Kapitel 2 aufgeführte Lawinenklassifikation zeigt die unterschiedlichen Lawinenarten. Das Thema Nassschneelawinen ist vor allem im Frühjahr sehr präsent. Bei Berücksichtigung des Klimawandels und einem prognostizierten Temperaturanstieg sowie größeren Niederschlagsmengen im Winter (vgl. Beniston et al., 2003; Schneebeili et al., 1997; Widmann und Schär, 1997) stellt die Simulation von Nassschneelawinen ein spannendes und für die Zukunft bedeutendes Forschungsgebiet dar. Ursache der meist spontanen Lawinenabgänge ist flüssiges Wasser in der Schneedecke. Dieses schwächt die Bindung an Schichtgrenzen. Potentielle Wasserquellen sind in der Beschreibung des Nassschneemodells in Kapitel 2.3.4 angeführt. Die damit verbundenen Unterschiede der Fließeigenschaften zwischen trockenen und nassen Lawinen beeinflussen die Prozesse innerhalb der Lawine entscheidend. Aus den Ergebnissen des Modellvergleichs lassen sich sowohl in der statistischen Auswertung der Simulationsergebnisse als auch in der graphischen Darstellung Unterschiede zwischen den beiden Reibungsmodellen DFA und WSA erkennen. Durch einen Anstieg der Temperatur bzw. des Wassergewichtsanteils verringert sich die Reibung. Dementsprechend weisen die Resultate des Nassschneemodells größere Auslauflängen auf. Ebenso konnte eine breitere laterale Ausdehnung bei flächigen Topographien festgestellt werden. Das Nassschneemodell reagiert sehr sensitiv auf Geländeänderungen. Gegenanstiege führen zu einer Bremsung bzw. seitlichen Ausdehnung im Auslaufbereich. Zudem konnte bei der Grosstal-Lawine eine Ausbreitung im Bachbett der Trisanna in der flächigen Darstellung, trotz einer Auflösung des DHM von 5 m x 5 m, festgestellt werden.

Ein ähnliches Verhalten ist in den Ergebnissen des Standardmodells nicht ersichtlich. Die Ergebnisse der μ -Variation im Standardmodell verdeutlichen die Sensitivität dieses Parameters. Bereits geringfügige Abweichungen vom Standardwert führen zu Abweichungen in den Simulationsergebnissen. Dies wird bereits an den Größen der Abweichungen $\Delta d_{rel} = 0.50$ m bzw. $\Delta\mu = 0.025$ ersichtlich. Die Reibung ist somit ein entscheidender Faktor für die Simulationsergebnisse. Aufgrund der Übersetzung

der Anbruchmächtigkeits-Variation in eine Variation der Reibung unterscheiden sich die flächigen Darstellungen nur geringfügig.

Um die exakte Übersetzung der Reibung auf den Wassergewichtsanteil und somit den Modellvergleich zu ermöglichen, wurden die Wassergewichtsanteile auf fünf Nachkommastellen bestimmt. Eine derartige Genauigkeit ist in der Praxis nicht praktikabel. Die Simulationsergebnisse des Nassschneemodells zeigten eine zunehmende Auslauflänge mit wärmeren Temperaturen. Ab 0 °C kann eine Variation des Wassergewichtsanteils erfolgen. Dieser wirkt sich insbesondere auf die Breite der Lawine im Auslaufbereich aus. Ein höherer Wasseranteil führt zu einer größeren lateralen Ausbreitung. Nassschneelawinen können zum Teil bizarre Ablagerungsmuster bilden (vgl. Rudolf-Miklau und Sauer Moser, 2011). Spontane Richtungsänderungen bis zu 180° aufgrund von Geländeunebenheiten oder Hindernissen sind möglich. Das verwendete Nassschneemodell liefert nur eine grobe Vorhersage des potentiellen Prozessbereichs. Lange sowie in der Richtung stark abweichende Lawinenarme können nicht abgebildet bzw. reproduziert werden. Zudem können komplexe Prozesse im Inneren der Lawine z.B. Interaktionen mit Feststoffen nicht berücksichtigt werden. Das Nassschneemodell ermöglicht daher in erster Linie die Abschätzung des gefährdeten Bereichs. Ein weiterer Grund für die spontane Richtungsänderung von Nassschneelawinen kann Fremdmaterial, z.B. Baumstämme oder Gesteinsmaterial, in der Lawine sein. Durch Verkeilung im Untergrund kann einseitig eine Bremsung der Lawine hervorgerufen werden. Durch die unterschiedlichen Geschwindigkeiten der Schneemassen wird somit eine Richtungsänderung eingeleitet.

Steuernde Größe des Nassschneemodells ist die Enthalpie. Eine wärmere Schneetemperatur sowie ein höherer Wassergehalt und eine größere Seehöhe führen zu einer größeren Enthalpie. Im Umkehrschluss bedeutet dies, dass die Reibung geringer ist. Weitere Forschungen sind insbesondere zur Festlegung sinnvoller Bandbreiten von Wassergehalt und Temperatur anzustellen. Dabei gilt es die Erwärmung während des Prozesses miteinzubeziehen. Ausgehend von der in Kapitel 2.3.4 genannten Erwärmung von $1/200 \text{ } ^\circ \text{ m}^{-1}$ kann eine grobe Abschätzung der Schneetemperatur im

Anbruchgebiet erfolgen. Aufgrund der Komplexität der ablaufenden Prozesses sowie der auftretenden Interaktionen zwischen dem Lawinenschnee und der Luft stellen die thermischen Vorgänge innerhalb der Lawine ein interessantes Forschungsgebiet dar. Erste Erkenntnisse zu den Interaktionen treibender Mechanismen der Temperaturentwicklung bzw. zum thermischen Gleichgewicht bei gravitativen Massenbewegungen lieferten die von Fischer et al. (2018) in einer Rotationstrommel durchgeführten Laborexperimente. Die aus den Versuchen gewonnen Ergebnisse führten zu einem vereinfachten analytischen Modell. Dieses Modell kann für eine einfache Beschreibung der Temperaturentwicklung von gravitativen Massenprozessen herangezogen werden. Darüber hinaus ermöglicht dieser Ansatz das Reibungsverhalten verschiedener Massenbewegungen wie Lawinen näher zu untersuchen sowie die physikalischen Prozesse, die zu einer Änderung der Materialeigenschaften führen, besser zu verstehen. Die Temperaturentwicklung ist für die Auslauflänge von entscheidender Bedeutung. Speziell in diesem Gebiet bedarf es daher weiterer Forschungen. Weiters definiert sich durch die Festlegung von Wertebereichen der Anwendungsbereich des neuen Nassschneemodells. Eine klare Abgrenzung zwischen den verschiedenen Modellen soll gewährleistet werden. Ebenso bedarf es weiterer Untersuchungen, welchen Einfluss die Dichte des Schnees im Anbruchgebiet auf die Simulationsergebnisse ausübt. Im Rahmen dieser Arbeit wurde für beide Modelle eine Dichte von 200 kg m^{-3} angesetzt um die gleiche Startmasse zu erhalten. Wie in Tabelle 2.2 aufgeführt liegt die Lawinenschneedichte von nassen Fließlawinen bei 300 kg m^{-3} bis 500 kg m^{-3} . Durch die verwendete Strömungsdichte tritt eine sprunghafte Verdoppelung der Dichte auf. Dies ist durchaus kritisch zu betrachten, aber dem Ziel der Vergleichbarkeit der Ausgangslage geschuldet. Denn das Ziel des Vergleichs der beiden Reibungsmodelle war die Ermittlung der Auswirkungen der Modellwahl bei gleicher Ausgangslage. Das Nassschneemodell wurde somit nicht im dafür vorgesehenen Rahmen angewandt. Ein Vergleich der beiden Modelle ist aufgrund der genannten Annahmen daher nur eingeschränkt möglich. Die Unterschiede zwischen den Reibungsmodellen konnten jedoch herausgearbeitet werden. Zur Eingrenzung

des Anwendungsbereichs des WSA-Modells bedarf es dennoch weiterer Analysen und insbesondere der Simulation gut dokumentierter Nassschneelawinenereignisse.

6.5 Szenarienbildung

Das Wettergeschehen beeinflusst maßgeblich die Lawinenentstehung. Wie bereits in Kapitel 2.1.1 beschrieben, haben insbesondere die Neuschneemenge, Wind und Energieeintrag einen Einfluss auf die Ausbildung der Schneedecke im Anbruchgebiet. Eine Möglichkeit der Berücksichtigung einer naturnahen Schneeverteilung bietet der MSC-Ansatz. Im Zuge dieser Arbeit wurde für eine bessere Vergleichbarkeit eine homogene Verteilung gewählt. Mit Hilfe dieses Ansatzes besteht die Möglichkeit, die Variabilität der Schneedecke über Seehöhe und Hangneigung für Anbruch- und Ent-rainmentgebiete darzustellen. Der MSC-Ansatz berücksichtigt jedoch keine Schnee-verwehung sowie den Einfluss des Waldes auf die Schneedecke. Darüber hinaus setzt dieser einen gleichmäßigen Schneefall an jedem Ort voraus (vgl. Fischer und Kof-ler, 2013). Für die Windeinwehung wird in klassischen Simulationen ein Zuschlag verwendet. Von besonderem Interesse sind somit Wettersysteme. Sie bestimmen die Anfangsbedingungen im Anbruchgebiet für die Lawinensimulation. Bisher wurden überwiegend die Lawinenprobleme als typische Auslösekriterien behandelt. Diese be-schreiben typischen Gefahrensituationen und werden als ein Teil der Informationspy-ramide in der Beurteilung der Lawinengefahr verwendet. Hierzu zählen Neuschnee, Trieb-schnee, Altschnee, Nassschnee sowie Gleitschnee (vgl. Tangl et al., 2016). Auf-grund der Bedeutung der Anbruchgebiete stellt die Szenarienbildung jedoch einen wesentlichen Punkt in der Lawinenprognose dar. Nach Rudolf-Miklau und Sauer-moser (2011) besteht zwischen den herrschenden Großwetterlagen und deren Auswir-kungen in den verschiedensten Regionen Österreichs ein enger Zusammenhang. Als Auswirkungen solcher Wetterlagen an den Alpenrändern führen Rudolf-Miklau und Sauer-moser (2011) Starkschneefälle, Warmluft- sowie Kaltlufteinbrüche aber auch Starkwindsituationen wie beispielsweise die Nordweststaulage im Februar 1999 in

Galtür, die zu einer Neuschneemenge von 245 cm innerhalb einer Periode von zehn Tagen führte, an. Aufbauend auf den lawinenbildenden Wetterlagen in den Alpen empfiehlt es sich, die für ein Gebiet typischen zu Lawinen führenden Wetterszenarien zu definieren. Die Definition relevanter Wetterszenarien bietet sich vor allem für Gebiete mit hohem Lawinenrisiko z.B. Skigebiete, Bundesstraßen etc. an. Beispielsweise kann es sich hierbei um Hochwinterszenarien mit entsprechender Staulage oder Frühjahrsszenarien handeln. Wesentliche Parameter für die Szenarienausscheidung sind unter anderem die Windrichtung und Windstärke, Niederschlag, Temperatur sowie die Strahlung. In Kombination führen diese Parameter zu bestimmten lokalen Lawinensituationen. Um lokale Gegebenheiten zu berücksichtigen sollte die Ausscheidung der Szenarien in enger Zusammenarbeit mit örtlichen Lawinenkommissionen und Experten erfolgen. Letztendlich ergibt sich somit ein Szenarienkonzzept. Ausgehend von der aktuellen Wetterlage wird auf das entsprechende Szenario geschlossen, welches typische Lawinensituationen beinhaltet. Über das Szenario kann in weiterer Folge der Fokus verstärkt auf relevante Lawinenzüge gelegt werden. Insbesondere auf die Lage der Anbruchgebiete, Schneemächtigkeit im Anbruchgebiet sowie die Eigenschaften des Schnees. Somit wird ausgehend vom definierten Szenario auf die Örtlichkeit und letzten Endes auf das verwendete Reibungsmodell geschlossen. Bei vollständiger Ausarbeitung dieser Szenarien können die Resultate im Falle eines entsprechenden Wetterereignisses für die Durchführung von Maßnahmen herangezogen werden. Eine zielgerichtete Maßnahmenplanung für diese Lawinenzüge, wie die Festlegung von Ort und Zeitraum von Sperrungen sowie Lawinensprengungen, kann bei Vorlage der Simulationsergebnisse, z.B. in Form von flächigen Darstellungen der Häufigkeitsverteilung, durchgeführt werden. Dies führt zu einer wesentlichen Erleichterung der Arbeit von Entscheidungsträgern. Ein Rückschluss von vergangenen Lawinenzyklen auf typische regionale Szenarien ist bisher nicht detailliert dokumentiert, kann jedoch die situative Gefahrenbeurteilung bedeutend unterstützen. In einem ersten Schritt sollte daher für relevante Gebiete eine Szenarienausscheidung sowie Konzeptentwicklung erfolgen.

Schlussfolgerung und Ausblick

Die Arbeit befasste sich mit den Unsicherheiten im Simulationsprozess von Lawinen. Für die Simulationen wurde die Software SamosAT verwendet. Identifikation, Bewertung und Darstellung der aus den Unsicherheitsquellen resultierenden Einflüsse auf die Simulationsergebnisse standen im Fokus dieser Arbeit. Hierzu wurden Anfangs- und Randbedingungen wie die Anbruchmächtigkeit, Flächenausdehnung und Seehöhe der Anbruchgebiete sowie die Reibung variiert. Ebenso erfolgte ein Vergleich des Standardmodells mit dem neu entwickelten Nassschneemodell. Wichtig in diesem Zusammenhang ist, dass das Ziel der Untersuchung ein Vergleich der Variabilität der Ergebnisse der unterschiedlichen Modelle war. Das Nassschneemodell wurde größtenteils am Rande bzw. außerhalb seines eigentlichen Anwendungsbereichs betrieben. Aufgrund dieser Tatsache können die in Kapitel 5 präsentierten Ergebnisse nicht als detaillierte Untersuchung des Nassschneemodells angesehen werden. Die aus der Parametervariation resultierenden Simulationsergebnisse wurden in ein mit einem Pfad ausgerichtetes Koordinatensystem transformiert und anschließend die Maximalwerte für Auslauflänge, Fließgeschwindigkeit sowie Fließmächtigkeit bestimmt. Die graphische Visualisierung der Ergebnisse erfolgte in Form einer flächigen Darstellung der Häufigkeitsverteilung. Für die Auswertung wurde die Routine AI-MEC (Automated Indicator based Model Evaluation and Comparison), das Geoinformationssystem QGIS sowie Python-Skripte verwendet.

In der umfassenden Sensitivitätsanalyse konnte festgestellt werden, dass sich eine Variation der Anbruchgebiete sowie die Verwendung des Nassschneemodells am stärksten auf die maximale Fließgeschwindigkeit auswirken. Wie bereits in Kapitel

5 erwähnt, beträgt die mittlere Abweichung der Geschwindigkeit der Nassschneesimulationen im Vergleich zum Standardmodell ca. -8 m s^{-1} . Im Gegensatz hierzu führten unterschiedliche Gewichtungen der Anbruchmächtigkeit zu keinen wesentlichen Unterschieden in den Simulationsergebnissen. Den aus der Bestimmung der Anbruchmächtigkeit resultierenden Unsicherheiten ist mehr Aufmerksamkeit zu widmen, da hier große Unterschiede zwischen den verschiedenen Methoden vorhanden sind. Diese Unsicherheiten können jedoch durch die Verwendung einer Bandbreite $\pm \Delta d_{rel}$, wie sie im Rahmen dieser Arbeit zur Anwendung gekommen ist, abgedeckt werden.

Den größten Einfluss auf die maximale Fließmächtigkeit zeigten die Ergebnisse der Seehöhen-Variation. Zu berücksichtigen gilt es, dass die Fließmächtigkeit maßgeblich durch die Topographie beeinflusst wird und sich durch die Änderung der Starthöhe der von der Lawine in Anspruch genommene Bereich des Lawinenpfades ändert. Die maximalen Fließmächtigkeiten der Nassschneesimulationen sind im Vergleich zur Verwendung des Standardmodells um 34 % reduziert. Wie bereits in Kapitel 5.3 geschildert, ist dies wiederum auf die erhöhte Fließdichte zurückzuführen.

Die Variation der Anbruchgebiete durch eine Änderung der Flächenausdehnung bzw. Variation der Seehöhe wirkt sich am größten auf die flächige Darstellung der Häufigkeitsverteilung aus. Die Häufigkeiten im abgebildeten Prozessbereich variieren stark in lateraler sowie longitudinaler Richtung. Neben dem Einfluss der Anbruchgebiete konnten außerdem große Unterschiede zwischen den beiden Reibungsmodellen eruiert werden. Die Verwendung des Nassschneemodells führte mehrheitlich zu Prozessflächen mit größerer seitlicher Ausdehnung im Auslaufbereich.

Zudem wurden die aus den verschiedenen Forschungsfragen resultierenden Ergebnisse im Hinblick auf die Auslauflänge näher untersucht. Es zeigte sich, dass die Definition der Anbruchgebiete von hoher Bedeutung für die Simulationsergebnisse ist. Eine geringfügige Veränderung der Flächengrenzen wirkt sich weniger stark aus, wohingegen die Variation der Seehöhe der Anbruchgebiete zu unerwarteten Er-

gebnissen führte. Anbruchgebiete mit geringerer Starthöhe führten zu größeren maximalen Reichweiten der Lawinen. Beispielsweise resultierte aus den tiefergelegenen Anbruchgebieten bei der Grosstal-Lawine eine um 182 m ($r_{0.95}$) weitere Auslauflänge. Bei diesem Beispiel handelt es sich eher um ein Extrembeispiel. Im Schnitt erhöht sich die Auslauflänge bei tieferen Anbruchgebieten um ca. 50 m ($r_{0.95}$). Mögliche Gründe für dieses Ergebnis scheinen ein Massenverlust während des Prozesses sowie die räumliche Verteilung der Schneemassen entlang der Sturzbahn zu sein. Zur umfassenden Klärung dieses Sachverhalts bedarf es jedoch weiterer Untersuchungen. Der Modellvergleich offenbarte grundlegende Unterschiede. Eine Verwendung des Nassschneemodells führte neben der bereits zuvor genannten größeren seitlichen Ausdehnung zu größeren Auslauflängen. Dies zeigt sich an den um 275 m (Rutsche) sowie 181 m (Helix) größeren 95 %-Quantilswerten der Auslauflängen. Das Nassschneemodell scheint sensibler auf Topographieänderungen zu reagieren als das Standardmodell.

Letztlich gilt es festzuhalten, dass die Qualität der Inputdaten maßgeblich die Qualität der Simulationsergebnisse bestimmt. Insbesondere die Festlegung der Anbruchgebiete bestimmt das Ergebnis der Lawinensimulation und ist daher gewissenhaft durchzuführen. Die Anwendung von Simulationsprogrammen erfordert die Kenntnis der Stärken und Schwächen sowie der Grenzen der Modelle. Mit vereinfachten Annahmen wird versucht die Realität möglichst genau abzubilden. Klimatische sowie menschliche Einflüsse können kurzfristig zu Änderungen der Ausgangslage, wie der Entstehung neuer Lawinenbahnen bzw. Vergrößerung von Anbruchflächen, führen. Die Kenntnis und Berücksichtigung der Unsicherheiten ist in der praktischen Anwendung von Lawinensimulationsprogrammen von besonderer Bedeutung. Die Parametervariation über eine Bandbreite $\pm\Delta d_{rel}$ sowie die angewandte graphische Visualisierung potentieller Prozessflächen kann hierbei wesentlich zur Darstellung der Unsicherheiten aus dem Simulationsprozess beitragen.

Literaturverzeichnis

- BEBI, P. UND M. ULRICH (2008): Gibt es immer mehr wirksamen Lawinenschutzwald? *Informationsblatt Wald*, 24, S. 1–3.
- BENISTON, M., F. KELLER, UND S. GOYETTE (2003): Snow pack in the Swiss Alps under changing climatic conditions: an empirical approach for climate impacts studies, *Theoretical and Applied Climatology*, 74(1-2), S. 19–31.
- BMLFUW (2011): die.wildbach - Richtlinie für die Gefahrenzonenplanung, Technischer Bericht, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Stubenring 1, 1010 Wien, Österreich.
- BMNT (2018): „Erfahrungswissen im Umgang mit der Lawinengefahr“ - Aufnahme in das Immaterielle Kulturerbe, URL: <https://www.bmnt.gv.at/forst/wildbach-lawinenverbauung/kooperationen-zusammenarbeit/unesco.html>, Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus, Wildbach- und Lawinenverbauung und Schutzwaldpolitik (Abteilung III/5), Austria, Zugriff: 2019-11-05.
- BRESENHAM, J. (1965): Algorithm for computer control of a digital plotter, *IBM Systems Journal*, 4(1), S. 25–30.
- CALCUTT, M. (2017): Natural wind slab avalanche on Peak 9,310, URL: <https://www.sierraavalanchecenter.org/observation/avalanche/2017/apr/8/natural-wind-slab-avalanche-peak-9310>, Webseite: Sierra Avalanche Center, Zugriff: 2019-10-28.
- CHRISTEN, M., J. KOWALSKI, UND P. BARTELT (2010): RAMMS: numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain, *Cold Regions Science and Technology*, 63(1-2), S. 1–14.

- EAWS (2019): Glossar - European Avalanche Warning Services, URL: <https://www.avalanches.org/de/glossary/#lawinengre>, Begriff: Lawinengröße, Zugriff: 2019-10-28.
- FELLIN, W. (2013): *Einführung in Eis-, Schnee- und Lawinenmechanik*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 175 S.
- FISCHER, G., M. LEHNER, UND A. PUCHERT (2015): *Einführung in die Stochastik*, Auflage 2, Springer Fachmedien Wiesbaden, 387 S.
- FISCHER, J.-T. (2013): A novel approach to evaluate and compare computational snow avalanche simulation, *Natural Hazards and Earth System Science*, 13(6), S. 1655–1667.
- FISCHER, J. T., M. GRANIG, U. SCHLIFKOWITZ, UND N. SCHUMACHER (2012): Eine neue Auswertungsmethode der Lawinensimulationssoftware SamosAT, *Journal for Torrent, Avalanche, Landslide and Rock Fall*, 76. Jahrgang, 169, S. 226–235.
- FISCHER, J.-T., R. KAITNA, K. HEIL, UND I. REIWEGGER (2018): The Heat of the Flow: Thermal Equilibrium in Gravitational Mass Flows, *Geophysical Research Letters*, 45(20), S. 11,219–11,226.
- FISCHER, J.-T. UND A. KOFLER (2013): SamosAT CoSiCa - Concepts for enhanced Simulation and multivariate Calibration, Technischer Bericht, Federal Research and Training Centre for Forests, Natural Hazards and Landscape, Innsbruck, Austria, 69 S.
- FISCHER, J. T. UND R. WINKLER (2011): Optimization of SamosAT, 3rd Progress Report, Analysis of the SamosAT Powder Snow Avalanche Model, Technischer Bericht, Federal Research and Training Centre for Forests, Natural Hazards and Landscape, Innsbruck, Austria, 62 S.
- GLEIRSCHER, E. (2011): Experimentelle Untersuchung von Lawinenbremsverbauten

in der Mühlauer Klamm, Diplomarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Fakultät für Bauingenieurwesen, Innsbruck, Austria, 97 S.

GRANIG, M. UND M. H. LUXNER (2006): Ermittlung der Lawinenausläuflängen mit dem Alpha-Beta-Modell06, Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Stabstelle Schnee und Lawinen, Schwaz, S. 84-89.

HERWIG, H. UND B. SCHMANDT (2018): *Strömungsmechanik: Physikalisch-mathematische Grundlagen und Anleitung zum Lösen von Aufgaben*, Auflage 4, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 452 S.

HÖLZL, S., H. SCHELLANDER, UND M. WINKLER (2017): Bestimmung der Höhengradienten der 150-jährlichen Schneehöhe und 3-Tages-Neuschneesumme für Österreich, Technischer Bericht, ZAMG - Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Fürstenweg 180 A-6020 Innsbruck, 15 S.

HUTTER, K., Y. WANG, UND S. P. PUDASAINI (2005): The Savage-Hutter avalanche model: how far can it be pushed? *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 363(1832), S. 1507–28.

JAMIESON, J. UND J. SCHWEIZER (2000): Texture and strength changes of buried surface-hoar layers with implications for dry snow-slab avalanche release, *Journal of Glaciology*, 46(152), S. 151–160.

JÖRG, P. UND M. GRANIG (2010): Rekalibrierung SamosAT - Suspensionsmodell 2010, Interner Bericht, WLV-Stabstelle Schnee und Lawinen (SSL), A-6130 Schwaz, Swarovskistraße 22a, 156 S.

KOFLER, A. (2014): Zur Wahl einer passenden Zielwertfunktion für die Parameteroptimierung von Lawinensimulationen, Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften, Institut für Geographie, Innsbruck, Austria, 124 S.

KOFLER, A. UND J.-T. FISCHER (2015): CoSiCa II - Multivariate Parameter-

- optimierung von SamosAT, Technischer Bericht, Federal Research and Training Centre for Forests, Natural Hazards and Landscape, Innsbruck, Austria, 138 S.
- KOFLER, A., E. HAINZER, UND J.-T. FISCHER (2016): CoSiCa CV: Concepts for Simulation and Calibration - Cross Validation, Technischer Bericht, Federal Research and Training Centre for Forests, Natural Hazards and Landscape, Innsbruck, Austria, 117 S.
- LACKINGER, B. UND K. GABL (2000): *Lawinenhandbuch*, Auflage 7, Tyrolia-Verlag, Innsbruck, Wien, 224 S.
- LEICHTFRIED, A. (2009): Bestimmung der extremen Schneehöhen für die Stützverbauung in Anbruchgebieten von Lawinen für Tirol und Vorarlberg, Technischer Bericht, ZAMG - Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Fürstenweg 180 A-6020 Innsbruck, 25 S.
- LEICHTFRIED, A. (2010): Empfehlung für die Ermittlung der Schneemächtigkeit in Anbruchgebieten von Lawinen für Tirol und Vorarlberg, Technischer Bericht, ZAMG - Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Fürstenweg 180 A-6020 Innsbruck, 33 S.
- MARGRETH, S. (2004): Die Wirkung des Waldes bei Lawinen, *Forum für Wissen*, 2004, Schutzwald und Naturgefahren, Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Birmensdorf, S. 21-26.
- MARGRETH, S. (2007): Lawinenverbau im Anbruchgebiet, *Technische Richtlinie als Vollzugshilfe. Umwelt-Vollzug Nr. 0704. Bundesamt für Umwelt (BAFU), Bern*, WSL Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF, Davos, 137 S.
- MERGILI, M., K. SCHRATZ, A. OSTERMANN, UND W. FELLIN (2012): Physically-based modelling of granular flows with Open Source GIS, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, S. 187–200.

- MÜLLER, C. UND L. DENECKE (2013): *Stochastik in den Ingenieurwissenschaften: Eine Einführung mit R*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 273 S.
- NEUHAUSER, M. UND J.-T. FISCHER (2019): PSAM II - Uncertainty Handling, Technischer Bericht, Federal Research and Training Centre for Forests, Natural Hazards and Landscape, Innsbruck, Austria, 41 S.
- OBERNDORFER, S. UND M. GRANIG (2007): Modellkalibrierung des Lawinensimulationsprogramms SamosAT, Interner Bericht, Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Stabstelle Schnee und Lawinen, Schwaz, 82 S.
- ONR-24805 (2010): Permanenter technischer Lawinenschutz - Benennung und Definition sowie statistische und dynamische Einwirkungen, Ausgabedatum: 2010-06-01, Wien: Österreichisches Normungsinstitut, 26 S.
- PLANAT (2003): Schattenbachlawine Walenstadt, URL: <http://www.planat.ch/de/bilder-detailansicht/datum/2011/06/14/schattenbachlawine-walenstadt/>, Webseite: Nationale Plattform Naturgefahren, Zugriff: 2019-11-05.
- RUDOLF-MIKLAU, F. UND S. SAUERMOSER (2011): *Handbuch Technischer Lawinenschutz*, Wilhelm Ernst & Sohn, Verlag für Architektur und technische Wissenschaften GmbH & Co. KG, Berlin, 464 S.
- SALM, B. (2004): A short and personal history of snow avalanche dynamics, *Cold Regions Science and Technology*, 39(2-3), S. 83–92.
- SAMPL, P. (2007): SamosAT Modelltheorie und Numerik, Technischer Bericht, AVL List GmbH, Graz, Austria, 37 S.
- SAMPL, P. (2018): Erweiterung der Lawinensimulationssoftware SAMOS-AT um ein Nassschneemodell, Technischer Bericht, AVL List GmbH, Graz, Austria, 32 S.
- SAMPL, P. UND M. GRANIG (2009): Avalanche simulation with SAMOS-AT, in *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Davos*, 5 S.

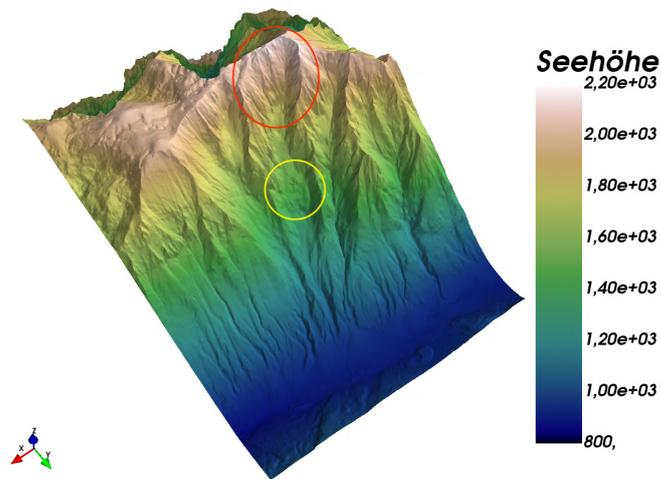
- SAUERMOSER, S. (2006): Avalanche hazard mapping - 30 years experience in Austria, in *Proceedings of the 2006 International Snow Science Workshop (ISSW), Telluride, Colorado, USA*, S. 314-321.
- SAVAGE, S. B. UND K. HUTTER (1989): The motion of a finite mass of granular material down a rough incline, *Journal of Fluid Mechanics*, 199(1), S. 177–215.
- SCHNEEBELI, M., M. LATERNSER, UND W. AMMANN (1997): Destructive snow avalanches and climate change in the Swiss Alps, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90, S. 457–461.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1985): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 231 S.
- SCHWEIZER, J., J. B. JAMIESON, UND M. SCHNEEBELI (2003): Snow avalanche formation, *Reviews of Geophysics*, 41(4), 1016, American Geophysical Union, 25 S.
- SHERIDAN, M., A. STINTON, A. PATRA, E. B. PITMAN, A. BAUER, UND C. NICHITA (2005): Evaluating Titan2D mass-flow model using the 1963 Little Tahoma Peak avalanches, Mount Rainier, Washington, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139, S. 89–102.
- SPROULL, R. F. (1982): Using program transformations to derive line-drawing algorithms, *ACM Transactions on Graphics (TOG)*, 1(4), S. 259–273.
- STAHR, A. UND T. HARTMANN (1999): *Schnee*, in: Landschaftsformen und Landschaftselemente im Hochgebirge, Springer Berlin Heidelberg, S. 149-172.
- SUDA, J. UND F. RUDOLF-MIKLAU (2012): *Bauen und Naturgefahren: Handbuch für konstruktiven Gebäudeschutz*, Springer-Verlag Wien, 510 S.
- TANGL, A., D. UNTERBERGER, C. MITTERER, G. KRONTHALER, H. RIEDL, H. BRUGGER, J. SEIWALD, J. SCHWEIZER, M. WINKLER, N. HOFER, P. NAIRZ, P. KÖSSLER, P. MAIR, P. PAAL, P. PLATTNER, R. HORNTRICH,

- R. MAIR, S. SAUERMOSE, S. RAUCH, W. WÜRTEL, W. ZÖRER, UND W. BEIKIRCHER (2016): *Ausbildungshandbuch der Tiroler Lawinenkommissionen*, Auflage 4, Innsbruck: Amt der Tiroler Landesregierung, 441 S.
- TOLLINGER, C. (2019): SamosAT Naßschnee-Lawinen (WSA) - Interne Studie, Technischer Bericht, Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung des Bundesministeriums für Nachhaltigkeit und Tourismus, Fachbereich Lawinen, Innsbruck, Austria, 18 S.
- UNESCO (1981): *Lawinen-Atlas. Bebilderte Internationale Lawinenklassifikation*, Paris: Organisation der Vereinten Nationen für Erziehung, Wissenschaft und Kultur, 265 S.
- VALERO, C. V., N. WEVER, Y. BÜHLER, L. STOFFEL, S. MARGRETH, UND P. BARTELT (2016): Modelling wet snow avalanche runout to assess road safety at a high-altitude mine in the central Andes, *Natural Hazards and Earth System Sciences, Copernicus GmbH*, 16(11), S. 2303–2323.
- VALERO, C. V., K. WIKSTROEM JONES, Y. BÜHLER, UND P. BARTELT (2015): Release temperature, snow-cover entrainment and the thermal flow regime of snow avalanches, *Journal of Glaciology, International Glaciological Society*, 61(225), S. 173–184.
- VOELLMY, A. (1955): Über die Zerstörungskraft von Lawinen, *Schweizerische Bauzeitung*, Sonderdruck aus dem 73. Jahrgang, S. 1–25.
- WIDMANN, M. UND C. SCHÄR (1997): A principal component and long-term trend analysis of daily precipitation in Switzerland, *International Journal of Climatology*, 17(12), S. 1333–1356.
- WINKLER, K., B. ZWEIFEL, C. MARTY, UND F. TECHEL (2019): Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen - Hydrologisches Jahr 2017/18, *WSL Berichte 77*, Davos, Birmensdorf: WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF,

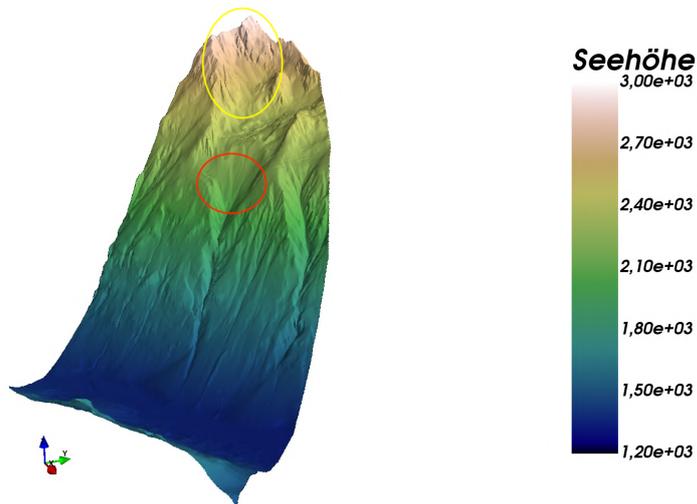
- Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Photograph: M. Schär (SLF), 135 S.
- WSL (2019a): Entstehung von Lawinen, URL: <https://www.slf.ch/de/lawinen/entstehung-von-lawinen.html>, WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF, Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Zugriff: 2019-10-28.
- WSL (2019b): Lawinenarten, URL: <https://www.slf.ch/de/lawinen/lawinenkunde-und-praevention/lawinenarten.html>, WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF, Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Zugriff: 2019-11-18.
- WSL (2019c): Winterbericht 2018/19, URL: <https://www.slf.ch/de/lawinenbulletin-und-schneesituation/wochen-und-winterberichte/201819/winterbericht.html>, WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF, Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Photograph: B. Jelk, Zugriff: 2019-10-28.
- ZDF (2019): Galtür: Die zerstörerische Wucht des Schnees, Lawineunglück vor 20 Jahren, URL: <https://www.zdf.de/nachrichten/heute/vor-20-jahren-starben-38-menschen-durch-lawinen-unglueck-in-galtuer-100.html>, Bildquelle: Deutsche Presse-Agentur, Zugriff: 2019-11-05.
- ZWINGER, T. (2000): Dynamik einer Trockenschneelawine auf beliebig geformten Berghängen, Dissertation, Technische Universität Wien, 111 S.
- ZWINGER, T., A. KLUWICK, UND P. SAMPL (2003): Numerical simulation of dry-snow avalanche flow over natural terrain, *Dynamic Response of Granular and Porous Materials under Large and Catastrophic Deformations*, Springer Berlin Heidelberg, 11, S. 161–194.

Digitale Geländemodelle

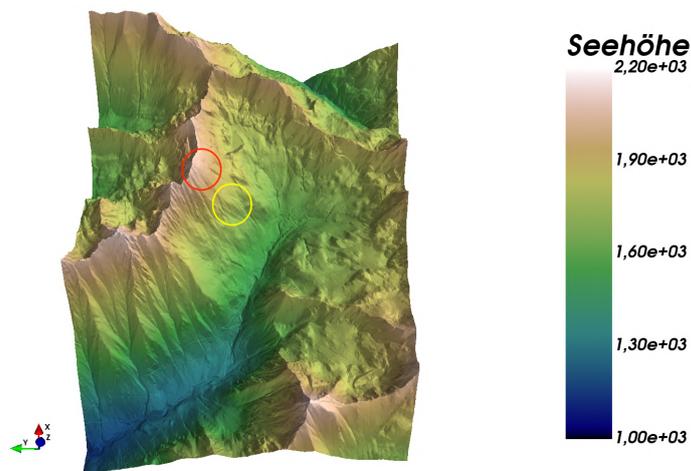
In Abbildung A.1 sind die drei verwendeten natürlichen Topographien der Lawenzüge Kessellahner (Dobratsch), Grosstal und Planneralm abgebildet. Die Lage der unveränderten Anbruchgebiete ist durch eine rote Umrahmung dargestellt. Gelbe Umrahmungen veranschaulichen die Lage der im Zuge der Seehöhen-Variation veränderten Anbruchgebiete. Die Oberflächenmodelle wurden aus den DHM mit Hilfe des 3D Visualisierers „Mayavi“ in Python erstellt. Hierfür erfolgte zuvor in QGIS eine Umwandlung der ASC-Dateien in das Dateiformat „TIFF“.



(a) Dobratsch



(b) Grosstal

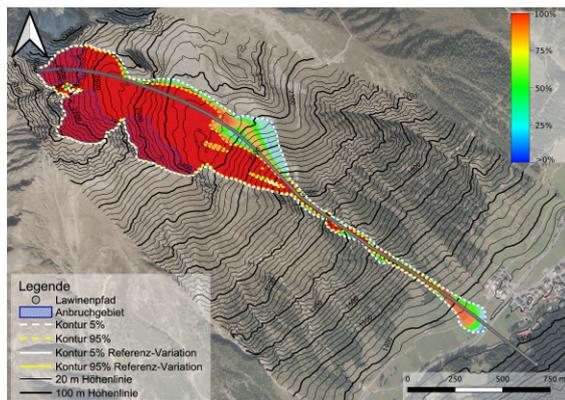


(c) Planneralm

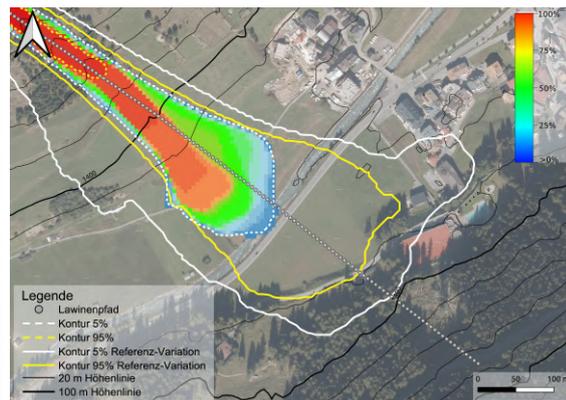
Abb. A.1: Oberflächenmodelle der natürlichen Topographien

Häufigkeitsverteilung - Grosstal-Lawine

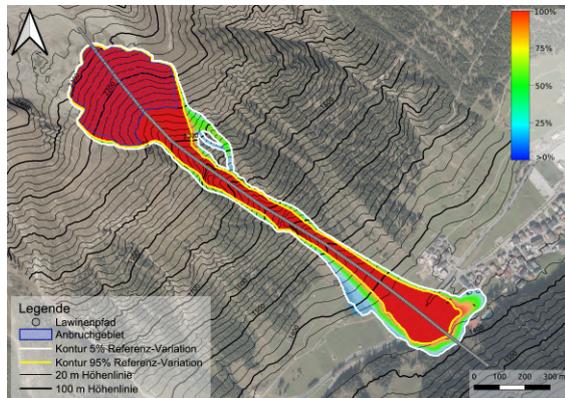
Wie bereits in Kapitel 5.2.2 erwähnt, führte die Simulation verschiedener Anbruchgebiete für die Grosstal-Lawine zu unterschiedlichen Ergebnissen. Bedingt durch die Topographie weichen die Varianten mit Anbruchgebieten in unterschiedlicher Seehöhe deutlich voneinander ab. Die Abbildung B.1 veranschaulicht diese Abweichung zwischen den oberen Anbruchgebieten (a) und (b) sowie unteren Anbruchgebieten (c) und (d). Durch die beiden Flachstücke im hinteren Bereich des Kessels tritt bei den Simulationen der oberen Anbruchgebiete ein Massenverlust auf. Hierdurch weisen diese Simulationen eine kürzere maximale Reichweite der Lawinen auf.



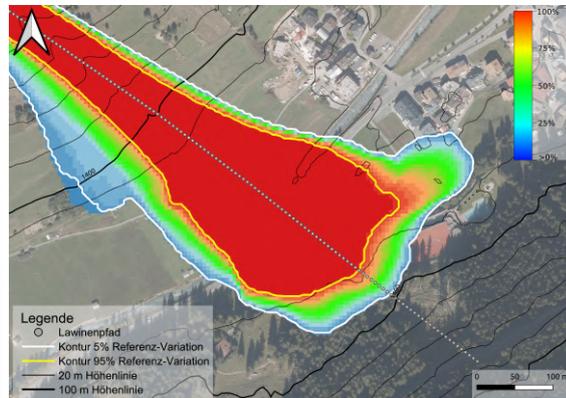
(a) Anbruchgebiete im hinteren Kessel



(b) Auslaufbereich - Hohes Anbruchgebiet



(c) Tiefes Anbruchgebiet



(d) Auslaufbereich - Tiefes Anbruchgebiet

Abb. B.1: Häufigkeitsverteilung der Druckwerte > 1 kPa bei Variation der Starthöhe für die Grosstal-Lawine mit Konturlinien

Python-Skripte

In diesem Abschnitt werden die relevanten Auszüge der für die Auswertung der Simulationsergebnisse verwendeten Python-Skripte dargestellt. Die aus Neuhauser und Fischer (2019) herangezogenen Skripte wurden für die jeweilige Fragestellung abgeändert bzw. ergänzt.

Häufigkeitsverteilung

Das Skript für die flächige Darstellung der Häufigkeitsverteilung liest die txt-Dateien der einzelnen Simulationsergebnisse ein. In der „for“-Schleife wird für jeden Rasterpunkt in einer Textdatei der Druck mit einem definierten Druckwert verglichen. Hierbei handelt es sich um die Druckgrenze von 1 kPa. Dies wird für alle Simulationsergebnisse einer Parametervariation durchgeführt. Das dadurch erstellte Raster, welches nun die Häufigkeitsverteilung darstellt, wird anschließend im definierten Pfad ("...") abgespeichert. Die graphische Visualisierung erfolgt in QGIS. Der angeführte Python-Code zeigt das Vorgehen für eine gleichmäßige Gewichtung der Simulationen (uniforme-Verteilung). Wird bei der Gewichtung der Anbruchmächtigkeiten eine Normalverteilung herangezogen, erfolgt die Gewichtung in Zeile 23 des Skripts anhand einer Liste mit den entsprechenden Gewichtungen.

```

0 path = "...".format(Lawine)
1 file = "000000.txt"
2 f = open(path+file,'r')
3 header = ""
4 for i in range(1,7):
5     header = header + (str(f.readlines(i))[2:-4]) + '\n'
6 f.close()
7
8 #header = "ncols          620\nnrows          412\nxllcenter
9         61520\nyllcenter          254585\ncellsize          5\nNODATA_value
10        -9999"
11 raster = np.loadtxt(path + file, skiprows=6)
12 newraster = np.zeros_like(raster)
13 files = os.listdir(path)
14 files.sort()
15 k = 0
16 for idx in parvar_list:
17     raster = np.loadtxt(path + files[idx], skiprows=6)
18     for i in range(0,raster.shape[0]):
19         for j in range(0,raster.shape[1]):
20             #if raster[i,j] > (pressure-diff) and raster[i,j] < (
21             pressure+diff):
22                 if raster[i,j] >= (pressure):
23                     newraster[i,j] = newraster[i,j] + 1
24     k += 1
25     print('\r{}-Progress: [{:>7.2%}]%\r'.format(Lawine, k/len(
26     parvar_list)), end='')
27 newraster /= len(parvar_list)
28 save_path = "...".format(Lawine)
29 np.savetxt(save_path + 'pvar_pressure_{}kPa_uniform.txt'.format(
30     pressure), newraster, header=header, comments='')
31 print("\n")

```

Entwicklung Auslauflänge/Geschwindigkeit

Zur Darstellung der Entwicklung verschiedenster Simulationsergebnisse bei Variation der Anbruchmächtigkeit wird die Programmbibliothek Mathplotlib für die Programmiersprache Python verwendet. Zu Beginn werden die notwendigen Pakete geladen. Im Anschluss erfolgt die Definition einer Funktion „def“ in Zeile 17. In dieser Funktion wird der Aufbau der mathematischen Darstellung festgelegt sowie die Formatierung der einzelnen Bestandteile vorgenommen. Das nachfolgende Skript dient zur Erstellung der Abbildung für die Entwicklung der maximalen Geschwindigkeit sowie der Auslauflänge bei Variation der Anbruchmächtigkeit (siehe Abbildung 5.1).

```

0 # packages
1 import numpy as np
2 import pandas as pd
3 import csv
4 import sys
5 import matplotlib.pyplot as plt
6 import seaborn as sns
7 sns.set_style('dark')
8 import glob
9
10 # self functions
11 sys.path.append('./files')
12 import simSamAim as sim
13
14 plt.rcParams['axes.grid'] = True
15 plt.rc('grid', linestyle="--", linewidth=0.5, color='grey', lw
16     =0.25)
17
18 def plot_scenario3(NullRunout_ref, NullVelocity_ref, dref_data,
19     dref_runout):
20     fig, ax = plt.subplots(2, 1, sharex=False, dpi=300, frameon=
21     True)
22     # Plot over Runout
23     runout_lims = [np.amin([NullRunout_ref]), np.amax([
24     NullRunout_ref])]
25     runout_lims[0] = runout_lims[0] - runout_lims[0]/25
26     runout_lims[1] = runout_lims[1] + runout_lims[1]/25
27     ax[0].set_xlim(runout_lims[0], runout_lims[1])
28     ax[0].set_xlabel('runout [m]')
29     ax[0].plot(dref_runout['runout'], dref_data['dref'], '.', alpha
30     =0.5, label='$d_{rel}$ Variation', color='blue')
31     dref_lims = [np.amin(dref_data['dref']), np.amax(dref_data['
32     dref'])]
33     dref_lims[0] = dref_lims[0] - dref_lims[0]/20
34     dref_lims[1] = dref_lims[1] + dref_lims[1]/20
35     ax[0].set_ylim(dref_lims[0], dref_lims[1])
36     ax[0].set_ylabel('$d_{rel}$ [m]')
37     ax[0].axvline(NullRunout_ref, color='k', ls=':', label='
38     Referenz $d_{msc}$', alpha=0.5)
39     ax[0].set_facecolor('w')
40     fig.tight_layout()
41     # Plot over velocity
42     velocity_lims = [np.amin([NullVelocity_ref]), np.amax([
43     NullVelocity_ref])]
44     velocity_lims[0] = velocity_lims[0] - velocity_lims[0]/5
45     velocity_lims[1] = velocity_lims[1] + velocity_lims[1]/5
46     ax[1].set_xlim(velocity_lims[0], velocity_lims[1])
47     ax[1].set_xlabel('max. velocity [m/s]')
48     ax[1].plot(dref_runout['velocity'], dref_data['dref'], '.',
49     alpha=0.5, label='_nolegend_', color='blue')
50     ax[1].set_ylim(dref_lims[0], dref_lims[1])
51     ax[1].set_ylabel('$d_{rel}$ [m]')
52     ax[1].axvline(NullVelocity_ref, color='k', ls=':', alpha=0.5)
53     ax[1].set_facecolor('w')
54     lgd = fig.legend(bbox_to_anchor=(1.25, 0.5), loc=5, frameon=
55     True, facecolor='w', edgecolor='grey')
56     plt.savefig('...' % (simulation), bbox_extra_artists=(lgd,),
57     bbox_inches='tight', dpi=300)
58     plt.close()

```