

VERÄNDERTE MURGANGAKTIVITÄT NACH PLÖTZLICHEM SEDIMENT-INPUT

**Trigger- und Ereignisanalyse
der Fallstudie Val Bondasca (GR)**

**Modellierung mittels
RAMMS Erosionsmodell**

Masterarbeit
Geo 511

Eingereicht durch
Patrick Baer
09-100-835

Betreut durch
PD Dr. Christian Huggel¹
christian.huggel@geo.uzh.ch
Dr. Brian W. McArdell²
brian.mcardell@wsl.ch

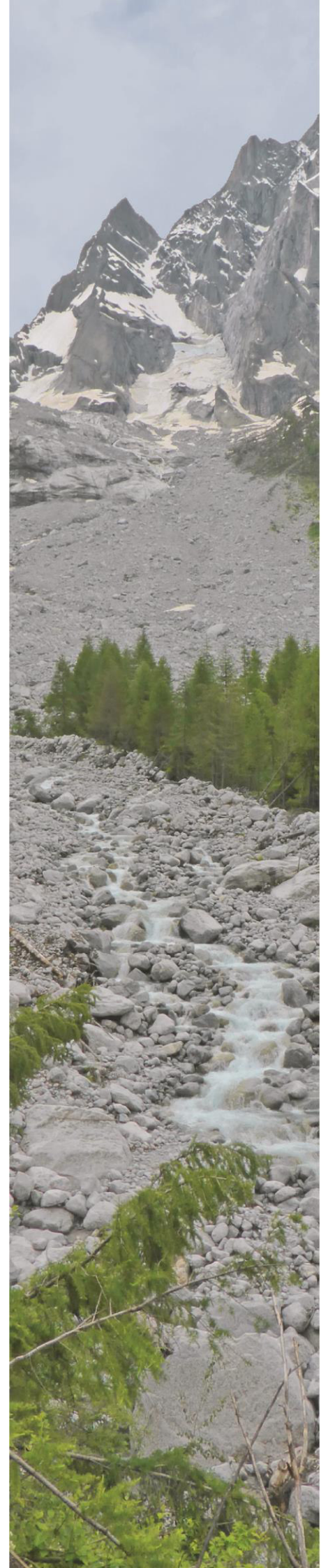
Fakultätsvertretung
Prof. Dr. Andreas Vieli¹
andreas.vieli@geo.uzh.ch

24. April 2015

Geografisches Institut der Universität Zürich

¹ Geografisches Institut der Universität Zürich
Winterthurerstrasse 190, CH-8057 Zürich

² Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL
Zürcherstrasse 111, CH-8903 Birmensdorf





**Universität
Zürich^{UZH}**

Erklärung zum Titelbild:

Prozesskette im hinteren Val Bondasca: Sicht über die Ausbruchszone des Felssturzes, die Felssturzablagerung, die Anrisszone der Murgänge und deren weiter verlaufendes Gerinne.

Eigenes Foto, Juni 2014.

I Zusammenfassung

Am 27. Dezember 2011 ereignete sich am Pizzo Cengalo im Val Bondasca (Bergell, GR) ein Felssturz mit einer Kubatur von über 1 Mio. m³. Im darauf folgenden Sommer erreichte nach über 90 Jahren erstmals wieder ein Murgang das Dorf Bondo im Bergeller Haupttal auf dem Schwemmkegel des Riale Bondasca. Die Murgangaktivität im Val Bondasca war allgemein sehr hoch in diesem Sommer mit weiteren drei beobachteten Ereignissen, die alle in der frischen Felssturزابlagerung anrissen. Das Gerinne des Riale Bondasca mit einer mittleren Neigung von 23.2° ist geprägt von einem markanten Flachstück mit einer Neigung unter 10° und einem engen, über 1000 m langen Schluchtabschnitt.

Diese aussergewöhnliche Situation im Val Bondasca ist Gegenstand der vorliegenden Masterarbeit, die sich der Frage nach dem Verhalten der Murgangaktivität nach einem plötzlichen Sedimentinput widmet. Dazu wurden die Ereignisse vom Sommer 2012 mit meteorologischen und geomorphologischen Analysen aufgearbeitet. Die meteorologischen Analysen beinhalteten Untersuchungen zu lokaler Extremwertstatistik, Intensität-Dauer Schwellenwerten, Vorfeuchtwerten, Schneedecke und der allgemeinen Wetterlage im Einzugsgebiet während und vor den Ereignissen. Die geomorphologischen Analysen umfassten eine Volumenberechnung der Felssturزابlagerung und eine Abschätzung der Erosion durch in der Ablagerung vorhandenen Gerinne anhand von zwei digitalen Höhenmodellen, Korngrössenanalysen, Geschwindigkeitsabschätzungen anhand von Kurvenüberhöhung und die Kartierung von Prozessen und stummen Zeugen im Einzugsgebiet.

In einem zweiten Teil der Arbeit wurden die Ereignisse mit dem 2D-Murgangsimulationsmodell *RAMMS::DEBRIS FLOW* und dem noch nicht kommerziell erhältlichen *RAMMS* Erosionsmodell nachgebildet. Diese Modellierungen dienen als Fallstudie der Untersuchung der Modellperformance in einem Gerinne mit für die Modellierung anspruchsvoller Topographie.

Die meteorologische Situation im Sommer 2012 war gemäss den Vorfeuchtwerten und Intensitäten der Niederschlagsereignisse nicht ausreichend, um die beobachteten Ereignisse auslösen zu können. Deshalb kann die plötzlich veränderte Lockermaterialverfügbarkeit als Hauptauslöser der Ereignisse angesehen werden. Das berechnete Felssturzvolumen liegt bei 1.5 – 1.7 Mio. m³ und die darauf stattgefundenene Erosion während zwei Murgangereignissen im Juli 2012 kann mit 89'500 m³ beziffert werden.

Die durchgeführten Modellierungen zeigen, dass mit dem Erosionsmodell die Kalibrierungswerte entlang des Gerinnes deutlich besser abgebildet werden können als ohne und zeigen damit die Praxistauglichkeit des Erosionsmodelles auf. Eine kritische Grösse bei der Murgangmodellierung bleibt die Abschätzung der Kalibrierungswerte. Diese könnten für zukünftige Ereignisse mit den Daten der 2013 installierten Frühwarnanlage für Murgänge nochmals deutlich besser definiert werden.

II Abstract

At the 27th of December 2011, a major rock fall released from the Pizzo Cengalo North face (Bergell, GR), creating a deposition of over 1 million m³ in the upper Val Bondasca. In the subsequent summer period, a debris flow reached the village of Bondo, situated on the alluvial cone of Riale Bondasca in the main valley of Bergell. It was the first event after a 90 years period of debris flow inactivity. Debris flow activity in Val Bondasca was unusually high during the 2012 summer months, counting for three more events, all of them originating in the rock fall deposition area. Riale Bondasca with a mean slope of 23.2° is characterised by a distinctive section of gentle slope under 10° and a more than 1000 m long narrow gorge section.

The exceptional situation in Val Bondasca is being investigated in this study, focusing on the evolution of debris flow activity after a sudden sediment input. The summer 2012 events have been analysed by conducting meteorological and geomorphological investigations. The meteorological analyses included local extreme value statistics, intensity-duration thresholds and investigations on antecedent moisture, the snow cover influence and the general weather conditions in the catchment during the debris flow events. The geomorphological analyses included a volume estimation of the rock fall deposits, an estimation of the volume eroded by channels forming on the rock fall deposits, grain size analyses, velocity estimations based on superelevation and mapping of processes and silent witnesses in the catchment area.

A second part of the thesis covers a simulation the 2012 debris flow events using the 2D debris flow simulation model *RAMMS::DEBRIS FLOW* and the *RAMMS* erosion model, which is not yet published for commercial use. These simulations serve as a case study on model performance in a torrent with a highly complex topography.

According to antecedent moisture values and the intensity of the precipitation events, the meteorological conditions in summer 2012 were not sufficient to trigger the observed debris flow events. Consequently, the suddenly increased debris availability can be considered as the main trigger of these events. The calculated volume of the rock fall deposit is 1.5 – 1.7 million m³ and the erosion from this area during two events in July 2012 can be quantified to 89'500 m³.

The conducted model runs showed that the application of the erosion model is much more suitable for the estimation of the calibration parameters at Riale Bondasca in comparison to the standard *RAMMS::DEBRIS FLOW* model. However, the estimation of the calibration parameters is still a critical process for obtaining realistic model results. Data from a debris flow early warning station which was installed in 2013, could help estimating the calibration values for future events even better.

III Inhaltsverzeichnis

I	Zusammenfassung.....	i
II	Abstract.....	ii
III	Inhaltsverzeichnis.....	iii
IV	Liste der Abkürzungen.....	v
1	Einleitung.....	1
1.1	Ausgangslage und Motivation.....	1
1.2	Forschungsfragen.....	2
1.3	Abgrenzung des Themas.....	3
2	Theoretische Grundlagen und wissenschaftlicher Kontext.....	4
2.1	Entstehungsmechanismen von Murgängen.....	4
2.2	Disposition und Auslösefaktoren.....	5
2.3	Fliessedynamik und Erosion.....	8
2.4	Abgrenzung zu verwandten Prozessen.....	11
2.5	Murgänge nach plötzlichem Sedimentinput.....	12
2.6	Murgangmodellierung.....	14
3	Das Untersuchungsgebiet: Val Bondasca.....	16
3.1	Charakterisierung.....	17
3.2	Historischer Kontext.....	19
3.3	Gerinnemorphologie.....	23
3.4	Wissenschaftlicher Kontext im Untersuchungsgebiet.....	25
3.5	Kontext der Gefahrenprävention im Untersuchungsgebiet.....	25
4	Daten und Methoden.....	28
4.1	Meteorologische Daten.....	28
4.2	Schneedecke.....	29
4.3	Luftbilder und digitale Höhenmodelle.....	30
4.4	Eventanalyse der Murgangereignisse 2012.....	31
4.5	Meteorologische Auswertungen und Analysen.....	33
4.6	Feldarbeit und geomorphologische Kartierung.....	35
4.7	Korngrößenanalyse.....	37
4.8	Berechnung des Felssturz- und Murgangvolumens.....	38
4.9	Weitere Analysen mittels GIS.....	39
4.10	Berechnen der Geschwindigkeit mittels Kurvenüberhöhung.....	39
4.11	Modellierung mit RAMMS.....	40

5	Resultate.....	45
5.1	Statistische Auswertung der meteorologischen Daten	45
5.2	Niederschlag während den Murgangereignissen 2012	49
5.3	Triggeranalyse	50
5.4	Übersicht über das meteorologische Jahr 2012.....	53
5.5	Karte der Phänomene und Karte der Gerinneneigung	55
5.6	Evolution der Gerinnemorphologie.....	55
5.7	Korngrößenverteilung	57
5.8	Geschwindigkeit und Volumen der Murgänge	59
5.9	Volumen des Felssturzes	61
5.10	Resultate der Murgangmodellierung.....	63
6	Diskussion	72
6.1	Repräsentativität der Niederschlagsdaten	72
6.2	I-D-Schwellenwert und Vorfeuchte	73
6.3	Ablauf der Murgangereignisse 2012.....	76
6.4	Gerinnemorphologie und Korngröße	79
6.5	Geschwindigkeit und Volumen der Murgänge	82
6.6	Felssturzvolumen	83
6.7	Murgangmodellierungen.....	84
6.8	Vergleich der neuen Ergebnisse mit älteren Studien	90
7	Schlussfolgerungen.....	94
7.1	Ausblick.....	95
8	Danksagungen	97
9	Literatur	98
10	Anhang.....	107
10.1	Anhang 1: Best-Fit Kalibrierungen ohne Erosionsmodell.....	107
10.2	Anhang 2: Best-Fit Kalibrierungen mit Erosionsmodell	109
10.3	Anhang 3: Karte der Phänomene.....	113
10.4	Anhang 4: Karte der Gerinneneigung	115
11	Eigenständigkeitserklärung	117

IV Liste der Abkürzungen

AWN GR	Amt für Wald und Naturgefahren des Kantons Graubünden
BAFU	Schweizerisches Bundesamt für Umwelt
BWG	Schweiz. Bundesamt für Wasser und Geologie (heute: BAFU)
c.p.	ceteris paribus („unter sonst gleich bleibenden Bedingungen“)
DHM	Digitales Höhenmodell
ewz	Elektrizitätswerke der Stadt Zürich
GIS	Geografisches Informationssystem
HADES	Hydrologischer Atlas der Schweiz
HQ ₁₀₀	Abflusswert eines 100-jährlichen Ereignisses
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LIDAR	Light detection and ranging. Optische Methode zur Erfassung von z.B. digitalen Höhenmodellen
MeteoSchweiz	Schweizerisches Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie
SLF	Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos
Swisstopo	Schweizerisches Bundesamt für Landestopografie
WSL	Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Birmensdorf

1 Einleitung

1.1 Ausgangslage und Motivation

1.1.1 Die Situation im Val Bondasca

Am 27. Dezember 2011 brachen in der Nord-Ostflanke des Pizzo Cengalo rund 1.5 – 2 Mio. m³ Granit ab (Bonanomi, 2012) und formten eine grosse Ablagerung von über 1000 m Länge und ca. 300 – 400 m Breite. In dieser frischen Ablagerung rissen im folgenden Sommer insgesamt vier Murgangereignisse an, wovon ein Ereignis im August 2012 das Dorf Bondo erreichte und im Bereich eines Campingplatzes über die Ufer tritt. Glücklicherweise konnte der Campingplatz rechtzeitig evakuiert werden, was schlimmere Schäden verhinderte.

1.1.2 Forschungsfeld: Murgänge nach plötzlichem Sedimentinput

Diese Ereignisse waren nach rund 90 Jahren die ersten registrierten Murgangereignisse im Dorf Bondo (pers. Mitteilung M. Blum, AWN GR). Deshalb stellt sich die Frage nach der Ursache für diese plötzliche Aktivität. Mehrere Orte in der Schweiz haben dabei eine ähnliche Geschichte erlebt mit einer plötzlichen Aktivitätssteigerung nach einem massiven Sedimentinput (z.B. Torrente Riasco (TI), Spreitgraben (BE), Preonzo (TI)). Im Kontext dieses aktuellen Forschungsfeldes ist die hier vorliegende Masterarbeit entstanden: Mittels einer Analyse der vorgefallenen Ereignisse und mittels meteorologischen und geomorphologischen Untersuchungen zu Auslösemechanismen soll in diesem bisher unbekanntem Untersuchungsgebiet ein Beitrag zum Verständnis des Prozesses Murgang geleistet werden.

1.1.3 Neu entwickeltes Modell zur Murgangsimulation

Daneben eignet sich das Val Bondasca, um ein an der Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) neu entwickeltes Modell zur Simulation von Murgangereignissen zu testen: Das Modell, welches erstmals auch die für Murgangprozesse wichtige Komponente der Erosion mit berücksichtigt, befindet sich momentan in der internen Testphase in mehreren Untersuchungsgebieten. Die in dieser Arbeit durchgeführten Tests zur Modellperformance sollen neue Erkenntnisse liefern und damit dazu beitragen, das Modell möglichst bald für die kommerzielle Nutzung in der Gefahrenprävention veröffentlichen zu können.

1.1.4 Zukünftige Unsicherheit: Klimaveränderung

Der aktuelle IPCC Klimabericht bestätigt, dass sich das Klima eindeutig in einer Phase der Erwärmung befindet (IPCC, 2013) und dass dadurch vor allem alpine Regionen wie der Europäische Alpenbogen vermehrt mit Naturgefahren verschiedenster Art konfrontiert sein werden (IPCC, 2014). Mögliche Auswirkungen klimatischer Veränderungen auf das

Auftreten von Massenbewegungen sind dabei Gegenstand vieler aktueller Forschungsprojekte. Erwähnt seien in diesem Zusammenhang beispielsweise die Untersuchungen im Alpenraum von Stoffel et al. über die Auswirkung klimatischer Veränderungen auf Massenbewegungen im Allgemeinen (Stoffel et al., 2014b) und auf Murgänge im Speziellen (Stoffel et al., 2014a). Die aktuelle Forschung geht davon aus, dass zukünftig sowohl die Aktivität von sedimentproduzierenden Massenbewegungen (z.B. Gruber & Häberli, 2007; Crozier, 2010) als auch das Auftreten von Starkniederschlagsereignissen (z.B. Beniston, 2006; Brooks, 2013) zunehmen wird. Vor diesem Hintergrund ist es wichtig, den Prozess Murgang und den wichtigen Auslösefaktor der Sedimentverfügbarkeit besser zu verstehen.

1.2 Forschungsfragen

Die Arbeit hat zwei Schwerpunkte mit jeweils unterschiedlichem Fokus: Ein erster Teil befasst sich mit der Ereignis- und Triggeranalyse für die aufgetretenen Murgänge im Sommer 2012 mit Fokus auf die vorherrschenden Prozesse und deren Ursachen. Der zweite Teil widmet sich einer Analyse der Modellperformance des neuen Murgangmodells *RAMMS::DEBRIS FLOW* mit Erosionsmodell und legt den Fokus damit mehr auf das Modell und weniger auf den Prozess selber. Nachfolgend werden die zentralen Forschungsfragen pro Schwerpunkt aufgelistet.

Ereignis- und Triggeranalyse:

- In welchem Detailgrad können die Ereignisse im Sommer 2012 mittels Feldinformationen rekonstruiert werden?
- Sind die Murgangereignisse im Val Bondasca im Sommer 2012 nur mit den meteorologischen Auslösefaktoren erklärbar?
- Welche Rolle hatte der den Murgangereignissen vorangegangene Felssturz und damit der plötzliche Sedimentinput für die Ereignisauslösung?

Modellperformance

- Wie realitätsnah kann das RAMMS Erosionsmodell Murgänge im heterogenen und vergleichsweise flachen Gerinne des Riale Bondasca abbilden?
- Unter welchen Bedingungen stellt das RAMMS Erosionsmodell eine Verbesserung dar zum bisher verwendeten *RAMMS::DEBRIS FLOW* ohne Erosionsmodell?

1.3 Abgrenzung des Themas

Im Val Bondasca treffen verschiedene unterschiedliche natürliche wie auch anthropogene Prozesse aufeinander. Die auffälligsten natürlichen Prozesse sind die gravitativen Prozesse, wobei auch diese wiederum in diverse untergeordnete Teilprozesse einzuordnen sind.

Die vorliegende Arbeit befasst sich dabei zur Hauptsache mit dem Aspekt der Murgangaktivität. Der Prozess des Felssturzes mit seinen Auslösemechanismen und Dynamiken und dessen Interaktionen mit allenfalls vorhandenem Permafrost werden dabei nicht untersucht. Dieser Fragestellung war kürzlich in eine Masterarbeit an der ETH Zürich gewidmet (de Preux, 2014). Die Felssturzaablagerung selber ist aber ein wichtiger Faktor für das Murgangregime im Val Bondasca. Deshalb sind deren Geometrie, Morphologie, Eigenschaften und Prozesse auch Teil der hier präsentierten Untersuchungen.

Ebenfalls nicht betrachtet werden die Mensch-Umwelt-Interaktionen. Auf eine ausführliche Risikoanalyse und Bestimmung der exponierten Werte wird deshalb verzichtet. Für die exponierten Werte im Dorf Bondo sei in diesem Zusammenhang auf die ausführliche Risikoabschätzung des Ingenieurbüros Beffa Tognacca GmbH im Auftrag des Amtes für Wald und Naturgefahren des Kantons Graubünden AWN GR verwiesen (Tognacca, 2013b).

2 Theoretische Grundlagen und wissenschaftlicher Kontext

Im folgenden Kapitel wird der aktuelle Stand der Forschung zu Physik, Morphologie und Charakteristik von Murgängen kurz umrissen. Dabei liegt der Fokus auf den Prozessen, deren Verständnis im Kontext der vorliegenden Forschungsfragen wichtig ist.

Umfassende Werke in Buchform zum Thema wurden beispielsweise von Johnson (1970), Costa (1984), Jakob et al. (2005b) oder Takahashi (2014) verfasst. Eine Monographie mit Fokus auf die Schweiz liegt von Zimmermann et al. (1997) vor. Ebenfalls erwähnenswert und umfassend sind die Werke, welche jeweils im Anschluss an die internationalen Konferenzen zu Murganggefahren und Gefahrenprävention (*International Conference on Debris Flow Hazards Mitigation*) veröffentlicht wurden (Chen, 1997; Wiczorek & Naeser, 2000; Rickenmann & Chen, 2003; Chen & Major, 2007; Genevois et al., 2011).

Den nachfolgenden Erläuterungen und der gesamten Arbeit liegt die Definition eines Murganges von Hungr et al. (2001) zugrunde:

„Debris Flow is a very rapid to extremely rapid flow of saturated non-plastic debris in a steep channel.“ (Hungr et al., 2001, S. 231)

2.1 Entstehungsmechanismen von Murgängen

Eine fundierte Analyse und Diskussion der Entstehungsmechanismen von Murgängen hat Tognacca (1999) in seiner Dissertation an der ETH Zürich durchgeführt. Darin unterscheidet er die Entstehungsmechanismen nach zwei verschiedenen Ansätzen:

- Entstehungsort (Hang oder Gerinne)
- Massgebender Mechanismus (Progressive Erosion oder bodenmechanische Instabilität)

Die Unterscheidung zwischen Hangmure und Murgang im Gerinne ist in der Schweizer Praxis weit verbreitet und wird unter anderem auch von Rickenmann (2014) verwendet: Hangmuren entwickeln sich am Hang ohne Gerinne, meist aus spontanen Rutschungen und mit geringer Auslaufdistanz. Murgänge im Gerinne dagegen können über mehrere Kilometer fließen, weisen oft mehrere Schübe und eine komplexe, bis heute noch nicht vollständig verstandene Fließdynamik auf (Rickenmann, 2014).

Die Unterscheidung nach Erosion oder Instabilität haben auch Johnson & Rodine (1984) beschrieben. Dabei geht es um zwei komplett unterschiedliche Entstehungskonzepte, welche beide im Feld bereits beobachtet wurden: Beim Mechanismus der progressiven Erosion ist eine grosse Menge an Wasser vorhanden, welche durch Erosion das verfügbare Sediment aufnimmt, bis das kritische Verhältnis von Wasser und Geschiebe erreicht ist und sich die Fließdynamik von Murgängen etablieren kann. Bei einer bodenmechanischen Instabilität hingegen ist der Wassergehalt einer aktiven Rutschung zuerst zu gering um

murgangähnlich zu fließen. Durch eine sukzessive Wasseraufnahme wird das kritische Verhältnis schliesslich erreicht (Johnson & Rodine, 1984).

2.2 Disposition und Auslösefaktoren

Ein für die Beurteilung der Murgangauslösung wichtiges Konzept ist die Unterscheidung zwischen Grunddisposition, variabler Disposition und auslösendem Ereignis (Abbildung 1), welches von Kienholz (2005) an der Universität Bern für die allgemeine Gefahrenprävention entwickelt wurde. Die drei Aspekte des Konzeptes, mit auf den Prozess Murgang adaptierten Beispielen, sind dabei:

- **Grunddisposition:** Standorteigenschaften eines Einzugsgebietes, welche sich gar nicht oder nur in sehr langen Zeithorizonten verändern können. Beispiele: Lithologie, Exposition, Relief, Klima, Waldfläche.
- **Variable Disposition:** Kurz- bis mittelfristig veränderliche Bedingungen, welche die Auslösung von Murgängen stärker oder weniger stark begünstigen. Der Zeithorizont liegt dabei im Stunden- bis Jahresbereich. Beispiele: Schneedecke, Bodenfeuchtigkeit, Vegetationsperiode.
- **Auslösendes Ereignis:** Ein kurzfristiges Ereignis, welches je nach Disposition einen Murgang auslöst oder nicht. Bei einer hohen Disposition genügt bereits ein kleines Ereignis, um einen Murgang auszulösen. Bei tiefer Disposition wird auch bei einem heftigen auslösenden Ereignis kein Murgang ausgelöst. Für diesen Fall wurde u.a. von Zimmermann et al. (1997) der Begriff *Non-Event* verwendet. Beispiele: Gewitterniederschlag, Frontdurchzug, Erdbeben.

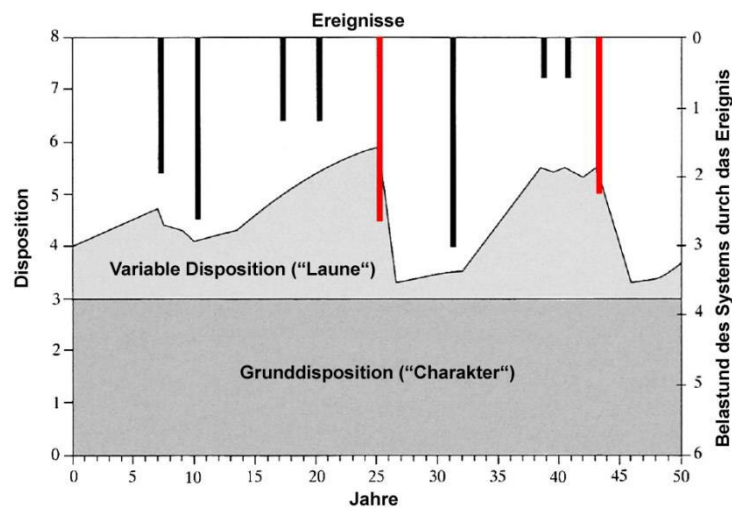


Abbildung 1: Konzept von Grunddisposition, variabler Disposition und auslösendem Ereignis nach Kienholz. Rot: Auslösende Ereignisse. Quelle: Nach Kienholz (2005).

Im englischen Sprachraum wird von Wieczorek & Glade (2005) ein ähnliches Konzept postuliert mit einer Unterscheidung von primären und sekundären Auslösefaktoren:

- **Primäre Auslösefaktoren:** Faktoren, welche das Murgangereignis direkt auslösen. Beispiele: Gewitter, Erdbeben, Vulkanausbruch. Vergleichbar mit dem auslösenden Ereignis nach Kienholz (2005).
- **Sekundäre Auslösefaktoren:** Faktoren, welche darüber entscheiden, ob bei einem gewissen primären Auslösefaktor ein Murgang ausgelöst wird oder nicht. Beispiele, bezogen auf klimatische Auslösefaktoren: Vorfeuchte, vorhergehende langsame Schneeschmelze. Vergleichbar mit der variablen Disposition nach Kienholz (2005).

Bovis & Jakob (1999) unterscheiden bezüglich Auslösefaktoren verwitterungslimitierte und transportlimitierte Gerinne: In transportlimitierten Gerinnen führt jedes einen lokalen Intensitäts-Schwellenwert überschreitende Niederschlagsereignis zu einem Murgang. In verwitterungslimitierten Gerinnen andererseits muss nach einem Murgangereignis zuerst wieder genügend Sediment im Gerinne akkumuliert werden, um erneute Murgänge auslösen zu können. In dieser Zeit der Akkumulation (*sediment recharge*) können auch Niederschlagsereignisse, welche den gebietspezifischen Intensitätsschwellenwert eigentlich überschreiten würden, keine Murgänge auslösen. Deshalb ist gemäss Bovis & Jakob (1999) die Murgangaktivität in transportlimitierten Gerinnen deutlich höher als in verwitterungslimitierten Gerinnen. Ähnliche Beobachtungen machte auch Zimmermann et al. (1997) für Schweizer Gerinne.

Dieser Fokus auf die Sedimentverfügbarkeit als Auslösefaktor ist neben den meteorologischen Faktoren der zweite in der Literatur weit verbreitete Ansatz im Zusammenhang mit Auslösebedingungen zu Murgängen und wird unter anderem auch von Jakob et al. (2005a) oder Bennett et al. (2013) verfolgt.

2.2.1 Niederschlag als primärer Auslösefaktor

Intensive Starkniederschläge sowie die rasche Schneeschmelze, möglicherweise sogar verbunden mit einem Regenevent, zählen nach Wieczorek & Glade (2005) zu den primären Auslösefaktoren für Murgänge.

Starkel (1979) war der Erste, welcher die Abhängigkeit von Niederschlagsintensität und Niederschlagslänge in einem Diagramm darstellte und zur Analyse der Auslösebedingungen von Murgängen oder Erdrutschen bezog. Später verwendete Caine die selbe Form, um verschiedene Einzugsgebiete miteinander zu vergleichen (Caine, 1980). Heute ist der Intensität-Dauer-Schwellenwert der Form

$$I = c + \alpha * D^{-\beta} \quad (1)$$

wie ihn Guzzetti et al. (2007) beschrieben haben, ein weit verbreitetes Instrument, um die meteorologischen Auslösebedingungen für Murgänge, Erdbeben und ähnliche Prozesse zu analysieren. Dabei stehen I für die (mittlere oder maximale) Intensität [mm/h], D für die Dauer des Niederschlagsereignisses [h] und c , α und β für weitere Parameter, wobei oft die Form $c=0$ verwendet wird. Der Schwellenwert in dieser Form wird in diversen Studien verwendet und die Betrachtungsebene reicht dabei vom Einzugsgebiet (u.a. Marchi et al., 2002; Bacchini & Zannoni, 2003; Coe et al., 2008; Badoux et al., 2009) bis hin zum globalen Schwellenwert (u.a. Caine, 1980; Guzzetti et al., 2008). Eine Übersicht über aktuelle Arbeiten im Bereich der meteorologischen Schwellenwerte hat auch Guzzetti et al. (2007) publiziert.

Zum besseren Einbezug der regionalen klimatischen Verhältnisse wurde von Wilson (2000) ein Schwellenwert in Abhängigkeit der regionalen durchschnittlichen jährlichen Regenmenge (*mean annual precipitation MAP*) postuliert.

Toreti et al. (2013) fokussieren in ihrer Studie für das Murtal zudem auf großräumliche atmosphärische Zirkulationen und Wettersituationen anstatt auf Gewitterereignisse als Murgangsauslöser.

2.2.2 Vorfeuchte als sekundärer Auslösefaktor

Der Effekt der Vorfeuchte auf die Auslösung von Murgängen wurde sehr detailliert von Crozier und Eyles (1980) beschrieben und in ein Modell integriert. Dieses *Antecedent Daily Rainfall Model* haben Glade et al. (2000) später in einer Fallstudie in Neuseeland angewendet und dabei gezeigt, dass mit steigender Vorfeuchte die Schwelle für murgangsauslösende Niederschlagsereignisse sinkt (Glade et al., 2000). Sie führen das Resultat auf das Konzept des kritischen Wassergehaltes (Crozier, 1997) zurück, welches besagt, dass zur Auslösung von gravitativen Hangprozessen ein kritischer Schwellenwert an Wasser und damit ein kritischer Porenwasserdruck erreicht werden muss. Dabei spielt es nach Glade et al. (2000) eine untergeordnete Rolle, ob das Wasser aus Vorfeuchte oder aus einem Starkniederschlag kommt. Diesem Punkt widerspricht Iverson (2000), indem er sagt, dass Vorfeuchte allein ohne das Auftreten eines primären Auslösemechanismus nur sehr selten Hang- oder Gerinneprozesse auslösen kann.

Die betrachteten Zeiträume für die Vorfeuchte reichen üblicherweise von 24h bis 30 oder 60 Tage (Wieczorek, 1987; Zimmermann et al., 1997; Wieczorek & Glade, 2005). Mehrere Studien konnten einen klaren Zusammenhang zwischen Vorfeuchte und Murgangaktivität feststellen (z.B. Wieczorek & Sarmiento, 1988; Wasowski, 1998; Zêzere et al., 1999). In anderen Studien wiederum liess sich kein entsprechender statistisch signifikanter Zusammenhang feststellen (z.B. Zimmermann et al., 1997; Deganutti et al., 2000).

2.2.3 Schnee im Anrissgebiet als Auslösefaktor

Die Schneedecke hat einen sehr heterogenen Einfluss auf das Auslöseverhalten von Murgängen: Sie kann einerseits sowohl primärer als auch sekundärer Auslösefaktor für Murgänge sein (Wieczorek & Glade, 2005). Andererseits kann eine Schneedecke auch als

Dämpfer der Niederschlagsspitze dienen (Maclean et al., 1995). Voraussetzung dafür ist, dass sie genügend mächtig ist und sowohl die Temperatur als auch der Schneewasser-äquivalent genügend tief sind, um den als Regen fallenden Niederschlag aufnehmen und zwischenspeichern zu können (Maclean et al., 1995).

Als primärer Faktor kann eine starke, kurzzeitige Schneeschmelze aufgrund eines deutlichen Temperaturanstieges fungieren, wie sie beispielsweise Chleboard (1997) in den Rocky Mountains untersucht hat. Tritt neben der erhöhten Temperatur auch ein Starkniederschlag auf, so wird der Abfluss durch die Schneedecke noch verstärkt (z.B. Church & Miles, 1987). In der Schweiz konnte dieses Phänomen beispielsweise nach dem sehr schneereichen Winter 1998/1999 beim starken Frühlingshochwasser 1999 beobachtet werden (BWG, 2000).

Schnee als sekundärer Auslösefaktor hat einen ähnlichen Einfluss wie Vorregen über eine längere Zeitperiode. Während der Schneeschmelzperiode kann die Schneedecke den Abfluss über mehrere Tage substantiell erhöhen, was zu einer hohen Sättigung des Bodens führt (Matsuura et al., 2013). Durch diese hohe Sättigung und den dadurch erhöhten Porenwasserdruck (Iverson, 2000) kann bereits ein kleines Niederschlagsereignis den Schwellenwert erreichen und einen Murgang auslösen.

2.3 Fließdynamik und Erosion

2.3.1 Aspekte der Fließdynamik

Costa (1984) vergleicht die Fließdynamik eines Murgangs mit flüssigem Beton, welcher in mehreren Schüben talwärts fließt. Dieser Vergleich macht aufgrund der hohen Dichte von Murgangmaterial von zwischen $1'300$ und $2'400 \text{ kg/m}^3$ (McArdell et al., 2007; Takahashi, 2014), des dadurch entstehenden im Vergleich zu reinen Wasserabflüssen viskosen Fließverhaltens und der hohen Zähflüssigkeit (Rickenmann, 1996) durchaus Sinn. Der Murgangkörper besteht dabei aus granularen Feststoffen, Wasser und Luft, welche als mehrphasige Masse vorkommen (Varnes, 1978).

Eine fundierte physikalische Diskussion der auftretenden Normal- und Scherspannungen und Porenwasserdrucke publizierten u.a. Iverson (1997), Iverson (2003), Schatzmann (2005) oder Takahashi (2014).

Typischerweise lassen sich Murgänge in eine grobblockige Front und einen mit feineren Sedimenten gesättigten Schwanz unterteilen (Pierson, 1986; Abbildung 2). Das oftmals beobachtete Mitführen von Blöcken mit Durchmesser von bis zu mehreren Metern (Costa, 1984) ist dabei auf die hohe Feststoffkonzentration im Murgang von typischerweise deutlich über 50% zurückzuführen (Iverson, 1997).

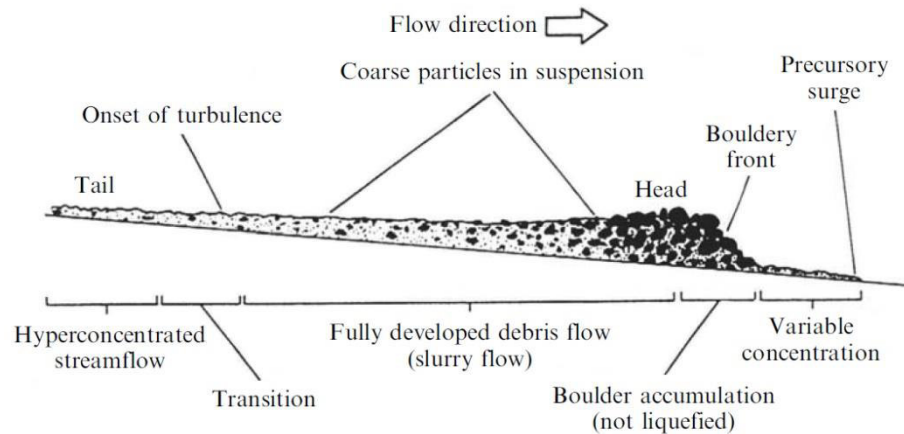


Abbildung 2: Skizze eines Murganges mit grobblockiger Front und an feinerem Material gesättigtem Schwanz. Quelle: Pierson, 1986.

Nach Coussot & Meunier (1996) lassen sich Murgänge bezüglich der Fließdynamik grob in drei Unterkategorien einteilen, wovon für den Europäischen Alpenraum jedoch vor allem die granularen und die viskosen Murgänge von Bedeutung sind (Schatzmann, 2005). In granularen Murgängen kann dabei meist zwischen zwei Phasen unterschieden werden: Die Porenflüssigkeit und die feste Phase, bestehend aus größeren Blöcken. Als physikalische Prozesse sind Interaktionen zwischen den Blöcken und Einflüsse des Porenwasserdruckes dominant. Viskose Murgänge hingegen können als einheitliche, homogene Phase betrachtet werden mit einem sehr hohen Anteil an Feinmaterial. Direkte Interaktionen zwischen den Blöcken sind aufgrund des hohen Feinanteils weniger ausgeprägt (Schatzmann, 2005).

Typische Ablagerungsformen von Murgängen sind die seitlich der Murganggerinne auftretenden Levées (Rickenmann, 1996). Sie werden gebildet, wenn die Fließhöhe des Murganges höher ist als die Gerinnetiefe (Johnson & Rodine, 1984) und sind wertvolle stumme Zeugen zur Fließhöhenabschätzung und für die Ereignisanalyse.

Murgänge stoppen normalerweise, sobald eine gewisse Gerinneneigung unterschritten wird und dadurch die basale Reibung die interne Schubspannung überschreitet (Takahashi, 2014). Dieser Prozess ist anhand der Murkegel im Gelände gut sichtbar. Da das Stoppen oft ein schwellenwertbasierter und nicht ein gradueller Prozess ist, sind Murkegel durch eine deutlich raue Oberfläche gekennzeichnet (Rickenmann, 1996). Falls der Murgang einen Vorfluter erreicht verwischen die Ablagerungsspuren durch den Abtransport von Sediment im Vorfluter. Beispiele dafür sind der in dieser Arbeit behandelte Riale Bondasca oder die in anderen Studien untersuchten Torrente Riascio oder Illgraben.

2.3.2 Kurvenüberhöhungen

Ein wichtiger Faktor im Fließverhalten von Murgängen ist die Kurvenüberhöhung im gekrümmten Gerinne (Johnson & Rodine, 1984; Prochaska et al., 2008; Scheidl et al., 2014). Darunter ist der Höhenunterschied der Ablagerungen auf der Gleithang- und der Prall-

hangseite zu verstehen (Abbildung 3; Johnson & Rodine, 1984). Die Kurvenüberhöhung tritt aufgrund des Zusammenspiels zwischen Zentrifugalkräften und Fluiddruck auf: Bei einer Ablenkung der Murgangmasse in einer Richtungsänderung des Gerinnes treten Zentrifugalkräfte auf, welche durch eine Differenz im Fluiddruck zwischen der Gleithang- und der Prallhangseite ausgeglichen werden. Daraus resultiert eine unterschiedliche Fließhöhe auf der Gleithang- und der Prallhangseite und die Überhöhung der Ablagerungen auf der Kurvenaussenseite (McClung, 2001).

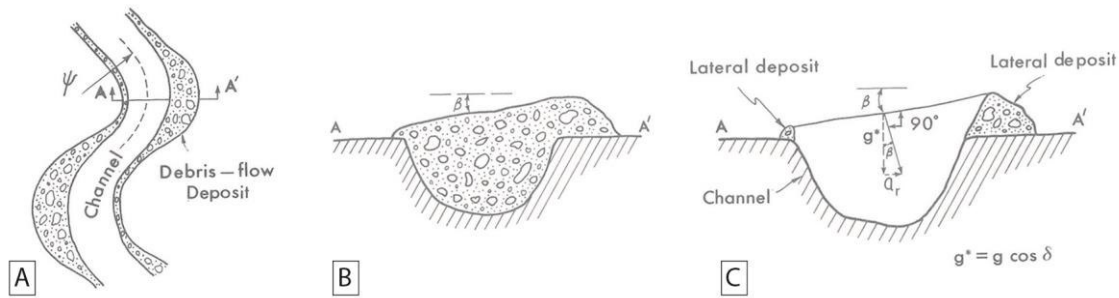


Abbildung 3: Konzept der Kurvenüberhöhung. A: Vogelperspektive mit der Gerinnekurve. B: Situation während dem Event. C: Situation nach dem Event mit unterschiedlich hohen Levées auf der Gleithang- und Prallhangseite. Quelle: Johnson & Rodine 1984.

Die aktuell häufigste Form zur Berechnung der Geschwindigkeit mittels Kurvenüberhöhung ist die Methode des erzwungenen Wirbels (*forced vortex*; Prochaska et al., 2008). Diese Berechnung basiert auf einer Formel (2), welche von mehreren Autoren in dieser oder einer ähnlichen Form publiziert wurde (Hungry et al., 1984; Johnson & Rodine, 1984; Prochaska et al., 2008; Scheidl et al., 2014 und darin zitierte Arbeiten):

$$v = \left(\frac{R_c g}{k} \frac{\Delta h}{B} \right)^{0.5} \quad (2)$$

Dabei ist v die Geschwindigkeit des Murganges in der Mitte des Gerinnes, R_c der Radius der Gerinnekurve, g die Erdanziehung, Δh der Höhenunterschied zwischen den beiden seitlichen Ablagerungen, B die Gerinnebreite und k ein Korrekturfaktor. Der Korrekturfaktor wird benötigt, um die Formel, welche ursprünglich das Fließverhalten von klarem Wasser beschreibt, auf Murgänge mit einer höheren Viskosität zu adaptieren (Prochaska et al., 2008). Die Spannweite für den k -Wert liegt dabei je nach Autor im Bereich $1 < k < 5$ (VanDine, 1996), $2 < k < 10$ (Bulmer et al., 2002; in Scheidl et al., 2014), $k = 2.5$ (Hungry et al., 1984; in Scheidl et al., 2014) oder $k = 10$ (Chen, 1987; in Scheidl et al., 2014).

Der Wert der Erdanziehung verfälscht bei steileren Gerinnen das Resultat, weshalb für Gerinne mit mehr als 15° Gefälle nur der zur Gerinneneigung senkrechte Teil der Erdanziehung $g^* = g \cos \theta_c$ verwendet werden soll, wobei θ_c für die Gerinneneigung und g für die Erdanziehung stehen (Johnson & Rodine, 1984).

Neben dieser Methode wurde von Scheidl et al. (2014) basiert auf Laborversuchen eine neue empirische Methode zur Geschwindigkeitsabschätzung ohne Korrekturfaktor k entwickelt mit folgender Form (3):

$$v = \left(\frac{R_c \Delta h (g \cos \theta_c)^{0.40}}{4.4 B h^{0.60}} \right)^{1.19} \quad (3)$$

Die Variablen der Formel bleiben dabei gleich wie bei Formel (2). h als zusätzliche Variable steht für die mittlere Höhe des Gerinnes. Diese Methode basiert auf dem empirisch nachgewiesenen Zusammenhang zwischen dem Korrekturwert k und der von den Fließeigenschaften des Murgangs abhängigen Froude-Zahl (Scheidl et al., 2014). Jedoch wurde sie bisher lediglich unter Laborbedingungen angewendet.

2.3.3 Tiefen- und Seitenerosion

Ein wichtiger Teil der Murgangprozesse ist die Materialaufnahme durch Tiefen- oder Seitenerosion. Einige theoretische (z.B. Iverson, 2012) als auch empirische Studien (z.B. Scheuner et al., 2009; Berger et al., 2011a; McCoy et al., 2012) haben die Wichtigkeit der Erosion für das Fließverhalten, die Auslaufdistanz und damit auch für die Gefahrenbeurteilung von Murgangprozessen aufgezeigt. Trotzdem bleiben in diesem relativ jungen Forschungsfeld im Zusammenhang mit Murgangprozessen noch viele offene Fragen, beispielsweise zu den für Erosion notwendigen Voraussetzungen oder zum Beitrag einzelner Teile des Murgangs (Front, Körper, Schwanz) zur Erosion (Berger et al., 2011a; McCoy et al., 2012).

2.4 Abgrenzung zu verwandten Prozessen

Der Prozess der Murgänge ist einer von mehreren gravitativen Prozessen, bei welchen Wasser und Feststoffe interagieren (Hungry et al., 2001). Weitere vergleichbare Prozesse sind der hyperkonzentrierte Abfluss (*hyperconcentrated flow* oder *debris flood*) und Erdbeben (Costa, 1984; Hungry, 2005). Eine Unterscheidung zu diesen Prozessen kann aufgrund der mechanischen und rheologischen Charakteristiken des Prozesses (z.B. Johnson, 1970; Pierson, 2005) und teilweise auch aufgrund des Verhältnisses zwischen Wasser und Sediment (z.B. Costa, 1984) gemacht werden: Während beim hyperkonzentrierten Abfluss, ähnlich wie bei Hochwasserprozessen, eine klare Unterscheidung zwischen der festen Phase (Geröll und Geschiebe) und der flüssigen Phase (Wasser) gemacht werden kann, ist dies beim Murgang nicht möglich (Takahashi, 2014). Im Murgang liegen die Feststoffe in Form einer Dispersion vor, weshalb diese Trennung der Phasen nicht möglich ist (Varnes, 1978; Hungry et al., 2001). Das Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem Erdbeben ist hauptsächlich der Wassergehalt (Takahashi, 2014). Durch den tieferen Wassergehalt und den dadurch tieferen Porenwasserdruck erreicht ein Erdbeben folglich als weiteres Un-

terscheidungsmerkmal auch deutlich kleinere Auslaufdistancen als ein Murgang (Hungr, 2005).

2.5 Murgänge nach plötzlichem Sedimentinput

Das vorliegende Fallbeispiel vom Val Bondasca zeigt, dass neben den meteorologischen Bedingungen auch die Sedimentverfügbarkeit eine entscheidende Rolle für die Auslösung von Murgängen spielt. Die Problematik der Interaktion zwischen Felsstürzen und Murgängen erlangte dabei bereits in den letzten Jahren eine erhöhte Aufmerksamkeit: Unter anderem das Geografische Institut der Universität Zürich (z.B. Stricker, 2010; Huggel et al., 2012; Stoffel et al., 2014b), die WSL (Bardou & Jaboyedoff, 2008) oder das private Ingenieurbüro Geotest (Tobler et al., 2014) beschäftigten sich mit entsprechenden Fragestellungen.

Der konzeptuelle Hintergrund basiert dabei bei den meisten zitierten Arbeiten und im Speziellen auch für die vorliegende Arbeit auf folgenden Annahmen: Neben dem primär genannten und untersuchten Auslösefaktor Klima (z.B. Wieczorek & Glade, 2005; Caine, 1980) spielt auch die aktuelle Sedimentverfügbarkeit im Anrissgebiet eine entscheidende Rolle (Jakob et al., 2005a). Ist die Sedimentverfügbarkeit, beispielsweise durch einen vorgängig ausgelösten Murgang, sehr tief, so ist der meteorologische Schwellenwert für die Auslösung weiterer Murgänge höher. Ist umgekehrt die Sedimentverfügbarkeit durch kontinuierlichen Eintrag oder durch einen plötzlichen Eintrag sehr hoch, dann liegt der Schwellenwert für die Auslösung von Murgängen deutlich tiefer (Jakob et al., 2005a).

Dieser zeitliche Aspekt ist einerseits bei verwitterungslimitierten Gerinnen mit wenig verfügbarem Sediment und andererseits bei einem plötzlichen massiven Sedimentinput mit einem darauf folgenden Systemwechsel der Murgangprozesse wichtig. Abbildung 4 illustriert das Konzept so, wie es u.a. Bardou & Jaboyedoff (2008) postulierten: Ein Sedimentinput in ein Gerinne, beispielsweise ausgelöst durch einen Felssturz oder das plötzliche Freilegen grosser vormals subglazialer Sedimentkörper, löst Ereignisse aus, welche die vorher geltenden Werte in Magnitude und Frequenz um ein Vielfaches übersteigen können. Diese Prozesse können je nach lokaler Situation direkt auf das Input-Ereignis folgen oder mit einer zeitlichen Verzögerung von bis zu mehreren Jahren auftreten. Nach diesen ersten grossen Events stellt sich mit der Zeit entweder ein neues Gleichgewicht an Magnitude und Frequenz von Murgängen ein, welches den neuen Gegebenheiten des Einzugsgebietes entspricht oder das Gleichgewicht bewegt sich wieder in Richtung des Wertes von vor dem Sedimentinput (Shieh et al., 2009). Zu diesem Forschungsfeld existieren jedoch bisher nur wenige Studien, vor allem auch mit quantitativen Analysen zu den beobachteten Prozessveränderungen.

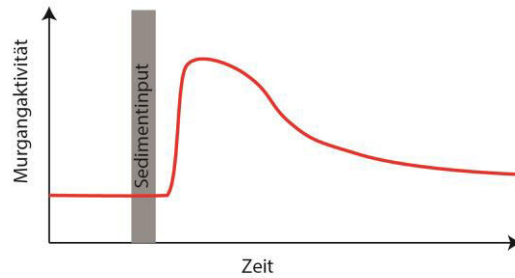


Abbildung 4: Konzeptuelle Darstellung der Murgangaktivität nach einem plötzlichen massiven Sedimentinput. Eigene Darstellung.

2.5.1 Fallbeispiele in der Schweiz

Eine mit dem Val Bondasca vergleichbare Geschichte hat das Einzugsgebiet des Torrente Riasco im Bleniotal, TI: Im August 2009 brachte ein Felssturz rund 200'000 m³ frisches Sediment in das obere Einzugsgebiet des Riasco (Stricker, 2010). Die im Jahre 2010 im Rahmen einer Masterarbeit am Geografischen Institut der Universität Zürich durchgeführte Studie von Stricker (2010) zeigte auf, dass die Murgangaktivität in diesem Gerinne bereits vor dem Felssturz relativ hoch war. Im auf den Sedimentinput folgenden Jahr 2010 waren aber zwei Murgangereignisse zu einem ausserordentlich frühen Zeitpunkt im Jahr zu verzeichnen, was im Zusammenhang mit dem Felssturz stehen könnte (Stricker, 2010).

Das Fallbeispiel aus dem Spreitgraben bei Guttannen hat ebenfalls einen ähnlichen Hintergrund. Tobler et al. (2014) geben an, dass bei den grossen Murgangereignissen 2009 – 2011 mehrere verschiedene Arten von plötzlichem Sedimentinput mitgespielt haben: Ein Felssturz vom Ritzlihorn (2009-2010), kombiniert mit einer Blockade des Hauptgerinnes durch kleinere Ereignisse (2010) und das Ausapern eines zuvor über mehrere Jahre firmbedeckten Grabensystems mit einem beträchtlichen Sedimentvolumen (2011). Das Fallbeispiel Spreitgraben ist daneben vor allem auch erwähnenswert wegen der sehr ausgeprägten Erosion im Bereich des Gerinnes auf dem Murkegel. Dieses Gerinne diente deshalb ebenfalls als Testgelände für das *RAMMS* Erosionsmodell (Frank et al., 2015).

Hürlimann et al. (2003) erwähnen zwei weitere Beispiele von zunehmender Murgangaktivität nach Felsstürzen: Einerseits der Schipfenbach im Urner Reusstal und andererseits der Illgraben im Wallis. Im Einzugsgebiet des Schipfenbachs wurde nach einem Felssturz mit ca. 100'000 m³ im Jahre 1936 in den Folgejahren eine erhöhte Murgangaktivität beobachtet. Im Einzugsgebiet des Illgrabens ereignete sich 1961 ein grosser Felssturz mit 3 – 5 Mio. m³, was zu mehr Murgangbeobachtungen in der ersten Hälfte der 1960er Jahre führte.

Aufgrund seiner heute konstant hohen Sedimentzufuhr und der daraus resultierenden hohen Murgangaktivität mit mehreren Ereignissen pro Jahr (Badoux et al., 2009) wurde das Einzugsgebiet des Illgrabens in mehreren Studien zu Sedimenthaushalt (z.B. Schlunegger et al., 2009; Berger et al., 2011b; Bennett et al., 2013), Erosionsprozessen

(Berger et al., 2011a; Schürch et al., 2011) oder Druckverhältnissen im Murgang (McArdell et al., 2007) genauer untersucht. Zusätzlich diente der Illgraben auch als eines der Test- und Kalibrierungsgebiete für *RAMMS::DEBRIS FLOW* (z.B. Berger et al., 2012).

2.5.2 Weltweiter Kontext

Neben den im alpinen Raum bekannten und vorhergehend diskutierten gravitativen Massenbewegungen als Sedimentinput existieren im weltweiten Kontext einige Studien, welche die Murgangaktivität nach anderen Arten von Sedimentinput untersuchen:

Ein häufig untersuchter Prozess ist die Murgangaktivität nach Wald- oder Buschbränden. Dabei wird die Vegetation zerstört, was die Erodierbarkeit des Bodens massiv erhöht und somit als plötzlicher Sedimentinput angesehen werden kann. Studien, welche einen tieferen meteorologischen Schwellenwert für die Auslösung von Murgängen nach Waldbränden feststellten, wurden beispielsweise auf der Iberischen Halbinsel (Garcia-Ruiz et al., 2013), in Kalifornien (Cannon et al., 2008) oder in Australien (Nyman et al., 2011) durchgeführt.

Ein weiterer in der Literatur zu findender Prozess, welcher die Sedimentverfügbarkeit plötzlich erhöht, sind Erdbeben. Mehrere Studien in China (z.B. He et al., 2011; Tang et al., 2012; Zhou & Tang, 2014; Zhang et al., 2014) oder Taiwan (Shieh et al., 2009) kamen zum Schluss, dass der benötigte meteorologische Schwellenwert für die Auslösung von Murgängen nach den Erdbebenereignissen deutlich tiefer liegt als davor und führen dies auf die stark veränderte Sedimentverfügbarkeit zurück. Shieh et al. (2009) stellten dabei fest, dass sich der Schwellenwert mit der Zeit wieder nach oben bewegt und dem Wert von vor dem Erdbeben angleicht.

2.6 Murgangmodellierung

Da die Murgängen zugrunde liegenden komplexen physikalischen Prozesse immer noch nicht vollständig verstanden sind, ist auch deren Umsetzung in realitätsnahen Modellen nicht vollumfänglich möglich (Rickenmann et al., 2006). Eine physikalische Vereinfachung, die dabei häufig gemacht wird, ist die Betrachtung des Murgangs als einphasiges Material.

Eine detaillierte Kategorisierung von Murgang-Modellen haben Rickenmann (2005) und Stricker (2010) bereits gemacht, weshalb hier nicht mehr explizit auf eine Auflistung aller existierenden Modelle eingegangen wird. Erwähnenswert für die Kategorisierung sind die Einteilung nach der Grundlage des Modelles (z.B. Schraml et al., 2015) und die Einteilung nach der Anzahl Dimensionen, in welchen die Fließphysik berechnet wird (Hürlimann et al., 2008): Rickenmann (2005) und Schraml et al. (2015) unterscheiden zwischen empirischen Modellen, deren physikalische Grundlagen auf Feld- oder Laborversuchen basieren, und physikalisch-dynamischen Modellen, welche momentumbasiert oder aufgrund der Energieerhaltung arbeiten. Hürlimann et al. (2008) unterscheiden die physikalisch-dynamischen Modelle weiter in 1D- und 2D-Modelle. 1D-Modelle berechnen die Fließparameter nur in Fließrichtung entlang einem definierten Pfad, während 2D-Modelle auch

die lateralen Fließbewegungen in die Simulation mit einbeziehen. Typischerweise arbeiten 2D-Modelle mit einem digitalen Höhenmodell als Grundlage.

2.6.1 RAMMS

Die in dieser Arbeit verwendete Software RAMMS (abgekürzt für Rapid mass movements simulation) wurde vom Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF ursprünglich für die Modellierung von Fließlawinen entwickelt (Christen et al., 2010; Bartelt et al., 2013b). In der Zwischenzeit wurde dem Softwarepaket die Applikation *RAMMS::DEBRIS FLOW* (Bartelt et al., 2013a) für die Modellierung von Murgängen hinzugefügt und am 17. April 2015 wird mit *RAMMS::ROCK FALL* (Leine et al., 2013) das dritte Tool veröffentlicht.

RAMMS basiert dabei auf dem dynamischen Voellmy-Salm-Modell (Salm, 1993), welches die Fliesseigenschaften eines Materials mittels einem Koeffizienten für die basale Reibung μ [-] und einem Koeffizienten für die innere Turbulenz ξ [m/s^2] beschreibt. Das ursprünglich für die Beschreibung des Fließverhaltens von Lawinen entwickelte Modell wurde bereits mehrfach erfolgreich auch für andere Massenbewegungen, beispielsweise Murgänge, eingesetzt (Schraml et al., 2015 und darin zitierte Referenzen).

Einen Überblick über die von RAMMS benötigten Inputparameter liefert Stricker (2010). Informationen über gängige Werte der Inputparameter μ und ξ finden sich beispielsweise in Bartelt et al. (2013a) und den darin referenzierten Studien, in Sosio et al. (2008), Stricker (2010), Berger et al. (2012), Schraml et al. (2015) oder Frank et al. (2015).

Das verwendete Erosionsmodell basiert auf dem empirischen Zusammenhang zwischen basaler Schubspannung und Erosionsrate von Schürch et al. (2011). Dabei wird lediglich die Tiefen-, nicht aber die Seitenerosion betrachtet. Da das Modell bisher noch nicht kommerziell verfügbar ist, existieren erst wenige Vergleichsstudien dazu. Zu erwähnen ist dabei hauptsächlich das laufende PhD-Projekt von Florian Frank an der WSL (Frank et al., 2015), welches sich intensiv mit dem Erosionsmodell von RAMMS beschäftigt.

2.6.2 FLUMEN

Die in dieser Arbeit ebenfalls diskutierten Simulationen von Tognacca (2013a) wurden mittels dem 2D-Strömungssimulationsmodell FLUMEN durchgeführt. Einen Überblick über die physikalischen Grundlagen sowie die Anwendungsbereiche dieses numerischen Abflussmodelles bietet die Publikation von Beffa (2004a).

3 Das Untersuchungsgebiet: Val Bondasca

Das Val Bondasca ist ein Seitental des Bergells, einem Tal auf der Alpensüdseite des Kantons Graubünden (Abbildung 5). Das Bergell grenzt im Nordosten über den Malojapass an das Oberengadin. Im Westen, nach der Schweizerisch-Italienischen Grenze, mündet das Bergell in das Valle San Giacomo, an dessen südlichen Ende sich der Lago di Como befindet.

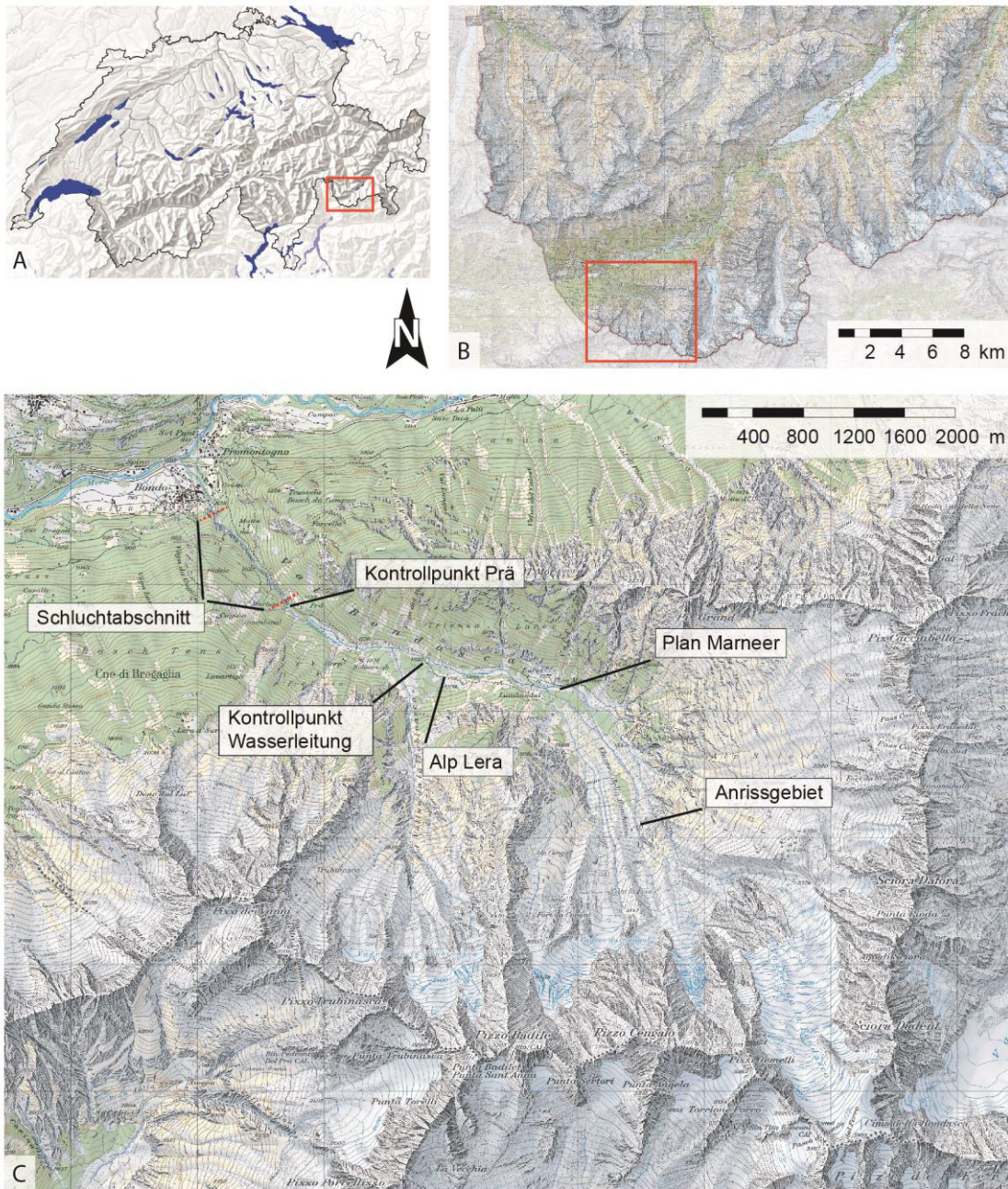


Abbildung 5: Lage des Untersuchungsgebietes mit den wichtigsten in der Arbeit verwendeten Flurnamen. Quelle: www.schweizerweltatlas.ch und swisstopo

3.1 Charakterisierung

Die charakteristischen Kenndaten des Einzugsgebietes Val Bondasca sind in Tabelle 1 aufgelistet. Der höchste Punkt des Einzugsgebietes (3369 m ü. M.) ist der Pizzo Cengalo, der tiefste Punkt (798 m ü. M.) die Mündung mit der Maira nahe Bondo. Die Bondasca entspringt dem Vadrec da la Bondasca, dem mit ca. 1.03 km² Fläche grössten Gletscher im Einzugsgebiet, und verläuft danach meist in nordwestlicher Richtung. Die Vergletscherung von insgesamt 1.65 km² beschränkt sich ausschliesslich auf die steilen Nordhänge unterhalb der Cengalo-Gruppe. In diesem Gebiet mit wenig Sonneneinstrahlung und in den steilen Westflanken am östlichen Rand des Einzugsgebietes ist auch die Permafrostverbreitung am grössten (BAFU, 2005b).

Tabelle 1: Charakteristische Kenndaten des Einzugsgebietes Val Bondasca. 1: Eigene Berechnungen aufgrund von Luftbildern, DHM oder Pixelkarten (Quelle: swisstopo). 2: Werte aus HADES. 3: Daten der Messstation von ewz.

Einzugsgebietsfläche	21.0 km ²	(1)
Höchster Punkt	3369 m ü. M.	(1)
Tiefster Punkt	798 m ü. M.	(1)
Mittlere Höhe	2159 m ü. M.	(2)
Mittlere Gerinneneigung	23.2°	(1)
Vergletscherung	1.65 km ² ≈ 8 %	(1)
Bewaldung	9.3 %	(2)
Bodenbedeckung	28.9 %	(2)
Talverlauf	SE – NW	(1)
Mittl. Abfluss April – Oktober 2014 in Prä	2.12 m ³ /s	(3)
Abflussbandbreite 2014 in Prä	0 – 29.52 m ³ /s	(3)

Entlang der Bondasca führt eine Alp- und Forststrasse bis auf ca. 1400 m ü. M., welche auch als Zufahrt zu den dem Gerinne entlang liegenden Alpen Laret, Lombardui, Lera und Selvartigh dient. Zur Versorgung dieser Alpen überqueren mehrere Fussstege sowie eine Wasserleitung das Bachbett der Bondasca (siehe Abbildung 11, S. 23). Zudem befindet sich auf ca. 1100 m ü. M. eine Wasserfassung für ein von den Elektrizitätswerken der Stadt Zürich ewz betriebenen Wasserkraftwerk. Die Anlage zur Wasserfassung ist geprägt durch eine ca. 19 m hohe Staumauer, welche als harte Verbauung die Charakteristik des Gerinnes erheblich beeinflusst: Das Gefälle ist im Abschnitt direkt oberhalb der Staumauer stark erniedrigt, was zu einer geringeren kinetischen Energie und damit zu einer geringeren Transportkapazität des Gewässers führt. Dadurch wird in diesem Abschnitt vermehrt Material abgelagert.

3.1.1 Geologie

Geologisch sind das Bergell und insbesondere die Bergeller Südtäler geprägt von der Bergeller Intrusion (Abbildung 6, A). Dieser Pluton ist vor rund 30 Mio. Jahren, gleichzeitig

mit anderen kleineren Plutonen entlang des periadriatischen Bruchsystems, während der alpinen Orogenese intrudiert (Pfiffner, 2010). Eine detaillierte geologische Beschreibung der Bergeller Intrusion ist in Rosenberg (2004) zu finden.

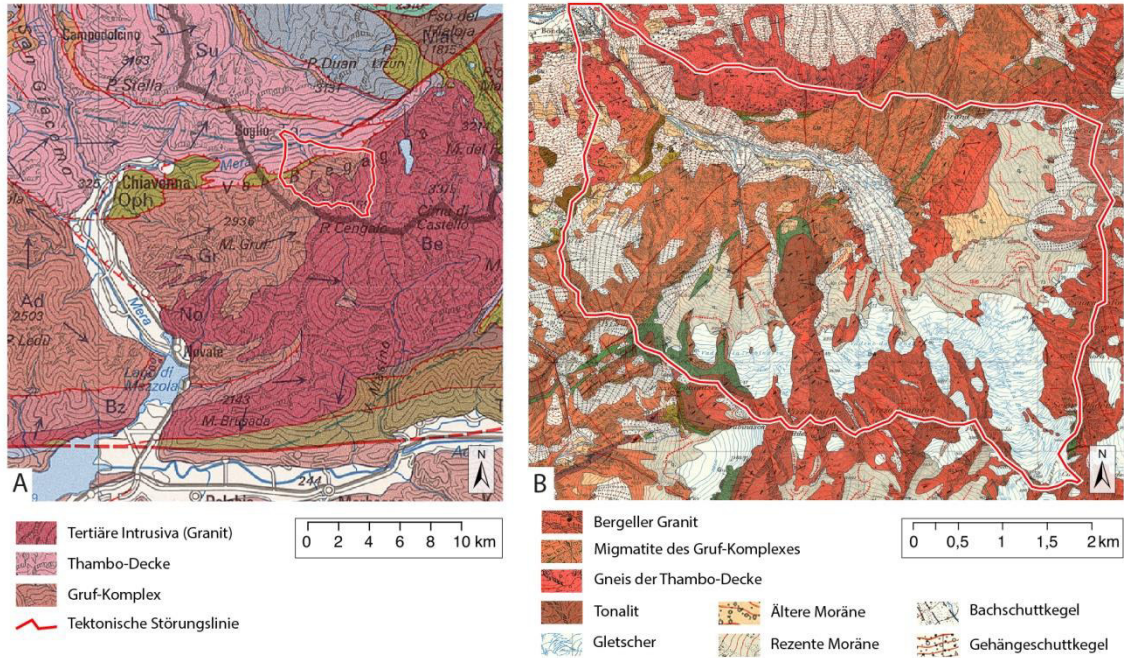


Abbildung 6: Geologische Situation im Untersuchungsgebiet. A: Tektonische Karte der Zone zwischen Lago di Como und Malojapass. Rot markiert: Einzugsgebiet des Riale Bondasca. Legende: Auswahl der wichtigsten Einheiten. B: Auszug aus dem geologischen Atlas der Schweiz vom Val Bondasca. Legende: Auswahl der wichtigsten Strukturen. Quelle: swisstopo Tektonische Karte 1:500'000, swisstopo Geologischer Atlas 1:25'000..

Der Granit der Bergeller Intrusion prägt die gesamte Sciora-Gruppe im Osten und die Cengalo-Gruppe im Süden des Einzugsgebietes der Bondasca. Dadurch ist auch das Geschiebe, welches das Bergeller Haupttal via Riale Bondasca erreicht, mehrheitlich granitischer Herkunft.

In der gesamten Cengalo-Gruppe spielt die Permafrostverbreitung eine wichtige Rolle für die Felsstabilität. Eine detaillierte Studie über die geologische Disposition und den Einfluss von Permafrost am Pizzo Cengalo liefert die Masterarbeit von de Preux (2014).

Das zweite wichtige Element neben den granitischen Felswänden sind die tertiären Ablagerungen in den tieferen Lagen des Einzugsgebietes (Abbildung 6, B).

3.1.2 Niederschlag

Die grossräumigen hydrologischen Bedingungen in der Region Bergell lassen sich mittels Kenndaten aus dem hydrologischen Atlas der Schweiz (HADES; Spreafico & Weingartner, 1992) zusammenfassen: Der mittlere Jährliche Niederschlag in Soglio beträgt 1406 mm (Schweiz: 1431 mm) bei durchschnittlich 117 anfallenden Regentagen. Die Region Bergell steht klimatisch hauptsächlich im Einfluss der Alpensüdseite und erhält dadurch vor allem

bei Südstaulagen erhebliche Niederschlagsmengen. Es kann jedoch auch während Westwindlagen mit Frontdurchgang zu ergiebigen Niederschlägen kommen.

Für die kleinräumliche Untersuchung der meteorologischen und hydrologischen Bedingungen standen insgesamt Daten von fünf Stationen der ewz oder des Bundesamtes für Meteorologie (MeteoSchweiz) zur Verfügung (vgl. Kapitel 4.1, 28). Dank der guten Datenverfügbarkeit war es möglich, diverse Korrelations- und Extremwertanalysen durchzuführen (vgl. Kapitel 5.1, 45). Dadurch konnte einerseits die statistische Korrelation des Niederschlags zwischen den Stationen und andererseits die Grössenordnung des Niederschlags während Extremereignissen abgeschätzt werden.

3.2 Historischer Kontext

Aufgrund des verhältnismässig langen Gerinnes und des relativ flachen Zwischenabschnittes erreichen kleinere Murgänge das Dorf Bondo im Bergeller Talgrund und damit die Zone erhöhten Schadenpotentials nicht. Da das Val Bondasca nicht permanent besiedelt ist und solche kleineren Murgänge dadurch wenig bis gar keinen Schaden anrichten können, sind sie auch nicht in einen Ereigniskataster aufgenommen worden (pers. Mitteilung M. Blum, AWN GR). Deshalb ist es nicht möglich, die Frequenz von solchen kleineren Ereignissen vor 2012 zu bestimmen. Aufgrund der zahlreichen stillen Zeugen entlang des Gerinnes muss aber davon ausgegangen werden, dass auch in der Vergangenheit regelmässig Murgang- oder Hochwasserevents stattgefunden haben.

Grössere Ereignisse, welche im Dorf Bondo Schaden anrichteten, sind entweder in den nationalen Naturereignis-Kataster StorMe oder in das kantonale Archiv beim Amt für Wald und Naturgefahren Graubünden aufgenommen worden. Vor dem Sommer 2012 ist jedoch nur ein solches Ereignis bekannt: Eine Serie von Hochwasser und gravitativen Prozessen, welche im September 1927 das ganze Bergell betraf (Abbildung 7; pers. Mitteilung M. Blum, AWN GR).

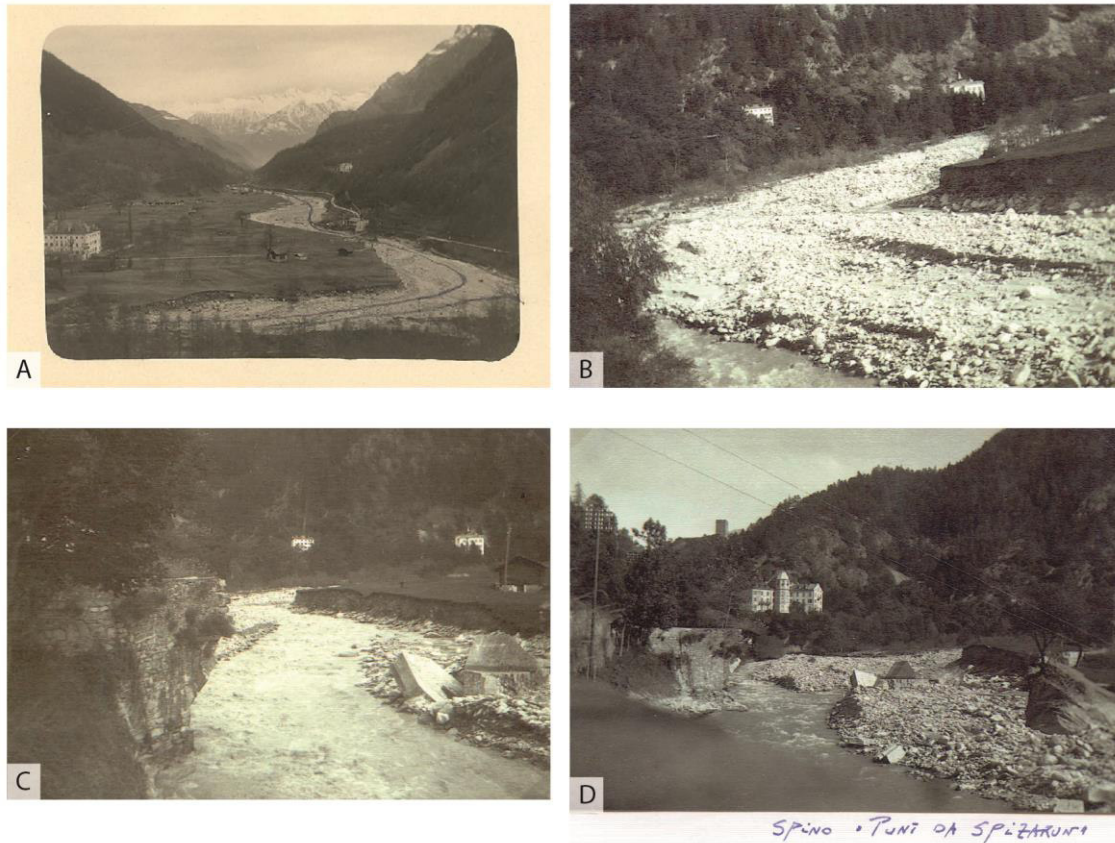


Abbildung 7: Das Ereignis vom 25. – 26. September 1927. A: Blick talabwärts mit Bondasca und Maira (linker Bildrand: Häuser von Bondo). B: Blick entlang der Bondasca in Richtung Mündung mit der Maira. C und D: Die zerstörte Spizarun-Brücke auf der Zufahrtsstrasse nach Bondo. Quelle: Archiv AWN GR.

Auf den historischen Fotos ist zu sehen, dass bei dem Event 1927 sowohl der Bergeller Hauptfluss Maira als auch die Bondasca erheblichen Schaden anrichteten. Unter anderem wurde eine Brücke über die Maira nahe Bondo vollständig zerstört.

In der Zeit zwischen 1927 und den Events 2012 sind in den kantonalen und nationalen Archiven keine weiteren Ereignisse aufgelistet, was darauf schliessen lässt, dass in dieser Zeit keine Murgänge oder Hochwasser mit Schadenfolge zu verzeichnen waren in Bondo.

3.2.1 Vorgeschichte zu den Murgangereignissen 2012

Den vier bekannten Murgangereignissen 2012 ging ein Felssturz am Pizzo Cengalo am 27. Dezember 2011 voraus (Bonanomi, 2012). An der späteren Ausbruchsstelle des Felssturzes war bereits während den Sommermonaten 2011 eine erhöhte Sturzaktivität zu verzeichnen und am Abend des 27. Dezembers löste sich eine grössere Felspartie auf ca. 3100 m ü. M. in der Nordflanke des Pizzo Cengalo (Bonanomi, 2012). Die Kubatur des Felssturzes vom Dezember 2011 wurde direkt nach dem Ereignis auf rund 2-3 Mio. m³ geschätzt (Bonanomi, 2012) und später nach unten korrigiert auf ca. 1.2 Mio. m³ bis 1.5 Mio. m³ (Auswertung BSF swissphoto; zvg. M. Blum, AWN GR).

Der Hauptkörper der Felssturزابlagerung ist rund 1000 m lang und 300 m breit und die gesamte Ablagerung erstreckt sich vom Fuss des Pizzo Cengalo auf 2200 m ü. M. bis vor die Ebene von Plan Marneer auf ca. 1450 m ü. M. (Abbildung 8). Das Pauschalgefälle des Felssturzes von der Ausbruchsstelle bis zum Ende der Ablagerung beträgt dabei 31.2°. Das Pauschalgefälle der Murgänge von der Anrisszone bis zum Vorfluter beträgt 11.3°.

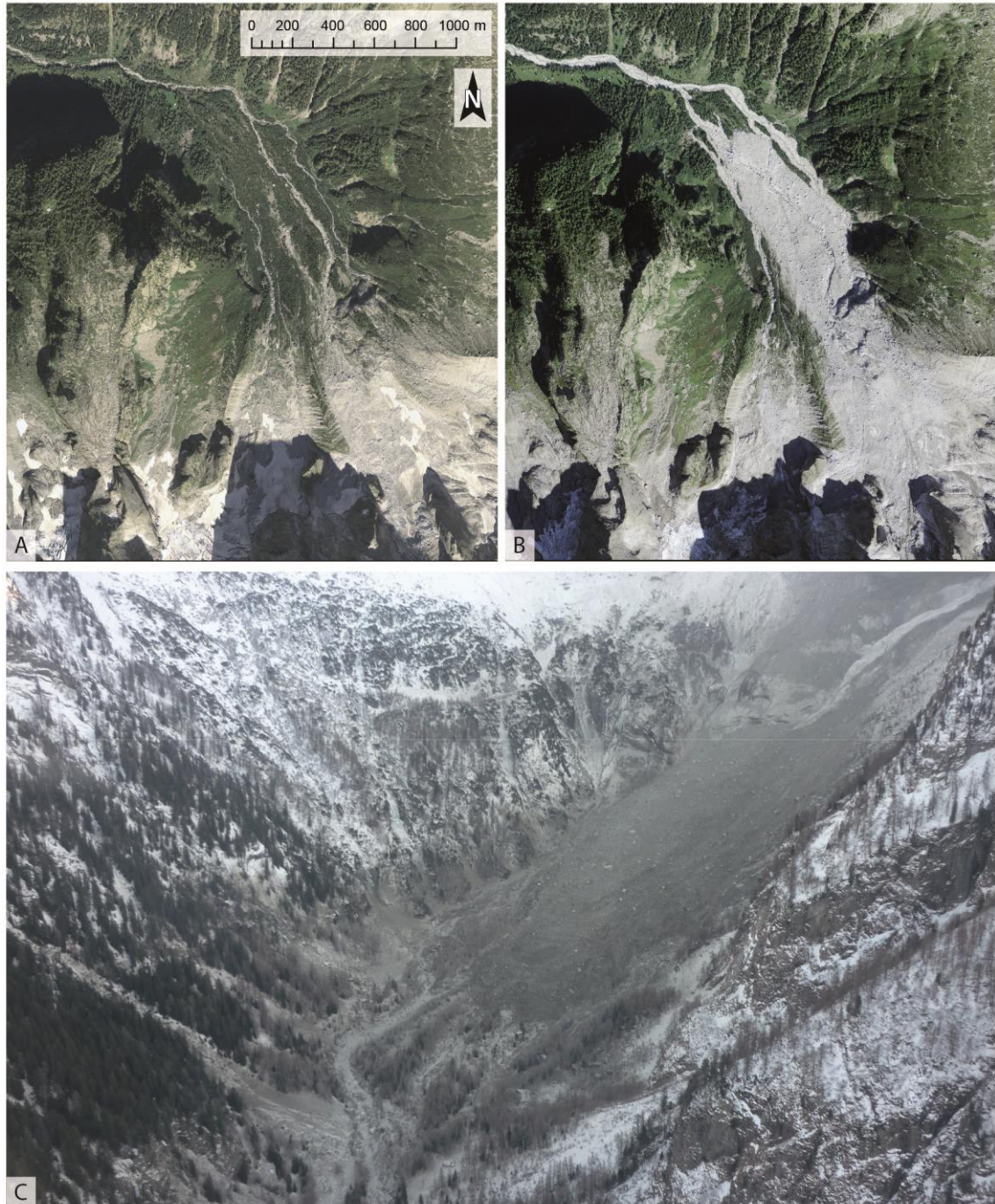


Abbildung 8: A: Situation vor dem Felssturz (Orthofoto 2009). B: Situation nach dem Felssturz und nach den Murgängen vom Juli und August 2012 (Orthofoto 2012). C: Aufnahme im Januar 2012, ein paar Tage nach dem Felssturz. Quelle: swisstopo (A und B), Archiv AWN GR (C).

Während der Feldarbeit im September 2014 waren die prägenden Landschaftselemente im hinteren Val Bondasca immer noch die Felssturزابlagerung und die daraus hervorgehenden mächtigen Gerinne. Die Gerinne waren auch auf der Ablagerung selber deutlich zu erkennen (Abbildung 9).

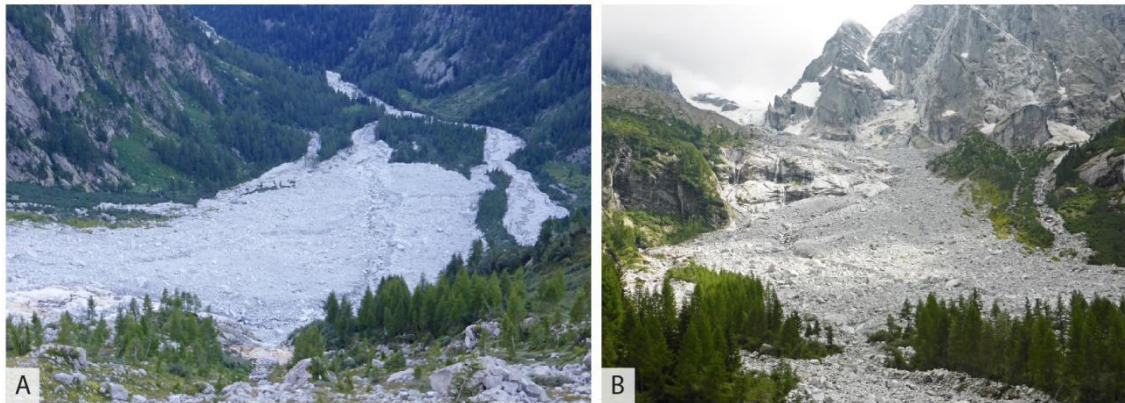


Abbildung 9: Morphologie der Felssturزابlagerung im Sept 2014. A: Von oben in Richtung NW fotografiert. B: Von unten in Richtung S fotografiert. Eigene Aufnahmen.

Ein Phänomen, welches die während dem Felssturz vorhandene Energie gut widerspiegelt, ist die Abrasion an den älteren Blöcken, welche am Rand der späteren Ablagerung gelegen haben (Abbildung 10). Dabei ist durch die Einwirkung von Partikeln aus der Felssturzmasse die teils stark verwitterte und von Flechten überzogene äussere Schicht von ca. 5 – 12 mm Mächtigkeit auf der der Sturzrichtung zugewandten Seite vollständig entfernt worden.



Abbildung 10: Abrasion am orographisch linken Rand der Felssturزابlagerung. Eigene Aufnahme.

3.3 Gerinnemorphologie

Die Bondasca hat von ihrer Quelle am Gletschertor bis zur Einmündung in die Maira bei Bondo eine Länge von ca. 5,5 km (Spreafico & Weingartner, 1992). Von der Anrisszone der Murgänge bis zur Einmündung in den Vorfluter sind es 5100 – 5300 m Länge. Dieser Gerinneverlauf lässt sich in vier Teilabschnitte einteilen: Felssturزابlagerung, Flachstück, Schlucht, Ablagerungskegel (Abbildung 11). Die Front der Felssturزابlagerung ist durch eine erhöhte Gerinneneigung zu erkennen. Im Flachstück sind mehrheitlich Gerinneneigungen von 10° oder tiefer anzutreffen. Der Schlucht-Abschnitt besteht aus mehreren aufeinanderfolgenden Steilstufen und Becken, was in der hohen Variabilität der Gerinneneigung sichtbar ist. Es zeigt sich, dass die automatisch generierten Daten tendenziell höher liegen als die im Feld gemessenen, was auf die Erhebungsmethode zurückzuführen ist: Die Felddaten sind als Mittelwert über grössere Strecken gemessen worden (siehe Karte in Anhang 4) und berücksichtigen lokale Schwankungen deshalb weniger.

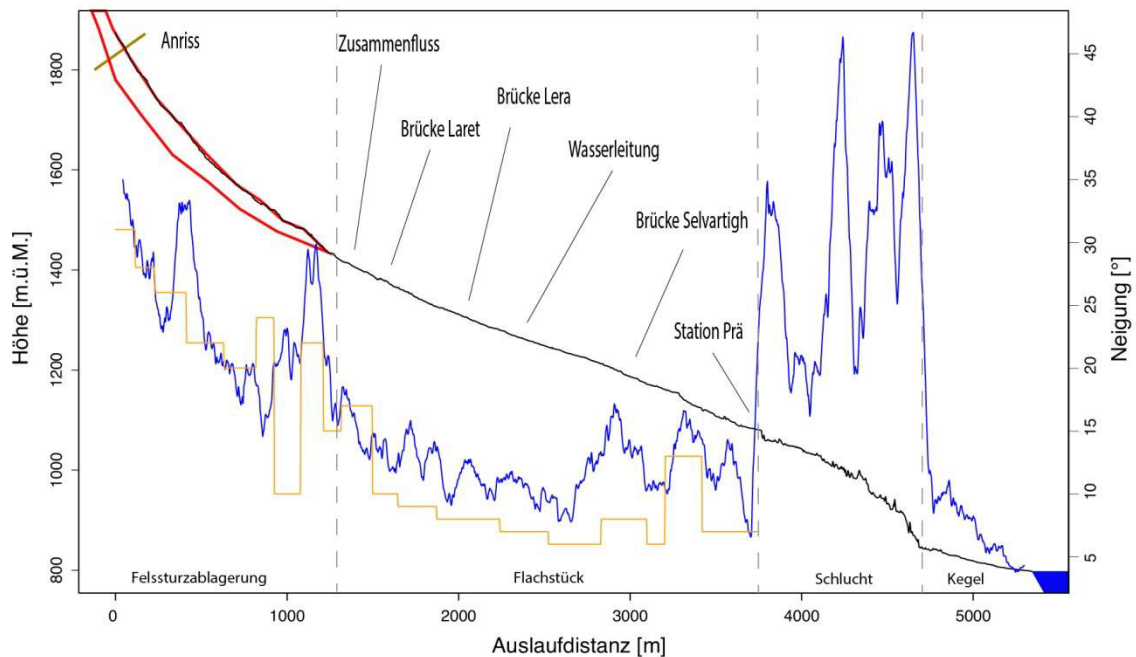


Abbildung 11: Gerinneprofil (schwarz), lokale Gerinneneigung aus dem Höhenmodell mit 10 m Auflösung (rollender Mittelwert aus 50 m Gerinneabschnitt; blau) und während der Feldarbeit gemessene Gerinneneigung (orange). Rot: Felssturزابlagerung.

Die Gerinnebreite erreicht auf der Felssturزابlagerung ca. 20 – 35 m und im Flachstück zwischen 30 und 50 m. Im schluchtähnlichen Sektor erreicht die Gerinnebreite max. 10 - 20 m und auf dem Kegel geht sie auf 10 - 15 m zurück.



Abbildung 12: Morphologie der verschiedenen Gerinneabschnitte. A: Direkt unterhalb der Felssturzaflagerung. B: Eingangs Flachstück. C: Direkt vor der Staustufe. D: Die Staustufe. E – F: Schluchtabschnitt. Eigene Aufnahmen Juni und September 2014.

Abbildung 12 illustriert die Charakteristik der verschiedenen Gerinneabschnitte. Dabei ist vor allem in Abbildung 12 C der anthropogene Einfluss zu erwähnen: Spuren im Gerinne zeigen, dass dieses Flachstück direkt vor der Staustufe in Prä sicher eine maschinelle Bearbeitung erfuhr. Geschiebe wurde entfernt und die Böschungen und Levées direkt oberhalb der Staumauer stabilisiert.

3.4 Wissenschaftlicher Kontext im Untersuchungsgebiet

Nach dem Felssturz Ende 2011 wurde im Jahre 2012 von der Arbeitsgemeinschaft Alpenländer (ArgeAlp), einem Konsortium aus diversen Kantonen, Regionen und Institutionen der Alpenanrainerstaaten, das Projekt „Einfluss von Permafrost auf Berg- und Felsstürze“ lanciert. In diesem Zusammenhang wurden unter anderem vom SLF in Davos Analysen zu Felstemperatur, Permafrostvorkommen und Felsbewegungen am Pizzo Cengalo durchgeführt (ArgeAlp, 2013). Als erstes Resultat von diesen Projekten entstand im August 2014 eine Masterarbeit am Departement für Erdwissenschaften der ETH Zürich, welche sich vor allem auf die Diskussion der strukturellen Prädisposition und des Einflusses von Permafrost konzentriert (de Preux, 2014). Neben dieser Arbeit sollen in Kürze auch weitere Publikationen mit Resultaten zu den Radar- und Laserscan-Untersuchungen publiziert werden (pers. Mitteilung M. Phillips, SLF).

3.5 Kontext der Gefahrenprävention im Untersuchungsgebiet

Nach den Murgangereignissen im Sommer 2012 wurden von kantonaler und kommunaler Seite verschiedene Massnahmen ergriffen. Diese sind nachstehend in chronologischer Reihenfolge aufgelistet.

3.5.1 Abschätzung des Felssturzvolumens

Bereits nach den ersten kleineren Murgängen wurde im Auftrag vom AWN GR am 18. Juli 2012 ein neues digitales Höhenmodell über der Felssturzablagerung geflogen und durch einen Vergleich des bereits vorhandenen DTM-AV von swisstopo aus dem Jahre 2003 das Felssturzvolumen abgeschätzt. Das so abgeschätzte Volumen wurde auf ca. 920'000 m³ beziffert. Es gilt jedoch zu beachten, dass das verwendete DTM-AV Höhenmodell von swisstopo noch nicht mittels Stereokorrelation aktualisiert wurde (swisstopo, 2012) und somit für die Bereiche über 2000 m ü. M. nur die Daten aus der Pixelkarte 1:25'000 mit einer horizontalen Auflösung von 25 m zur Verfügung standen. Dadurch entstand ein beträchtlicher Höhenfehler im Bereich über 2000 m ü. M. von 3 – 8 m (swisstopo, 2012). Dieser methodenbedingte Höhenfehler muss bei der Beurteilung der Unsicherheit berücksichtigt werden. Die Autoren der Studie geben an, dass aufgrund der Unsicherheiten im DTM-AV eine Unterschätzung von 280'000 – 600'000 m² für das Felssturzvolumen besteht, führen diese jedoch auf eine mögliche Schneedecke und nicht auf methodenbedingte Unsicherheiten zurück (Auswertungen BSF swissphoto AG, zvg. M. Blum, AWN GR).

3.5.2 Ereignisanalyse

Nach dem grossen Event am 25. August 2012 wurde das Ingenieurbüro Beffa Tognacca GmbH mit einer Eventanalyse zu den Ereignissen im Val Bondasca beauftragt. Die Ereignisanalyse enthält eine umfassende Analyse der meteorologischen Situation, hauptsächlich gestützt auf Radaranalysen von MeteoSchweiz sowie mehrere Bodenstationen der ewz (Tognacca, 2013a). Eine ausführliche Auflistung der durchgeführten Arbeiten und der verwendeten Modelle folgt in Kapitel 4.4 auf 31.

Die Ereignisanalyse deckte mehrere Schutzdefizite entlang des Flusslaufes auf dem Murkegel und in der Nähe der Kantonalstrasse auf und nannte Frühwarnsysteme, Verbauungen oder eine veränderte Nutzung als mögliche Lösungen (Tognacca, 2013a).

3.5.3 Frühwarnanlage

Aufgrund der Ereignisanalyse wurde im Frühsommer 2013 durch GeoPraevent AG eine Murgang-Überwachungsanlage installiert (Abbildung 13).



Abbildung 13: Frühwarnanlage in Prä. A: Übersicht. B: Radar-Pegelsensor. C: Reissleine. D: Automatische Ampelanlage in Bondo. Eigene Fotos Juni 2014.

Die Anlage, welche bei der Wasserfassung in Prä steht, ist mit Reissleinen, einem Radar-Pegelsensor und Kameras ausgerüstet (GeoPraevent, 2013). In erster Linie die Reissleinen und in zweiter Linie der Pegelsensor lösen bei einer ersten Stufe der kritischen Fliesshöhe eine Warnung und bei einer zweiten Stufe direkt Alarm aus. Bei einer Warnung werden die lokalen und kantonalen Behörden informiert und bei einem Alarm werden zusätzlich die Brücke im Dorf sowie die Brücke der Kantonsstrasse automatisch via Lichtsignalanlage gesperrt. Dank dem ca. 1100 m langen Schluchtabschnitt zwischen der Überwachungsanlage und dem Dorf haben die Behörden eine genügende Reaktionszeit für allfällige Sperren im gefährdeten Gebiet. Bis jetzt ist seit der Installation der Anlage noch kein Ernstfall aufgetreten, in welchem die Auslöseschwelle für einen direkten Alarm erreicht wurde (pers. Mitteilung M. Negrini, Gemeinde Bregaglia).

Neben der Warnfunktion zeichnet die Überwachungsanlage mittels Kamera die Situation im Flusslauf oberhalb der Staumauer für spätere Eventanalysen oder eine online Ferndiagnose in Echtzeit auf. Zusätzlich werden auch die Daten der Meteostation und die Abflussmessungen der ewz aufgezeichnet.

3.5.4 Bauliche Massnahmen

Als Sofortmassnahme nach der Ereignisanalyse wurden im Sommer 2013 vom Forstdienst der Gemeinde Bregaglia die kritischen Stellen des Gerinneoberlaufs geräumt. Auf instabilen, unterspülten Böschungen des Gerinnes und in überflutungsgefährdeten Bereichen neben dem aktuellen Gerinnebett wurden Bäume und Totholz entfernt, damit bei einem allfälligen nachfolgenden Ereignis die Verklauungsgefahr an den Brücken im Haupttal geringer ist (pers. Mitteilung M. Negrini, Gemeinde Bregaglia).

Ebenfalls 2013 hat Beffa Tognacca GmbH im Auftrag der Gemeinde Bregaglia eine weitere Studie zu möglichen baulichen Massnahmen und eine begleitende Kosten-Nutzen-Analyse durchgeführt (Tognacca, 2013b). Dabei wurden zwei Varianten ausgearbeitet, von welchen aufgrund der minimalen Anforderungen an den Schutz der Kantonsstrasse jedoch nur eine von Subventionen von Bund und Kanton profitieren könnte (Bregaglia, 2013a).

An der Gemeindeversammlung der Gemeinde Bregaglia vom 27. August 2013 wurde schliesslich ein Kredit für die Realisierung der subventionsberechtigten Variante gesprochen (Bregaglia, 2013a). Die Kosten dafür belaufen sich auf 6.9 Mio. CHF, wovon rund 1.6 Mio. CHF oder 24 % von der Gemeinde aufzubringen sind (Bregaglia, 2013b). Geplant sind eine Aufweitung des Flussabschnittes im ehemaligen Bereich des Campingplatzes und die Erstellung von mehreren Leit- und Schutzdämmen auf dem Kegel entlang des Flusslaufes der Bondasca (Bregaglia, 2013b). Die Bauarbeiten konnten im Spätherbst 2014 aufgenommen werden und sollten per Ende 2015 abgeschlossen sein (Posta Ladina, 2014).

4 Daten und Methoden

4.1 Meteorologische Daten

Für die meteorologischen Untersuchungen standen Daten von verschiedenen Meteostationen im näheren Umkreis des Val Bondasca zur Verfügung. Die beiden Stationen in Vicosoprano und in Soglio werden von MeteoSchweiz betrieben. Die Stationen Albigna, Castasegna und Prä werden von den ewz im Zusammenhang mit deren gleichnamigen Wasserkraftanlagen betrieben. Tabelle 2 zeigt die vorhandenen Daten und die Länge der Messperiode für die verschiedenen Meteostationen. Die Station Vicosoprano stand zwischen 1976 und 2004 an einen Standort im Nachbardorf Löbbia und wurde erst 2005 wieder zurück an den alten Standort in Vicosoprano versetzt. Dadurch entstand zwischen dem 31.08.2004 und dem 01.02.2005 eine Datenlücke.

Tabelle 2: Ausgewählte Parameter der verschiedenen Meteostationen, deren Messperiode und zeitliche Auflösung.

Station	Parameter	Messperiode	Einheit	Auflösung
Albigna	Niederschlag,	22.06.2006 -	mm	15 min
	Temperatur	19.01.2015	°C	
Castasegna	Niederschlag	15.06.2006 - 19.01.2015	mm	15 min
Prä	Niederschlag,	21.01.2013 -	mm	15 min
	Abfluss	28.10.2014	m ³ /s	1 min
Soglio	Niederschlag	01.02.1884 - 31.10.2014	mm	1 Tag
Vicosoprano	Niederschlag	01.01.1930 - 10.11.2014	mm	1 Tag

Abbildung 14 zeigt die räumliche Verteilung der Meteostationen im Talgebiet des Bergells. Die Station Prä befindet sich direkt im Einzugsgebiet der Bondasca und nur ca. 3200 m von der Anrisszone entfernt. Sie wurde jedoch erst nach den Murgangereignissen im Sommer 2012, im Zuge der Installation der Frühwarnanlage (siehe Kap. 3.5.3, S. 26), installiert. Deshalb ist diese Station für die Ereignisanalyse der Murgänge im Sommer 2012 nicht von Nutzen. Jedoch war es dank dieser Station möglich, mittels einer Korrelationsanalyse zu überprüfen, wie stark die umliegenden Stationen die Situation im Val Bondasca widerspiegeln (siehe Kapitel 4.5.2, S. 34 sowie 5.1.2, S. 46).

Die Niederschlagszellen ziehen sowohl bei Westwind- als auch bei Südstaulagen topografisch bedingt aus Südwesten kommend das Bergeller Haupttal entlang (vgl. Holtmeier, 1971). Deshalb sind die westlich des Val Bondasca liegenden Stationen Castasegna und Soglio für die Beschreibung der meteorologischen Bedingungen im Einzugsgebiet am besten geeignet. Bezüglich Höhenstufe repräsentiert die Station Albigna die Situation im An-

rissgebiet am besten, da sie mit ca. 200 Höhenmetern eine vergleichsweise kleine Differenz dazu aufweist. Die Station Vicosoprano ist von der Höhenstufe als auch von der geografischen Lage und von der Datenverfügbarkeit her die am wenigsten geeignete Meteorstation für die Zwecke der hier durchgeführten Analysen.

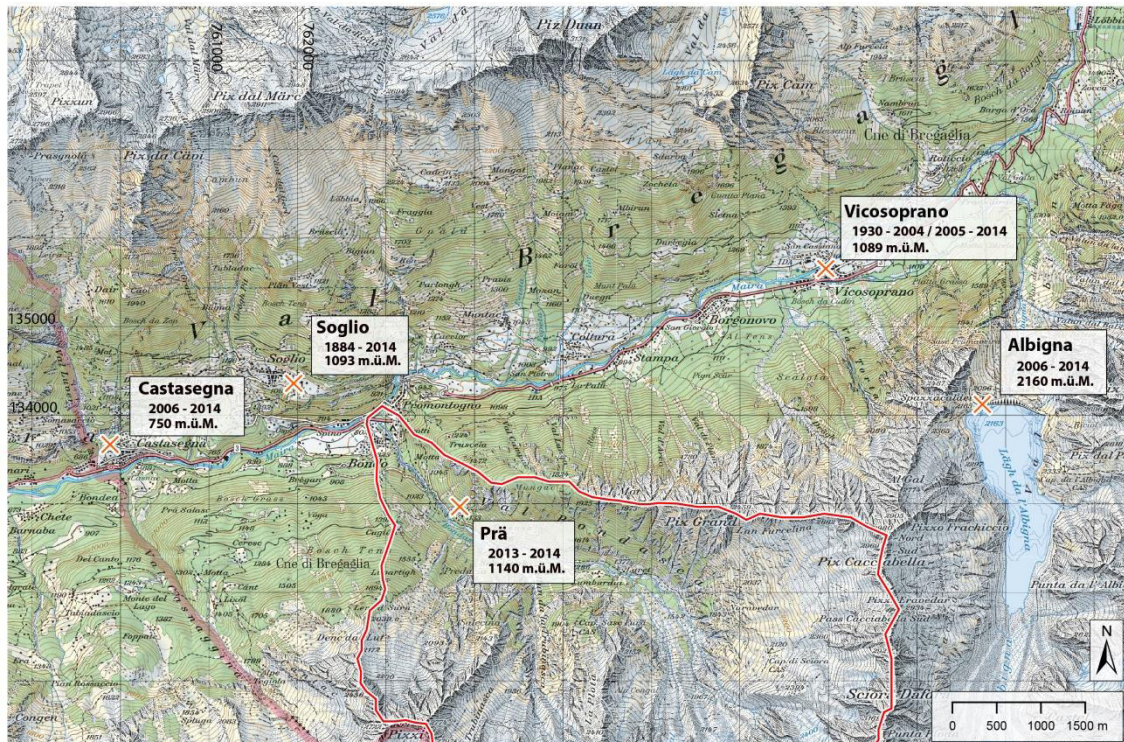


Abbildung 14: Standorte der Meteorstationen. Kartenquelle: swisstopo.

4.2 Schneedecke

Die Entwicklung der Schneedecke war im Frühling 2012 je nach Höhenlage sehr unterschiedlich (Abbildung 15). In erhöhten Lagen war die Schneedecke ab Mitte April überdurchschnittlich mächtig, wie sich an den Daten der Station Corvatsch im Oberengadin zeigt. Ab Ende Mai war die Schneedecke 2012 an der Station Corvatsch sogar die höchste gemessene seit Messbeginn 1994. In tieferen Lagen, welche mit dem Murganganrissgebiet im Val Bondasca vergleichbar sind, war die Situation gegenteilig: Die Schneedecke 2011/2012 war während des ganzen Winters unterdurchschnittlich. Auch die Ausaperung fand bereits Ende April und damit aussergewöhnlich früh statt (siehe Station Maloja, Abbildung 15).

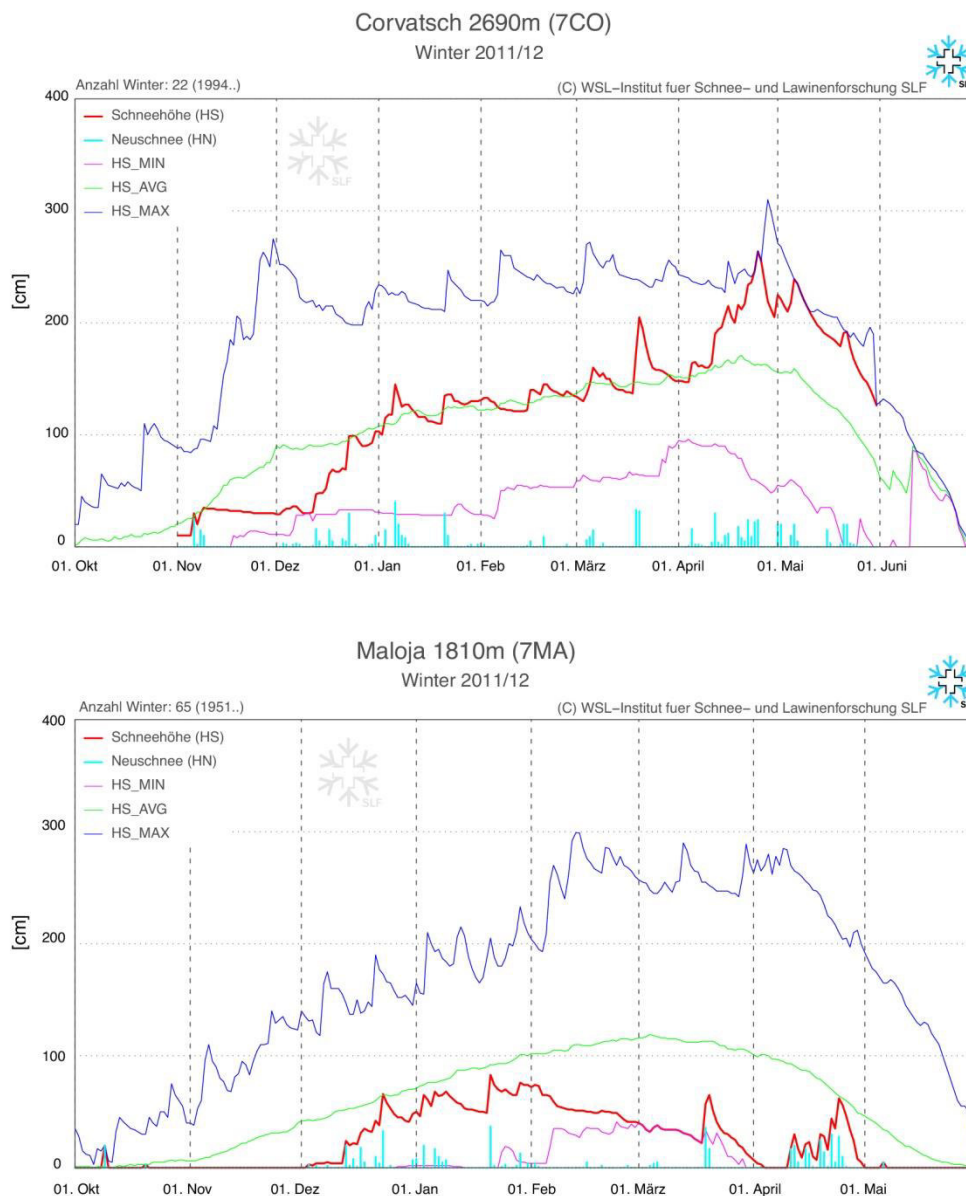


Abbildung 15: Schneedeckenentwicklung an den Referenzstationen Corvatsch und Maloja. HS_MIN: Minimale Schneehöhe seit Messbeginn. HS_AVG: Durchschnittliche Schneehöhe in der Messperiode. HS_MAX: Maximale Schneehöhe seit Messbeginn. Quelle: SLF.

4.3 Luftbilder und digitale Höhenmodelle

Für die Analysen im Einzugsgebiet standen diverse Luftbilder und Höhenmodelle zur Verfügung:

4.3.1 Orthofotos 2009 und 2012

Die durch den Felssturz verursachten morphologischen Veränderungen im hinteren Teil des Val Bondasca konnten anhand von zwei Orthofotos (*SWISSIMAGE*) von swisstopo erfasst werden. Die Fotoflüge fanden 2009 und 2012 statt und die Fotos wurden durch

swisstopo georeferenziert, orthorektifiziert entzerrt und massstabsgetreu zur Verfügung gestellt. Die Auflösung am Boden beträgt ca. 50 cm (swisstopo, 2010).

Das Orthofoto aus dem Jahre 2012 ist ein Mosaik, dessen Bildstreifen zu unterschiedlichen Zeitpunkten aufgenommen wurden: Der obere Gerinneabschnitt bis kurz vor Prä wurde am 28.08.2012, also drei Tage nach dem grossen Murgangevent vom August, befliegen. Der untere Gerinneabschnitt, inklusive der Staustufe in Prä, der Schlucht und der Ablagerungen im Dorfbereich, wurde am 18.08.2012, also nach den ersten kleineren Ereignissen vom Juli und 6 Tage vor dem grossen August-Ereignis, aufgezeichnet. Dadurch zeigt das Orthofoto zwei verschiedene Ablagerungsstände: Für den unteren Gerinneabschnitt den Stand kurz vor dem grossen Ereignis und für den oberen Gerinneabschnitt den Stand direkt nach dem grossen Ereignis vom 25. August 2012 (pers. Mitteilung S. Trier, swisstopo).

4.3.2 Höhenmodelle

Für die Erfassung der Geländeoberfläche vor dem Felssturz steht ein digitales Höhenmodell (*SwissALTI 3D*) von swisstopo zur Verfügung. Die Basisdaten zu diesem Höhenmodell sind höhenstufenabhängig: Bis ca. 2090 m ü. M. wurde im Frühsommer 2003 (Monate Mai bis Juni) eine LIDAR-Befliegung durchgeführt (pers. Mitteilung R. Artuso, swisstopo). Die Gebiete oberhalb dieser Höhenstufe wurden 2013 mittels photogrammetrischer Auswertungen von Luftbildern von September 2009 und September 2011 (also vor dem Felssturzevent; pers. Mitteilung R. Artuso, swisstopo) neu prozessiert. Durch die Verwendung von Luftbildern, welche im Spätsommer aufgenommen wurden, kann eine flächendeckende Schneedecke im Einzugsgebiet gänzlich ausgeschlossen werden. Durch die Reprozessierung erhält das gesamte digitale Höhenmodell über alle Höhenstufen eine horizontale Auflösung von 2 m. Die Höhengenaugigkeit liegt unter 2000 m bei < 1m und über 2000 m bei 1 – 3 m (swisstopo, 2013).

Für die Situation nach dem Felssturz wurde im Auftrag vom AWN GR von der BSF swissphoto AG ein neuer LIDAR-Flug durchgeführt (pers. Mitteilung M. Blum, AWN GR). Die Datenakquisition fand am 18. Juli 2012, also vor dem grossen Murgangevent vom August 2012, statt. Der Flug umfasst das Gebiet von der Felssturz-Ausbruchsstelle am Pizzo Gengalo auf rund 3100 m ü. M. bis auf die Höhe Laret auf rund 1350 m ü. M., ca. 500 m flussabwärts nach dem Ende der Felssturzablagerung. Die horizontale Auflösung dieses Höhenmodelles, welches in Form eines digitalen Oberflächenmodelles, also unter Einbezug der Vegetation, und eines digitalen Terrainmodelles, also ohne Vegetation, vorliegt, beträgt 1 m.

4.4 Eventanalyse der Murgangereignisse 2012

Die vom Ingenieurbüro Beffa Tognacca GmbH vorliegende Eventanalyse beinhaltet drei Teile: Am Anfang steht eine Analyse der meteorologischen Bedingungen zum Zeitpunkt der Murgangereignisse im Sommer 2012 und eine Quantifizierung und Volumenabschätzung der Ereignisse, mit Fokus auf das grösste Ereignis vom August 2012. Der Schwerpunkt der Analyse liegt anschliessend auf der Bildung von möglichen Szenarien, der Mo-

dellierung von feststoffführenden Hochwassern und Murgängen und schliesslich auf der Erstellung von neuen Intensitäts- und Gefahrenkarten für das Dorf Bondo.

Die Meteorologische Analyse basieren Beffa Tognacca GmbH zur Hauptsache auf Analysen des Niederschlagsradars von MeteoSchweiz, unterstützt durch Analysen der Bodenstationen von ewz. Die wichtigsten Zahlen zur Eventanalyse sind in Tabelle 3 aufgelistet. Analysen zum Ereignisablauf neben den meteorologischen Analysen wurden nur für das grösste Ereignis vom August 2012 durchgeführt.

Die Modellierung haben Beffa Tognacca GmbH in zwei Teilschritte unterteilt: Zuerst haben sie mittels dem internen Programm *NAM* (Beffa, 2004b; In: Tognacca, 2013a) Hydrographen für verschiedene Abflussspitzen auf Basis der Radaranalysen modelliert. Anschliessend kam das Programm *FLUMEN* (Beffa, 2004a) zum Einsatz, mit welchem sie die 2-dimensionale Ausbreitung von feststoffführenden Hochwassern und Murgängen auf dem Murkegel von Bondo simulierten (Tognacca, 2013a). Die Kalibrierung der Modelle wurde anhand des Ereignisses vom August 2012 durchgeführt.

Für die Modellierung wurden mehrere auf den Ereignissen vom Sommer 2012 basierende Szenarien gebildet. Die Jährlichkeit der Niederschläge wurde dabei aus dem HADES entnommen und für die darin nicht enthaltenen Jährlichkeiten inter- oder extrapoliert.

Tabelle 3: Meteorologische Kennzahlen aus der Eventanalyse von Beffa Tognacca GmbH. CombiPrecip: Kombination aus Radarwerten und Werten der automatischen Bodenstationen von MeteoSchweiz (SwissMetNet). Quelle: Tognacca 2013a.

	5. Juli 12	14. Juli 12	25. Aug 12	24. Sept 12
48 h Niederschlag CombiPrecip [mm]	35	31	58.6	17
1h max. Intensität [mm]	5	6-7	30	12
5 min max. Intensität [mm]	1	5	-	4
Ereignis-Summe [mm]	16	38	95	35

Die Transportdistanz und Murgangaktivität haben Tognacca et al. (2013a) folgendermassen abgeschätzt:

- 5. Juli 12: Erosion auf der Felssturزابlagerung bis 10 m tief. Hauptablagerungen zwischen dem Ende der Felssturزابlagerung und der Staumauer in Prä. Kleinere Blöcke wurden auch im Schluchtabschnitt und im Gerinne bis zur Mündung in den Vorfluter beobachtet.
- 14. Juli 12: Weitere Erosion in der Felssturزابlagerung. Ablagerungen grossmehrheitlich oberhalb der Staumauer in Prä.
- 25. August 12: Die Murgänge haben das Bergeller Haupttal mit grosser Intensität erreicht.
- 24. September 12: Ähnlicher Ablauf wie bei den Events vom Juli 2012. Die Ablagerungen blieben mehrheitlich im oberen Gerinneabschnitt.

4.5 Meteorologische Auswertungen und Analysen

4.5.1 Extremwertstatistik

Von den MeteoSchweiz-Stationen sind sehr lange Zeitreihen von 130 bzw. 84 Jahren vorhanden, was es möglich machte, mittels Extremwertstatistik das lokale Ereignisausmass für verschiedene Wiederkehrperioden zu berechnen. Die wichtigen in der Schweizer Naturgefahrenpraxis verwendeten Wiederkehrperioden sind dabei: 10 Jahre, 30 Jahre, 100 Jahre und 300 Jahre (BAFU, 2005a).

Die Ermittlung der Wiederkehrperioden erfolgte mittels Verfahren der allgemeinen Extremwertverteilung (Generalized extreme value distribution = GEV) und der Gumbel-Extremwertstatistik (Haan, 2002; Stedinger et al., 1993). Der Unterschied zwischen diesen beiden Verfahren liegt hauptsächlich in der Anzahl Parameter, mit welchen die Verteilung charakterisiert wird: Die GEV stützt sich neben *Location* und *Scale* als Parameter für die Beschreibung der Verteilungsfunktion zusätzlich auf einen *Shape*-Parameter, mit welchem sie grosse einseitige Ausläufer (*tails*) besser charakterisieren kann. In der Gumbel-Verteilung besitzt der *Shape*-Parameter standardmässig den Wert 0, weshalb stark einseitig verteilte Datensätze tendenziell durch die Gumbel-Verteilung weniger gut repräsentiert werden (Millington et al., 2011). Grundsätzlich ist das angewendete Verfahren vergleichbar mit den für die Extremwertberechnung im HADES verwendeten Methoden (vgl. Geiger et al., 1991)

Für die Überprüfung der Extremwertmodelle kamen sowohl ein optischer Vergleich der Verteilungskurven als auch die quantitative Berechnung der Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers (root mean squared error = RMSE) zur Anwendung. Die Berechnung des RMSE macht bei den vorliegenden Daten insbesondere Sinn, da eine grosse Streuung der Niederschlagsdaten zwischen Minimal- und Maximalwert um ca. einen Faktor 4-5 vorliegt (siehe Tabelle 5, S. 45) und dadurch davon auszugehen ist, dass die Abweichungen eher normal- als gleichverteilt sind (Vgl. Chai & Draxler, 2014).

Die Berechnung des mittleren quadratischen Fehlers erfolgte nach Lettenmaier (1993) wie in Formel (4) beschrieben:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (p_{gemessen} - p_{modelliert})^2} \quad (4)$$

Dabei ist n die Anzahl Messjahre an der Meteostation, $p_{gemessen}$ der maximale Niederschlag pro Auftretenswahrscheinlichkeit und $p_{modelliert}$ der durch die Gumbel- oder allgemeine Extremwertverteilung errechnete Wert für die selbe Auftretenswahrscheinlichkeit.

Das oben beschriebene Verfahren zur Berechnung der Extremwertstatistik wurde neben dem 24h-Niederschlag analog auch für den 48h, 72h und 96h Niederschlag durchgeführt.

4.5.2 Korrelationsanalyse der Niederschlagswerte

Um zu überprüfen, wie stark die umliegenden Stationen die Situation im Val Bondasca widerspiegeln, wurde eine Pearson-Korrelationsanalyse der umliegenden Stationen mit der sich im Einzugsgebiet der Bondasca befindenden Station Prä, durchgeführt. Dabei kann man davon ausgehen, dass die Station Prä aufgrund ihrer geografischen Lage der Situation im Anrissgebiet am nächsten kommt. Die Korrelationsanalyse wurde über die Zeitspanne von 644 Tagen von Januar 2013 bis Oktober 2014 durchgeführt. Dies ist die einzige Periode, in der Daten von sämtlichen Meteostationen zur Verfügung standen.

Für die Evaluation der Robustheit der Resultate wurde die Korrelation zusätzlich für alle Tage durchgeführt, an denen mindestens eine untersuchte Station Niederschlag registrierte. Der Schwellenwert für Tage mit registriertem Niederschlag lag dabei bei 0.1 mm/d, was auch dem Schwellenwert für das Erfassen von Niederschlag von MeteoSchweiz entspricht. Dieser Wert liegt tiefer als die Definition eines statistischen Regentages von MeteoSchweiz, welche bei 1 mm Niederschlag liegt (MeteoSchweiz, 2015). Dieser Definitionsunterschied lässt sich damit begründen, dass im vorliegenden Datensatz verhältnismässig viele Tage Niederschlag zwischen 0.1 und 1 mm aufweisen. Würde man alle diese Tage ausklammern, wäre die Stichprobe für eine verlässliche Korrelationsanalyse zu klein.

Mit dem Ausschluss der Trockentage sank die Stichprobenmenge auf 413 Tage. Auch der Pearson-Korrelationskoeffizient (r -Wert) sank leicht, da die Reduktion ausschliesslich Punktepaare mit $r=1$ betraf (Tabelle 7, S. 47). Da für die hier zu beantwortende Fragestellung aber vor allem die Korrelation der effektiven Niederschlagsereignisse und nicht primär die Korrelation der meteorologischen Gesamtübersicht von Bedeutung ist, scheint die Korrelation der kleineren Stichprobenmenge passender.

Ein Signifikanztest nach Wilcoxon / Mann-Whitney (Wilcoxon, 1945; Mann & Whitney, 1947) zeigt schliesslich, ob die Abweichung der Mediane eine signifikante Grössenordnung annimmt. Die für den Signifikanztest verwendeten Schwellenwerte (p -Wert) festgelegt hat beispielsweise Milton (1964).

Die Korrelation der Stundenwerte zwischen den verschiedenen Stationen wäre im Hinblick auf die häufig auftretenden und für die Murgangauslösung wichtigen Gewitterniederschläge ebenfalls interessant. Jedoch war es mit den vorliegenden Daten nicht möglich, diese durchzuführen. Ein Grund dafür könnte die für die lokalen Gewitterniederschläge bereits zu grosse Distanz zwischen den Stationen sein.

4.5.3 Intensität-Dauer Analyse

Mittels Intensität-Dauer-Diagrammen (vgl. Kapitel 2.2.1, S. 6) wurde die mittlere Intensität pro Stunde eines Niederschlagsereignisses gegen die gesamte Eventlänge geplottet. Neben den vier bekannten Murgangereignissen im Sommer 2012, zu denen Niederschlagsdaten in stündlicher Auflösung vorhanden waren, wurden auch weitere Events der Jahre 2006 – 2014 mit ähnlichen meteorologischen Bedingungen, welche aber nicht zu Murgängen geführt haben (*Non-Events*, siehe Kapitel 2.2, S. 5), berücksichtigt. Damit ein Ereignis berücksich-

sichtigt wurde, musste es in Anlehnung an Deganutti et al. (2000) folgende Bedingungen erfüllen:

- maximale aufgezeichnete Intensität ≥ 5 mm/h
- ≥ 20 mm Niederschlagssumme während einem Event bis zur Stunde mit der maximalen aufgezeichneten Intensität
- Zwischen zwei Events mindestens 3h trocken (< 0.2 mm total Niederschlag)

Oder:

- Maximale Intensität ≥ 10 mm/h

Die Minimalwerte für die meteorologischen Rahmenbedingungen wurden so gewählt, dass sie die Situation der vier Murgangereignisse im Sommer 2012 widerspiegeln. Da in der Zeitperiode zwischen Dezember und März mit einer geschlossenen Schneedecke zu rechnen ist auf der Höhe des Anrissgebietes (SLF, 2012), fanden Ereignisse in dieser Zeitperiode keine Berücksichtigung.

Mit Hilfe der online veröffentlichten Schneeberichte des Instituts für Schnee- und Lawnenforschung SLF für die Jahre 2006 – 2014 war es möglich, die Mächtigkeit der möglicherweise vorhandenen Schneedecke zu bestimmen und allfällige Schneefallereignisse im Spätherbst oder Frühling zu erkennen. Zusätzliche Hilfe boten dabei auch die Klimabulletins von MeteoSchweiz für die entsprechenden Monate.

4.5.4 Vorfeuchte

Für die Bestimmung der Vorfeuchte kamen wie bei der Intensität- Dauer-Analyse, die vorhandenen Stundenwerte zum Einsatz. Dies hat den Vorteil, dass die Vorfeuchte besser auf den effektiven Zeitpunkt des Ereignisses abgestimmt werden kann als bei der Verwendung von Tagessummen. Die Vorfeuchte wurde dabei ab dem Zeitpunkt der höchsten Intensität des untersuchten Ereignisses berechnet für die Perioden 24h, 48h, 3d, 5d, 10d, 30d. Für die Ausscheidung der zu analysierenden Niederschlagsereignisse kamen die selben Richtlinien zur Anwendung wie bei der Intensität-Dauer-Analyse (vgl. oben).

4.6 Feldarbeit und geomorphologische Kartierung

Für die Beurteilung der Prozesse vor Ort fanden zwei Feldbegehungen statt: Ende Juni zwei Tage zur ersten Konsultation des Gebietes und zur Gewinnung eines Überblicks über die dominanten Prozesse und die wichtigen Prozessräume. Anfang September fand eine längere Feldbegehung von einer Woche Dauer statt, bei der mehrere in der Folge beschriebene Parameter aufgenommen und analysiert wurden. Im Rahmen der zweiten Feldkampagne fand auch ein Treffen mit den lokalen und kantonalen Verantwortlichen für den Bereich Naturgefahren (Martin Blum, AWN GR und Marcello Negrini, Gemeinde Breaglia) statt.

Bei der geomorphologischen Kartierung galt der Schwerpunkt der Gerinnemorphologie (Breite und Tiefe in Form von Querprofilen und das Gerinnegefälle), der Position und Lage der Gerinne und der Position und Morphologie der Levées. Daneben wurden, wenn vorhanden, stumme Zeugen fotografisch festgehalten. Aufgenommen wurden unter anderem Murköpfe, ältere, teilweise überwachsene Levées, Verletzungen an Bäumen entlang des Gerinnes, Ablagerungen von älteren und rezenten Übersarungen oder Ablagerungen von kleineren Blockschlägen und Felsstürzen entlang des Gerinnes (Abbildung 16). Bei der Kartierung der geomorphologischen Phänomene diente der *Symbolbaukasten zur Kartierung der Phänomene* (BUWAL, 1995) als Grundlage. Die Legende wurde an die Empfehlungen des BUWAL angelehnt und auf die spezifischen Phänomene im Val Bondasca zugeschnitten.



Abbildung 16: Stumme Zeugen im Bereich direkt unterhalb der Felssturzablagerung. A: Kantengerundete Blöcke eines überwachsenen Levées. B: Wachstumsstörungen an Bäumen als Reaktion auf Störungen. Eigene Fotow.

Neben diesen qualitativen Aufnahmen wurden an einigen geeigneten Standorten auf der Felssturzablagerung (Abbildung 17) Proben für eine spätere Korngrößenanalyse genommen. Die Standorte wurden dabei so gewählt, dass möglichst viele Aspekte der heterogenen Felssturzablagerung berücksichtigt waren. Es war jedoch schwierig, genügend Standorte zu finden, an denen überhaupt Feinmaterial zum Vorschein kam, weshalb sich die Korngrößenanalyse auf fünf Standorte beschränkte.

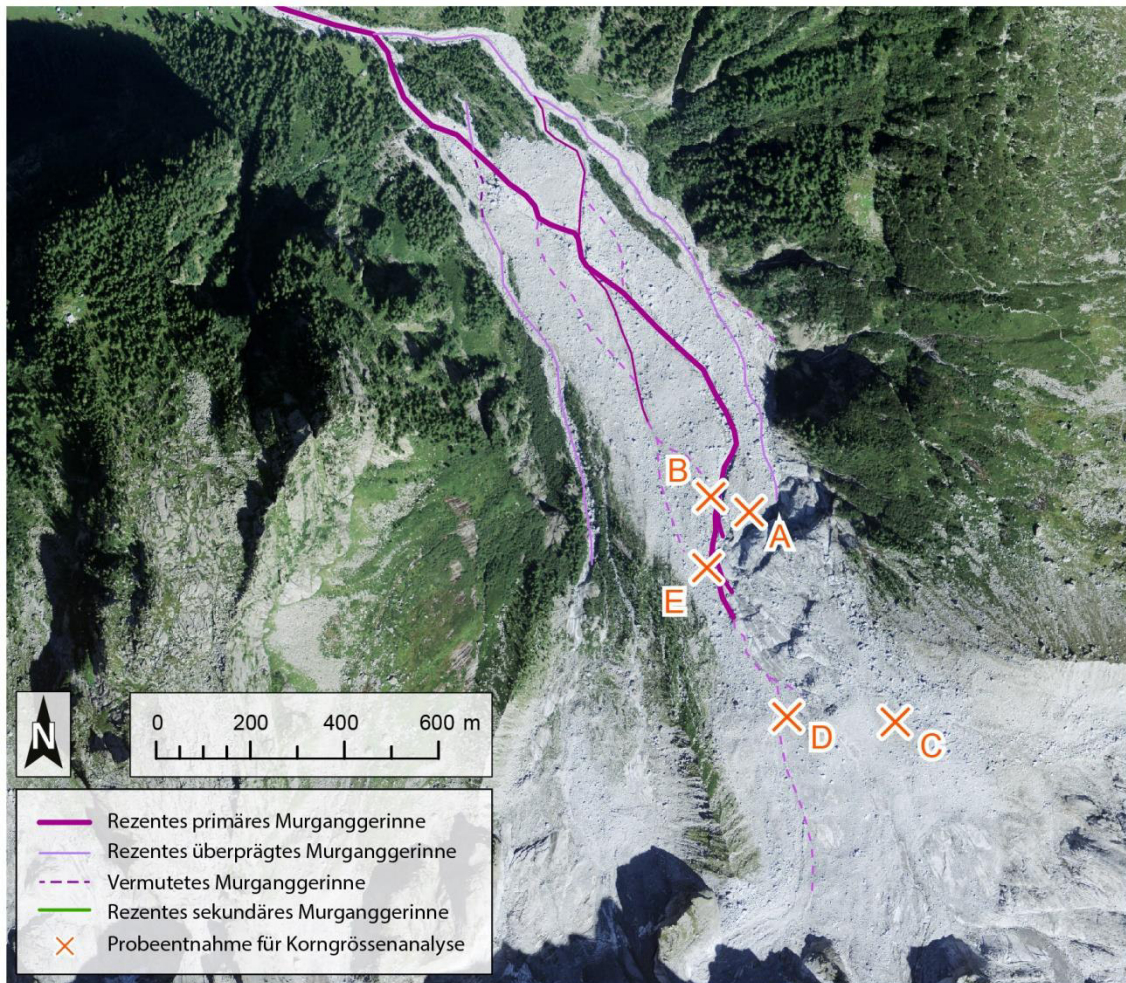


Abbildung 17: Positionen der Probeentnahmen für die Korngrössenanalyse. Quelle Orthofoto: swisstopo.

Besonders zu erwähnen ist der Standort E: An diesem Standort war durch Tiefenerosion im Gerinne das vor dem Felssturz vorhandene Material aufgeschlossen. Indizien dafür sind dichte Wurzelnetzwerke, teilweise mit Durchmesser von einigen cm, und im Feld feststellbar veränderte bodenphysikalische Eigenschaften wie Farbe, Wassergehalt, etc. Da dieses wurzelführende Material an mehreren Orten im Hauptgerinne aufgeschlossen war, wurde die Korngrösse dieser Schicht auch in die Analysen mit einbezogen.

4.7 Korngrössenanalyse

Pro Standort wurden während der Feldbegehung im Juni (Standorte A und B) oder während der Feldarbeit im September 2014 (Standorte C bis E) rund 1.5 kg Material entnommen. Dabei wurden unterschiedliche Standorte und Bodeneigenschaften berücksichtigt: Probe A liegt etwas ausserhalb der Hauptgerinne, die Proben B bis D entstammen den Levées oder den Seitenwänden der Gerinne und Probe E beinhaltet älteres, Wurzeln führendes Material, welches vom Felssturz überschüttet wurde.

Die Laboruntersuchungen zur Korngrössenanalyse beinhalteten danach zwei Schritte: Zuerst wurde eine Nasssiebung der Korngrössen zwischen 2000 μm und 63 μm durchge-

führt. Die Einzelheiten zu Verfahren und Gerätschaften beschreiben Schmidt et al. (2012) oder Gee & Or (2002) in ihren Publikationen. Bei der Nasssiebung wurden rund 100 g feuchtes Material verwendet, unter Ausschluss der Grobkies-Partikel mit einem Durchmesser $> ca. 30 \text{ mm}$. Die verwendeten Siebgrößen sind: $2000 \mu\text{m}$, $1000 \mu\text{m}$, $500 \mu\text{m}$, $250 \mu\text{m}$, $125 \mu\text{m}$, $63 \mu\text{m}$. Die Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ musste nach der Siebung sedimentiert werden für 24 h (92 h für die Probe E, welche einen massiv höheren Silt-Anteil aufwies), bevor alle Proben eine 12-stündige Trocknung bei 105°C im Trockenschrank durchliefen.

In einem zweiten Schritt war es schliesslich mittels eines Röntgenstrahlen-Sedigraphen möglich, eine noch genauere Unterteilung der Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ durchzuführen und damit den Silt- und Tongehalt der Proben zu bestimmen. Zur Anwendung kam ein Sedigraph 5100 des Produzenten micromeritics, welcher in den Laboren des Geografischen Institutes der Universität Zürich zu Verfügung stand. Das Messprinzip basiert dabei auf dem Gesetz von Stokes, welches die Sedimentationsgeschwindigkeit von Partikeln in Abhängigkeit setzt zu deren Äquivalentdurchmesser (Gee & Or, 2002). Mittels Röntgenstrahlen wird im Sedigraphen die Dichte der sich in Suspension befindenden Probe in Abhängigkeit der Zeit gemessen und so die Sedimentationsgeschwindigkeit und dadurch die Korngrößenverteilung ermittelt (Jones et al., 1988). Eine ausführliche Beschreibung der Methode liefern beispielsweise Jones et al. (1988) oder Stein (1985). Wartel et al. (1995) diskutieren und quantifizieren Unsicherheiten und Fehler, welche bei der Verwendung des Sedigraph 5100 auftreten können.

Nach der Durchführung der beiden Teilschritte konnte schliesslich eine Korngrößenverteilungskurve mit folgenden Klassen erstellt werden: Kies ($> 2 \text{ mm}$), Grobsand ($2000 - 600 \mu\text{m}$), Mittelsand ($600 - 200 \mu\text{m}$), Feinsand ($200 - 63 \mu\text{m}$), Grobsilt ($63 - 20 \mu\text{m}$), Mittelsilt ($20 - 6 \mu\text{m}$), Feinsilt ($6 - 2 \mu\text{m}$), Ton ($< 2 \mu\text{m}$).

4.8 Berechnung des Felssturz- und Murgangvolumens

Für die Volumenberechnungen von Felssturzablagerung und Murganggerinne auf der Felssturzablagerung kamen die beiden in Kap. 4.3.2 vorgestellten Datensätze zur Anwendung. Dank den Aufnahmezeitpunkten 2003/2009 und Juli 2012 ist es möglich, mit den Höhenmodellen sowohl die Akkumulation durch den Felssturz als auch die Erosion und der Austrag durch die Murgänge im Juli 2012 abzuschätzen.

Für die Abschätzung des Murgangvolumens wurde nur die untere Hälfte der Ablagerung ab ca. 2000 m ü. M. betrachtet, wo im Höhenmodell eine deutliche Gerinnebildung zu beobachten ist. Die Vertiefungen der Gerinne konnten mittels der GIS-Funktion *Fill* auf das Niveau der tiefsten Nachbarpixel angehoben werden. Durch eine Subtraktion des Höhenmodells mit den so gefüllten Gerinnen vom Höhenmodell im Originalzustand war es anschliessend möglich, das durch die Murgänge ausgetragene Material zu quantifizieren. Dabei handelt es sich um eine Abschätzung der minimalen Menge, da die Oberfläche des aufgefüllten Gerinnes immer noch leicht unter der geglätteten Oberfläche der Felssturzablagerung lag. Nicht berücksichtigt wurden Erosion oder Ablagerung weiter unten im Tal.

Für die Berechnung des Felssturzvolumens wurde zuerst das Gebiet, in welchem Ablagerungen auf dem Orthofoto zu sehen sind, manuell markiert. Innerhalb dieses Perimeters wurde anschliessend die Differenz aus den Höhenmodellen vor und nach dem Felssturz berechnet. Das Volumen der auf dem neuen DHM noch vorhandenen Felssturzmasse ergab sich schliesslich aus der Summe aller Rasterzellen mit einer positiven Höhendifferenz. Die Zellen mit einer negativen Höhendifferenz (z.B. in den bereits wieder erodierten Gerinnen oder auf kleineren Flächen im oberen Teil der Ablagerung) wurden nicht berücksichtigt. Das tatsächliche Volumen des Felssturzes bestand schliesslich aus der Summe der noch vorhandenen Felssturzmasse und des berechneten Austrages durch die Juli-Murgänge.

4.9 Weitere Analysen mittels GIS

Neben der Erstellung der Karte der Phänomene und der Volumenberechnung für Felssturzmasse und Murgangerosion wurde die GIS-Software noch für folgende weitere Analysen und Berechnungen verwendet:

- Berechnen von Hang- und Gerinneneigung
- Berechnen von Quer- und Längsprofilen aus dem Höhenmodell
- 3D-Visualisierungen für qualitative Analysen der auftretenden Prozesse und zeitlichen Veränderungen

Zur Anwendung kam das Softwarepaket ArcGIS 10.2 von ESRI mit den Programmen ArcMap, ArcScene und ArcCatalog.

4.10 Berechnen der Geschwindigkeit mittels Kurvenüberhöhung

Die Berechnung der Murganggeschwindigkeit basiert auf den beiden in Kapitel 2.3, S. 8 erläuterten Konzepten. Abbildung 18 zeigt die unterschiedlichen Parameter für die Gerinnemorphologie, welche entweder aus dem DHM oder aus den Feldaufnahmen berechnet wurden. Dabei entsprechen die Werte aus dem Höhenmodell dem Stand vom 18. Juli 2012, zeigen also die Dimension der kleineren Murgänge von Mitte Juli. Die Feldaufnahmen vom Sommer 2014 zeigen die Ausdehnung des grössten Ereignisses, also des Ereignisses vom August 2012. Dies erklärt die teilweise grossen Abweichungen zwischen den Daten.

Um eine Fehlerabschätzung zu erhalten, wurde die Berechnung nach beiden in Kapitel 2.3 erläuterten Methoden, mit variierendem k -Wert und variierendem Kurvenradius R_c durchgeführt.

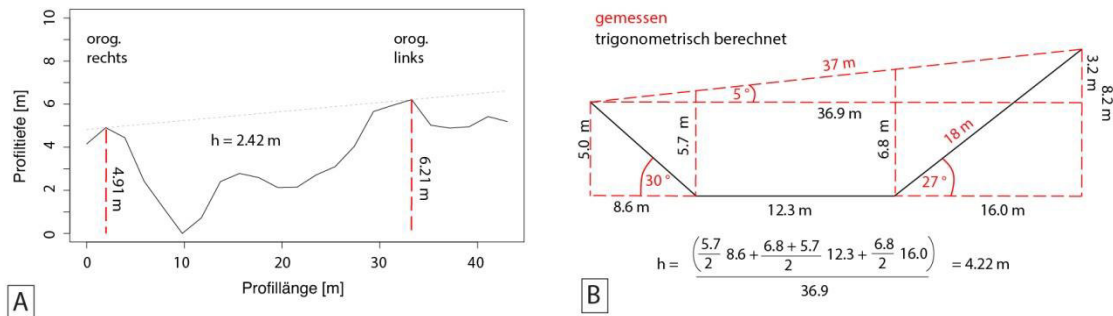


Abbildung 18: Parameter, welche als Grundlage für die Berechnung der Kurvenüberhöhung dienen. A: Aus dem digitalen Höhenmodell vom 18.7.2012 gewonnene Daten. B: Aus der Feldarbeit im Sommer 2014 gewonnene und berechnete Daten für das selbe Querprofil.

4.11 Modellierung mit RAMMS

Zum Abschluss der Untersuchungen wurde mit Hilfe der Murgang-Modellierungssoftware *RAMMS::DEBRIS-FLOW* (siehe Kapitel 2.6.1, S. 15) versucht, das Ereignis vom 25. August 2012 nachzubilden. Zur Anwendung kam die nicht kommerziell verfügbare Version 1.6.25 des Programms. Das zu modellierende Ereignis wurde gewählt, da davon die deutlichsten Spuren im Gelände sichtbar sind und eine vergleichende ausführliche Dokumentation vorhanden ist. Zudem bildet das vorhandene Höhenmodell aus der LIDAR-Befliegung die Situation im Anrissgebiet (bis kurz vor Lera auf ca. 1350 m ü. M.) nur einige Wochen vor dem Ereignis mit einer sehr guten Auflösung ab, was als Input-Parameter für das Modell sehr wertvoll ist.

Der Fokus bei der Modellierung lag nicht in erster Linie auf dem Bilden von Szenarien und der Analyse der für die Gefahrenbeurteilung wichtigen Auswirkungen im Bereich des Dorfes Bondo. Die Modellierungen mit Fokus auf das Dorf Bondo wurden bereits durchgeführt von Tognacca (2013a). Der Fokus der in dieser Arbeit durchgeführten Modellierung lag auf einer Analyse der Modellperformance im gesamten Gerinne vom Anrissgebiet bis in den Vorfluter. Die Schwierigkeit dabei war es, das heterogene Gerinne mit Flachstücken und Schluchtabschnitten möglichst der Realität entsprechend nachbilden zu können. Dazu wurde neben dem 2010 veröffentlichten Modell auch eine noch nicht veröffentlichte Zusatzfunktion zur Berechnung von Sedimentaufnahme durch Tiefenerosion (*Erosionsmodell*, siehe Kap. 2.6.1, S. 15) auf ihre Performance unter diesen speziellen Umständen getestet. So war es möglich, die durch das Erosionsmodell erreichte Verbesserung in der Murgangsimulation qualitativ abzuschätzen.

4.11.1 Inputparameter

Tabelle 4 zeigt die wichtigsten Inputparameter und deren Quellen. Die Werte stammen entweder aus der Ereignisanalyse von Tognacca (2013a), aus persönlichen Mitteilungen von involvierten Personen oder aus eigenen Abschätzungen. Die eigenen Abschätzungen basieren dabei auf Messungen im Feld, Literaturvergleichen zu ähnlichen Fällen (z.B. Berti et al., 2000; Marchi et al., 2002; Hürlimann et al., 2003; Bartelt et al., 2013a) und auf empi-

rischen Parameterverhältnissen von Murgängen (Mizuyama et al., 1992; Zimmermann et al., 1997; z.B. Rickenmann, 1999; Bovis & Jakob, 1999; Jakob, 2005).

Es zeigt sich, dass in Bezug auf alle Inputparameter grosse Unsicherheiten herrschen. Da zum Zeitpunkt des Ereignisses keine Monitoringstation im Einzugsgebiet stationiert war, sind keine Informationen zu wichtigen Parametern wie Frontgeschwindigkeit oder Laufzeit des Murgangs vorhanden. Die in der Literatur zu findenden Abschätzungen und empirischen Verhältnisse von Q_{\max} für vergleichbare Fallbeispiele liegen teilweise massiv tiefer als die Abschätzungen von Tognacca (2013a), was eine zusätzliche Unsicherheit mit sich bringt.

Tabelle 4: Abschätzung verschiedener Parameter des Ereignisses vom 25. August 2012.
A: Querschnittsfläche. Q_{\max} : Maximaler Abfluss.

Parameter	Wert	Quelle
Q_{\max} bei Wasserleitung	750 – 900 m ³ /s	Tognacca (2013a)
Q_{\max} bei Wasserleitung	400 – 650 m ³ / s	Eigene Abschätzung
A bei Wasserleitung	120 m ²	Tognacca (2013a)
A bei Wasserleitung	180 – 250 m ²	Eigene Abschätzung
Q_{\max} bei Prä	700 – 800 m ³ /s	Tognacca (2013a)
Q_{\max} bei Prä	150 – 300 m ³ / s	Eigene Abschätzung
A bei Prä	(80 -) 100 m ²	(Eigene Abschätzung) – Tognacca (2013a)
Q_{\max} bei Kegelhals	200 – 250 m ³ /s	Tognacca (2013a)
A bei Kegelhals	40 m ²	Tognacca (2013a)
A bei Brücke Kegelhals	75 – 100 m ²	Eigene Abschätzung
Zum Kegel exportiertes Volumen	40'000 m ³	Tognacca (2013a)
Total mobilisiertes Volumen	≈ 100'000 m ³	pers. Mitt. M. Blum (AWN GR)
Q_{\max} Niederschlag (Anrisszone)	85 m ³ /s	Tognacca (2013a)
Anzahl Schübe	Mind. 2-3	pers. Mitt. M. Negrini (Gemeinde Bregaglia)

Die eigenen Abflussabschätzungen basieren auf den Formeln von Rickenmann (1999), Bovis & Jakob (1999) und Mizuyama et al. (1992), welche alle eine empirische Abschätzung des zu erwartenden maximalen Abflusses in Abhängigkeit des Murgangsvolumens publizierten. Die Bandbreite von 105 m³/s bis 680 m³/s für ein Volumen von 40'000 m³ ist dabei relativ gross und hängt hauptsächlich von der Granularität des Murgangs ab: Granulare Murgänge haben in den empirischen Formeln aller drei Autoren deutlich höhere Abflusswerte (420 – 680 m³/s) bei gleichen Volumen als Murgänge mit mehr Feinanteil (105 – 130 m³/s). Aufgrund der vielen grossen Blöcke in den Murgangablagerungen entlang des Gerinnes mit Durchmessern im Meterbereich und aufgrund des grossen Gerinnequerschnittes ist davon auszugehen, dass die Murgangereignisse vom Sommer 2012 eher granularen Charakter aufwiesen und sich die Abflusswerte der Bondasca folglich im mitt-

leren bis oberen Segment dieser empirischen Formeln bewegen. Damit liegen sie aber immer noch deutlich unter den von Tognacca (2013a) berechneten Werten.

Die Abflusswerte an der Station Prä konnten mittels Abflussmessungen für einige Hochwasserereignisse im Sommer 2014 verglichen werden. Im Sommer 2014 erreichte die Bondasca mehrere Male kritische Hochwasserstände, aber ohne die Murgang-Frühwarnanlage auszulösen. Die Abflusstiefe betrug demzufolge ca. 1 – 1.5 m, was rund einem Drittel bis einem Fünftel der geschätzten Abflusstiefe des Murgangevents vom August 2012 entspricht. Aufgrund des praktisch rechteckigen, verbauten Gerinnequerschnittes entspricht diese Abflusstiefe auch rund einem Drittel bis einem Fünftel der Querschnittsfläche, also ca. 20 – 30 m². Der von der ewz gemessene Abfluss der Hochwasserereignisse betrug rund 30 m³/s und die Bondasca mobilisierte beträchtliche Mengen an Geschiebe (pers. Mitteilung M. Negrini, Gemeinde Bregaglia), weshalb die Ereignisse wohl als feststoffführende Hochwasser oder sogar hyperkonzentrierter Abfluss (*hyperconcentrated flow*) eingestuft werden können. Nach Jakob & Jordan (2001) ist die typische Fliessgeschwindigkeit von feststoffführenden Hochwassern vergleichbar mit der Fliessgeschwindigkeit von Murgängen. Folglich würde bei einem Ereignis mit drei- bis fünffacher Abflusstiefe und drei- bis fünffachem Gerinnequerschnitt eine Abflussspitze von rund 100 – 150 m³/s erreicht. Aufgrund der vielen Abschätzungen und Unsicherheiten kann somit ein Wertebereich für den Abfluss in Prä von 150 – 300 m³/s angenommen werden.

Das Modell *RAMMS::DEBRIS FLOW* verlangt folgende Inputparameter, um eine Simulation durchführen zu können:

- Voellmy-Reibungskoeffizienten μ und ξ
- Hydrograph der Anrisszone mit Volumen und maximalem Abfluss zum Startzeitpunkt
- DHM des Prozessbereiches

Dabei ist vor allem die Auflösung des DHM entscheidend für die benötigte Rechenleistung und damit für die Dauer eines Simulationsdurchlaufes. Um eine zufriedenstellend grosse Anzahl Simulationen durchführen zu können, wurde anfänglich mit einer etwas geringeren Auflösung des Höhenmodelles von 4 m gerechnet. Diese Auflösung gibt die Gerinnehomorphologie bereits mit vielen Details wieder, während die benötigte Rechenzeit (zwischen 25 und 50 Minuten) noch deutlich unter einer Stunde liegt. Einige ausgewählte Parameterkombinationen wurden anschliessend auch mit der bestmöglichen zur Verfügung stehenden Auflösung von 2 m gerechnet, um den Einfluss der Auflösung auf das Simulationsresultat abschätzen zu können.

Neben der Auflösung ist auch die Aktualität und Genauigkeit des DHM entscheidend für das Modellresultat. Für das Anrissgebiet bis 1350 m ü. M. lag ein sehr aktuelles Höhenmodell vor, welches nur einige Wochen vor dem Ereignis aufgenommen wurde (siehe Kapitel 4.3, S. 31). Für den Abschnitt ab 1350 m ü. M. bis zur Mündung in den Vorfluter war das

Höhenmodell aus dem Jahre 2003 die aktuellste verfügbare Datengrundlage. Zudem wurden nach einigen fehlerhaften Simulationsdurchläufen Artefakte im Höhenmodell im Bereich der Schlucht festgestellt, welche den Fliessweg blockieren und wahrscheinlich durch die dichte Vegetation während der Datenaufnahme in diesem Bereich verursacht wurden. Es war jedoch möglich, diese senkrecht zum Fliesspfad stehenden Überhöhungen zu entfernen und damit durchgehende und plausible Modelldurchläufe zu generieren.

Zusätzlich zu den vorgängig erwähnten Parametern berücksichtigt das Erosionsmodell auch Informationen zur Erodierbarkeit des Untergrundes und zur Dichte des Materials am Gerinneboden. Da alle Murgangereignisse unter wassergesättigten Konditionen entstanden sind (durch Niederschlag oder Schmelzwasser), ist die Dichte des Untergrundmaterials gleichzusetzen mit der Dichte des Murgangmaterials. Der Standardwert des Programmes für wassergesättigtes Murgangmaterial liegt dabei bei 2000 kg / m^3 und basiert unter anderem auf beobachteten Werten im Illgraben (Berger et al., 2011a). Die Erodierbarkeit des Untergrundes ist standardmässig auf 0.1 m / kPa Scherspannung festgelegt (Frank et al., 2015) und basiert ebenfalls auf Beobachtungen im Illgraben (Schürch et al., 2011; Berger et al., 2011a).

4.11.2 Kalibrierung

Die Kalibrierung des Modelles war der zentrale Schritt der hier durchgeführten Modellierungen. An mehreren Punkten im Gerinneverlauf konnten die modellierten Werte verglichen werden mit Informationen aus der Ereignisanalyse. Die zu vergleichenden Werte sind nachfolgend aufgelistet, sortiert nach deren Wichtigkeit im Kalibrierungsprozess:

- Auslaufdistanz: Erreichen des Vorfluters
- Q_{\max} am Kontrollpunkt Wasserleitung
- Q_{\max} am Kontrollpunkt Prä
- Fliessgeschwindigkeit am Kontrollpunkt Kurve
- Fliesshöhe am Kontrollpunkt Wasserleitung
- Fliesshöhe am Kontrollpunkt Prä
- Laufzeit zwischen Anrisszone und Kontrollpunkt Prä
- Laterale Ausdehnung im Bereich Alp Lera
- Laufzeit zwischen Kontrollpunkt Prä und Vorfluter

Es stellte sich während dem Kalibrierungsprozess heraus, dass vor allem die laterale Ausdehnung im Bereich der Alp Lera eine kritische Grösse darstellt und schwierig zu kalibrieren ist. Gleichzeitig ist es jedoch die Grösse mit der kleinsten Unsicherheit, da die laterale Ausdehnung eindeutig anhand der Vermessung von Levées festgestellt werden konnte. Die grosse Diskrepanz zwischen Modell und Realität liess sich schliesslich auf das Höhenmodell zurückführen: Die Höheninformationen in diesem Gebiet stammen aus dem Jahre 2003 und repräsentieren deshalb die Situation im August 2012 nur bedingt. Offenbar haben die kleineren Ereignisse vom Juli 2012 das Gerinne durch Tiefenerosion und Levée-

bildung bereits stark geprägt und somit den Fließweg des August-Ereignisses vorbestimmt. Da diese Information nicht im DHM enthalten ist, ist der Parameter der lateralen Ausdehnung nur bedingt in den Kalibrierungsprozess integrierbar.

Bei der Kalibrierung wurden zuerst für die Simulationen ohne Erosionsmodell Best-Fit Werte für verschiedene Parameterkombinationen von Inputvolumen, anfänglichem Q_{\max} , etc. gesucht und diese danach auf die Simulationen mit Erosionsmodell übertragen. Da das erodierte Volumen stark von der basalen Reibung μ abhängt, musste dieser Parameter für die Modelldurchläufe mit Erosionsmodell neu kalibriert werden. Es war dabei schwierig, die heterogenen Gegebenheiten des Gerinnes mit steilen und sehr flachen Abschnitten und entsprechend heterogenem Erosions- und Depositionsverhalten mit einem allgemeingültigen Wert für μ zu kalibrieren. Deshalb wurde der steile Abschnitt auf der Felssturzablagerung separat betrachtet und anhand der aus der Gerinnetiefe abgeleiteten Erosionsrate kalibriert. Der so generierte Wert für μ liegt um einiges höher als der Wert, welcher die Situation im Flachstück besser repräsentiert.

4.11.3 Qualitative Sensitivitätsanalyse

Da, wie vorgängig diskutiert, alle Inputparameter nur auf Abschätzungen und nicht auf Messungen basieren, sind beträchtliche Unsicherheiten zu erwarten. Um die Fortpflanzung der Unsicherheiten auf das Modellresultat und auf die Bandbreite der Best-Fit Parameter abschätzen zu können, wurde abschliessend eine qualitative Sensitivitätsanalyse der einzelnen Parameter durchgeführt. Die Sensitivitätsanalyse diente dazu, die Reaktion des Modelles auf Veränderungen von einzelnen Inputparametern unter sonst gleich bleibenden Umständen (*c.p.*) abzuschätzen. Der Fokus lag dabei auf dem Einfluss der folgenden Parameter auf das Modellresultat, sowohl mit als auch ohne Erosionsmodell:

- Auflösung des Höhenmodelles
- ξ (Parameter der inneren Turbulenz)
- μ (Parameter der basalen Reibung)
- Q_{\max} des Inputhydrographen
- Initiales Murgangvolumen

5 Resultate

Im folgenden Kapitel werden die Resultate der Triggeranalyse und der Modellierungen präsentiert und bei Bedarf in einer jeweils isolierten Betrachtung kurz diskutiert. Eine Einordnung in Erkenntnisse aus der Literatur sowie eine gesamtheitliche Diskussion ist Gegenstand von Kapitel 6.

5.1 Statistische Auswertung der meteorologischen Daten

5.1.1 Extremwertstatistik

Die Extremwertstatistik des Niederschlages wurde für die beiden Stationen Soglio und Vicosoprano mit jeweils zwei Methoden (Gumbel- und allgemeine Extremwertstatistik) durchgeführt (vgl. Kap. 4.5.1, S. 33). Sowohl der optische Vergleich (Abbildung 19) als auch die numerische Auswertung (Tabelle 5) zeigen, dass die Extremwertverteilung für die Station Soglio durch die AEV-Verteilung und für die Station Vicosoprano durch die Gumbel-Verteilung besser repräsentiert ist. Die Abweichung in Form des *root mean squared error RMSE* ist aber, verglichen mit der Grössenordnung der tatsächlichen Messwerte, bei beiden Modellen sehr tief und bewegt sich im Bereich von max. 10% des Minimalwertes und ca. 2% des Maximalwertes der Datenreihe. Diese Werte deuten auf eine hohe Verlässlichkeit beider Modelle für die vorliegenden Datensätze hin.

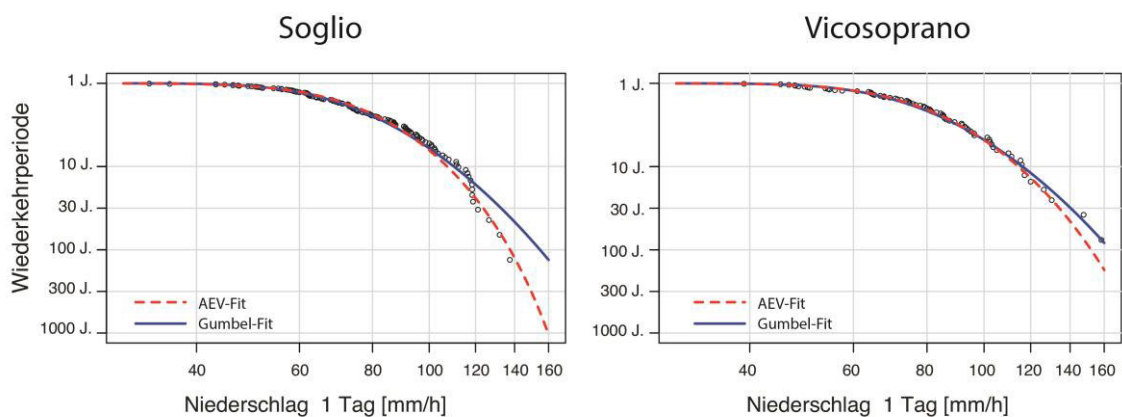


Abbildung 19: Gumbel- und AEV-Fit für die Stationen Soglio und Vicosoprano.

Tabelle 5: Gütebest der verwendeten Modelle Gumbel und AEV. Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung in Relation zur Streuung der Niederschlagswerte im jeweiligen Datensatz.

	RMSE Gumbel	RMSE AEV	ρ_{\min}	ρ_{\max}
Vicosoprano	2.1140 mm	2.3676 mm	39.1 mm	158.2 mm
Soglio	3.4171 mm	2.1110 mm	33.2 mm	137.4 mm

Tabelle 6 zeigt die Niederschlagsmengen für Ereignisse von 24h, 48h, 72h und 96h Dauer für die Station Soglio. Da an dieser Station die längere Zeitreihe besteht, wird auf eine Publikation der ähnlichen, aber aufgrund der Länge der Datenreihe mit grösseren Unsicherheiten behafteten Daten der Station Vicosoprano verzichtet.

Die Werte für den 100-jährlichen 24h-Niederschlag liegen etwas tiefer als die überregional interpolierten Daten aus dem HADES. Dies kann mit der im HADES angewendeten Interpolationsmethode oder auch mit der betrachteten Zeitreihe der Daten und den in die Interpolation einflussenden Stationen zu tun haben. Geiger et al. (1991) geben den Fehlerbereich der Extremwertstatistik im HADES mit $\pm 10 - 30\%$ an. Der in dieser Arbeit ermittelte Wert liegt mit 19% Abweichung also noch klar innerhalb dieses Toleranzbereiches des HADES. Deshalb kann davon ausgegangen werden, dass die ermittelten Werte auch für die weiteren Zeitperioden, für welche kein Vergleichswert im HADES existiert, repräsentativ sind für das Untersuchungsgebiet. Es bleibt jedoch anzumerken, dass mit zunehmender Wiederkehrperiode auch die Unsicherheit steigt, da 100- und 300-jährliche Ereignisse bei einem Stichprobenumfang von 130 Jahren eine höhere Streuung innerhalb des Vertrauensintervalls aufweisen (vgl. Geiger et al., 1991).

Tabelle 6: Event-Ausmass-Tabelle für die Station Soglio. Periode 1884 – 2014.

	10-jährliches Ereignis	30-jährliches Ereignis	100-jährliches Ereignis	300-jährliches Ereignis	100-jährliches Ereignis HADES
24 h	107 mm	124 mm	138 mm	149 mm	170 mm
48 h	157 mm	189 mm	220 mm	251 mm	-
72 h	188 mm	229 mm	270 mm	309 mm	-
96 h	210 mm	257 mm	302 mm	347 mm	-

5.1.2 Korrelation der Meteostationen

Die r-Werte sowie die Steigungen der Korrelationskurven für die durchgeführten Vergleiche sind in Tabelle 7 aufgelistet. Dabei zeigt sich, dass die Korrelation leicht abnimmt, wenn man nur die Tage mit Niederschlag an mindestens einer der Stationen vergleicht. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Tage, an welchen an keiner Station Niederschlag fiel, eine Korrelation von 1 aufweisen. Entfernt man diese Werte aus der Stichprobenmenge, so sinkt automatisch der Korrelationskoeffizient.

Tabelle 7: Pearson-Korrelationskoeffizienten (r-Werte) der Korrelationsanalyse und entsprechende Kurvensteigung.

Stationen	r-Wert Alle Tage (n=644)	r-Wert Niederschlag-Tage (n=413)	Steigung der Korrelationskurve
Prä vs. Castasegna	0.9508	0.9453	0.6840
Prä vs. Albigna	0.7762	0.7483	0.5918
Prä vs. Vicosoprano	0.8329	0.8129	0.6321
Prä vs. Soglio	0.8470	0.8289	0.6771

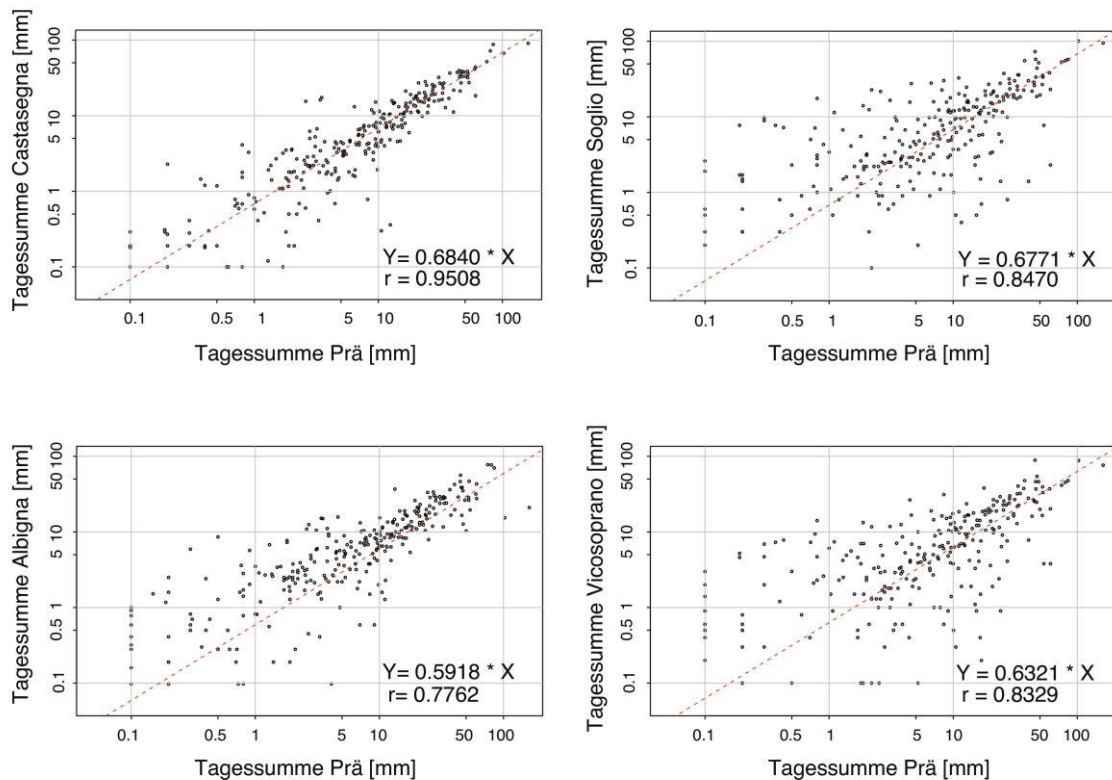
**Abbildung 20:** Korrelationsanalyse der Niederschlags-Tagessummen zwischen der Station Prä und den umliegenden Stationen. n = 644.

Abbildung 20 zeigt die optische Darstellung der Korrelationsanalysen. Die Steigung der Korrelationskurve liegt bei allen vier Stationen deutlich unter dem Wert 1. Eine Steigung von 1 würde bedeuten, dass die Eventmagnitude an beiden verglichenen Stationen gleich gross ist. Die Steigung von ca. 0.6 bis 0.7 zeigt, dass alle untersuchten Stationen durchschnittlich kleinere Tagesniederschläge aufweisen als die Station Prä. Somit werden die Tagesniederschlagssummen im Anrissgebiet durch die anderen Stationen tendenziell unterschätzt.

Diese Aussage wird auch bei einer Betrachtung der statistischen Kenndaten mittels Box-Whisker-Plots bestätigt (Abbildung 21): Sowohl der Median als auch das 25%-75% Quartil der Station Prä liegen höher als bei allen anderen zu vergleichenden Stationen. die geringe

Abweichung des Stichprobenumfangs zwischen den Stationen (n zwischen 291 und 342) hat dabei einen untergeordneten Einfluss auf die Vergleichbarkeit der Daten.

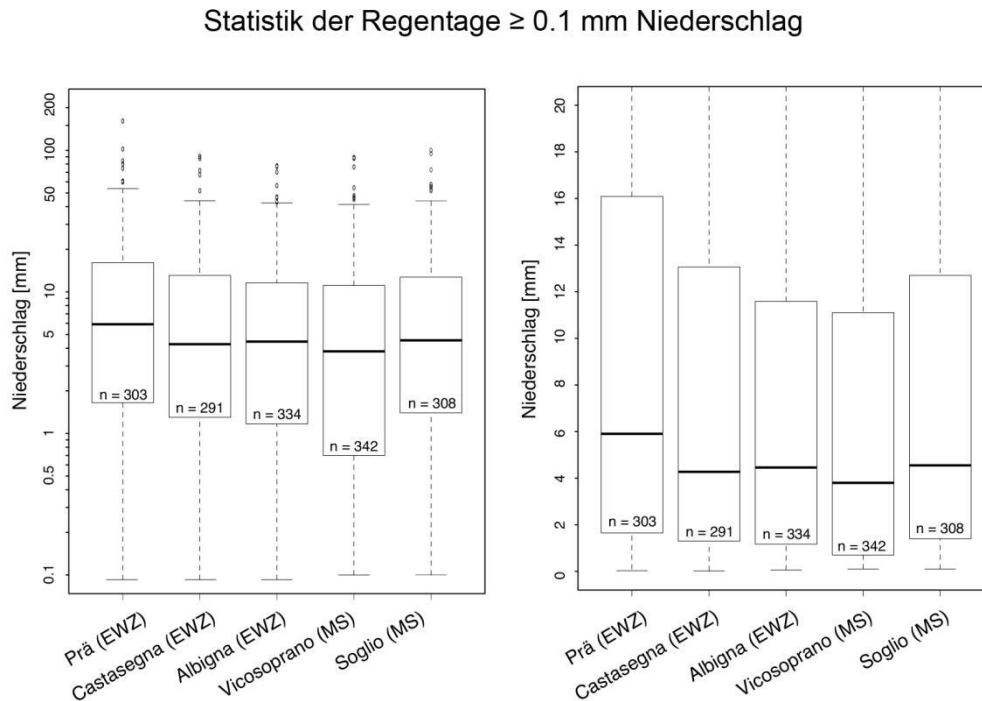


Abbildung 21: Box-Whisker-Plots für die verschiedenen Meteostationen. Links: Box-Whisker-Plot mit log-Achse. Rechts: Zoom auf Median und Box mit den gleichen Daten. Balken: Median. Box: 25% - 75% Quartil. Antennen: 3 x Interquartilsabstand.

Der Signifikanztest nach Wilcoxon / Mann-Whitney zeigt schliesslich, dass die Abweichung der Mediane gegenüber der Station Prä bei allen Stationen ausser Soglio mit 95% Sicherheit signifikant ist (p -Wert < 0.05 ; Tabelle 8).

Tabelle 8: Test der Medianabweichung auf Signifikanz mittels Wilcoxon / Mann-Whitney-Test. $\alpha = 0.95$.

	p-Wert (≥ 0.1 mm Niederschlag)	
Prä grösser als Castasegna	0.0237	signifikant
Prä grösser als Albigna	0.01585	signifikant
Prä grösser als Vicosoprano	0.0006362	signifikant
Prä grösser als Soglio	0.151	nicht signifikant

5.2 Niederschlag während den Murgangereignissen 2012

In Tabelle 9 sind der Ereignisniederschlag, die maximale Niederschlagsintensität sowie Vorfeuchtwerte für ausgewählte Stationen während den vier Murgangereignissen im Sommer 2012 aufgelistet. Dabei ist zu beachten, dass Angaben zur Intensität nur für die Stationen der ewz verfügbar sind. Neben den Murgangereignissen wurden Niederschlagsintensität, Tagesniederschlag und Vorfeuchte auch für alle mit den Murgangereignissen vergleichbaren Niederschlagsereignisse ohne Murgangauslösung (*Non-Events*) aufgenommen. So entstanden für die Station Albigna zusätzlich 108 Non-Events und für die Station Castasegna zusätzlich 83 Non-Events.

Tabelle 9: Ereignisniederschlag, Niederschlagsintensität und Ereignislänge von ausgewählten Stationen für die Murgangereignisse im Sommer 2012.

		5. Juli 12	14. Juli 12	25. Aug 12	24. Sept 12
Castasegna Bodenstation (ewz)	Ereignisniederschlag [mm]	0	20.1	61.3	22.1
	Max Intensität 1h [mm/h]	0	6.3	28.8	10.8
	Ereignislänge [h]	0	9	7	7
Albigna Bodenstation (ewz)	Ereignisniederschlag [mm]	0	0	50.3	19.1
	Max Intensität 1h [mm/h]	0	0	14.6	6.4
	Ereignislänge [h]	0	0	9	7
Soglio Bodenstation (MeteoSchweiz)	Niederschlag 24h [mm]	18.7	28.8	73.8	22.4
	Max Intensität 1h [mm/h]	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
	Ereignislänge [h]	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Vicosoprano Bodenstation (MeteoSchweiz)	Niederschlag 24h [mm]	23.6	29.8	56.1	24.5
	Max Intensität 1h [mm/h]	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
	Ereignislänge [h]	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.

Die Station Castasegna hat für den 5. Juli und die Station Albigna für beide Juli-Ereignisse keinen Niederschlag aufgezeichnet. Das bedeutet, dass die Ereignisse vom Juli entweder auf sehr lokale Niederschlagsereignisse, auf andere Wasserquellen, beispielsweise aus der Schneeschmelze, oder auf eine Kombination beider Faktoren zurückzuführen sind.

Es zeigt sich im Allgemeinen, dass die Niederschläge während dem auslösenden Ereignis für drei von vier Murgängen im Sommer 2012 vergleichbar sind. Für die Juli-Ereignisse und das September-Ereignis beträgt der Ereignisniederschlag zwischen 20 und 30 mm, was einer Wiederkehrperiode von deutlich unter einem Jahr entspricht. Das August-Ereignis weist mit je nach Station zwischen 50 und 80 mm Ereignisniederschlag und mit Intensitätswerten von bis gegen 30 mm/h deutlich höhere Werte auf. Der in 24h angefallene Niederschlag reiht sich mit einer Wiederkehrperiode von ca. 5-6 Jahren ein. Da der gesamte Niederschlag innerhalb von nur 7 - 9 Stunden gefallen ist, dürfte es sich aber um ein Ereignis mit deutlich höherer Jährlichkeit (möglicherweise eine Wiederkehrperiode

von rund 30 Jahren) handeln. Eine Extremwertstatistik über diese Zeitperiode ist jedoch im Untersuchungsgebiet aufgrund der fehlenden Zeitreihen mit stündlicher Auflösung nicht möglich, weshalb die Jährlichkeit nur als grobe Abschätzung zu verstehen ist.

5.3 Triggeranalyse

5.3.1 Intensität-Dauer Schwellenwert

Da die Niederschlagsdaten für beide Stationen Albigna und Castasegna vorhanden waren, war es möglich, zwei voneinander unabhängige Analysen zu machen (Tabelle 10). Neben der gängigen Gegenüberstellung von mittlerer Intensität während dem Ereignis und Ereignisdauer wurde auch der Zusammenhang zwischen der maximalen gemessenen Intensität und der Ereignisdauer untersucht (Abbildung 22). Dabei hat die Station Albigna für beide Murgangereignisse im Juli und die Station Castasegna für das Ereignis vom 5. Juli keinen Niederschlag aufgezeichnet. Die fehlenden Dauer-Werte wurden von der Station Soglio und die Intensitäts-Werte von den Radaranalysen von MeteoSchweiz (Tognacca, 2013a) übernommen.

Tabelle 10: Vergleich der Intensität-Dauer Resultate für die zwei unabhängigen Stationen Albigna und Castasegna.

	Albigna	Castasegna
Distanz zum Anrissgebiet	4.5 km, 200 HM	6.8 km, 1200 HM
Anzahl Ereignisse	89	112
Anzahl Events ohne Schnee	64	71
Ø Eventlänge	19 h	17 h
Min. / Max. Eventlänge	2 h / 72 h	2 h / 65 h
Max. Intensität [mm/h]	26.9	30.3

Von den vier Intensität-Dauer-Analysen hat nur ein Datensatz einen Schwellenwert mit realistischen Parametern: Der Vergleich von mittlerer Intensität und Ereignisdauer der Messstation Castasegna. Die Datensätze der Station Albigna sowie das Diagramm maximale Intensität-Dauer der Station Castasegna weisen in der Regressionsgeraden eine positive Steigung auf, was physikalisch nicht möglich ist und deshalb für weitere Analysen nicht verwendet werden kann.

Der anhand von Steigung und Y-Achsen-Abschnitt der parallelverschobenen Regressionsgerade (siehe Abbildung 22) berechnete Intensität-Dauer Schwellenwert für die Station Castasegna hat folgende Form (Formel 5):

$$I = 8.6 * D^{-0.63} \quad (5)$$

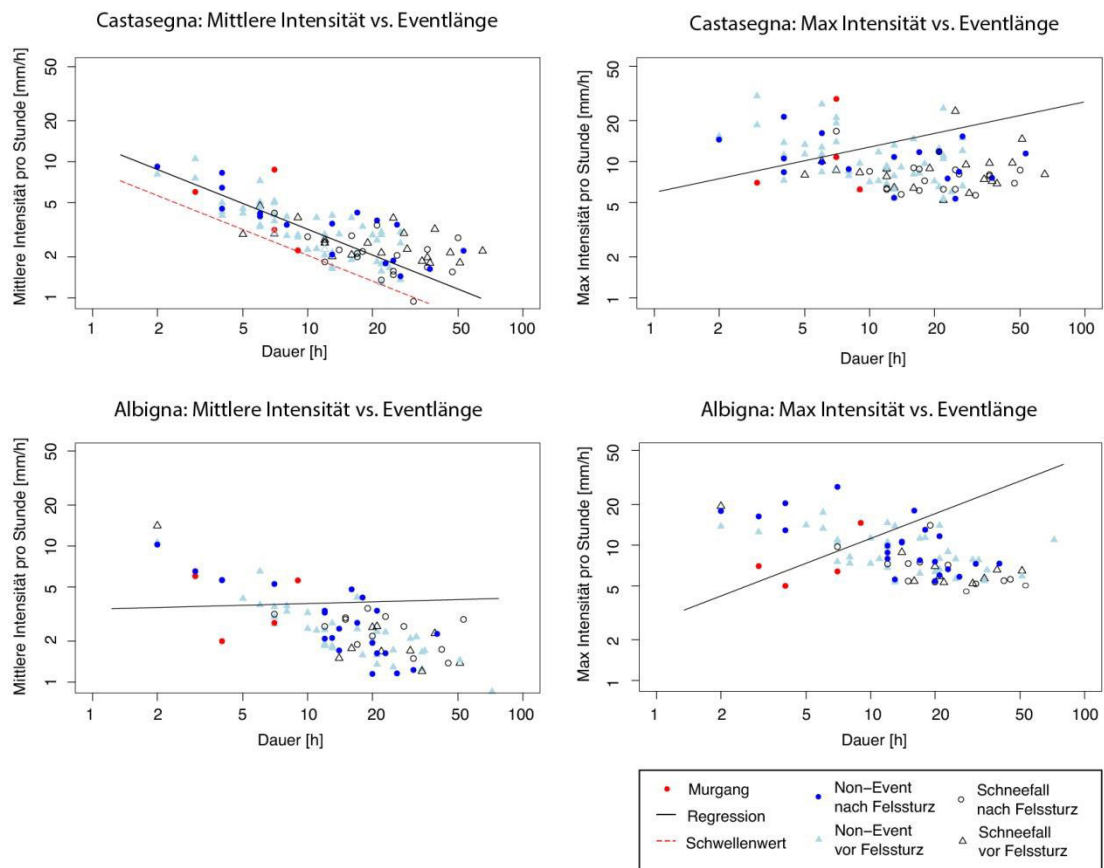


Abbildung 22: I-D Regressionslinie für die Stationen Castasegna (oben) und Albigna (unten). Mittlere Intensität gegen Eventlänge (links) und maximale Intensität gegen Eventlänge (rechts). Rot: Parallel verschobene Regressionslinie wird zum I-D Schwellenwert.

5.3.2 Vorfeuchte

Bei der Betrachtung der Vorfeuchte sind statische Schwellenwerte aufgrund der knappen Datenlage mit nur vier Murgangereignissen, welche zudem alle im selben Jahr ausgelöst wurden, kaum aussagekräftig.

Relevant ist in diesem Kontext der Fokus auf den zeitlichen Verlauf der Vorfeuchte von Murgangereignissen und von Non-Events (Abbildung 23 und Abbildung 24). Dabei ist, ausser bei den Zeitperioden 24h und 30d, ein klarer Unterschied zwischen den Ereignissen 2012 und dem Ereignis von 1927 ersichtlich: Im Jahre 1927 war die Vorfeuchte in praktisch allen betrachteten Zeitperioden extrem hoch. Dies könnte einer der Hauptauslöser des Ereignisses, welches das ganze Bergell betraf, gewesen sein. Die Ereignisse 2012 hingegen liegen für alle Zeitperioden in einem Wertebereich, wie er praktisch jedes Jahr vorkommt und sind damit nicht aussergewöhnlich hoch. Bereits im September 2012 und auch im folgenden Jahr wurden erneut ähnliche Vorfeuchtwerte erreicht, ohne jedoch Murgänge auszulösen.

Die Kriterien für die Ausscheidung der zu betrachtenden Ereignisse sind identisch mit jenen für den I-D Schwellenwert und in Kap. 4.5.3 auf S. 35 erläutert.

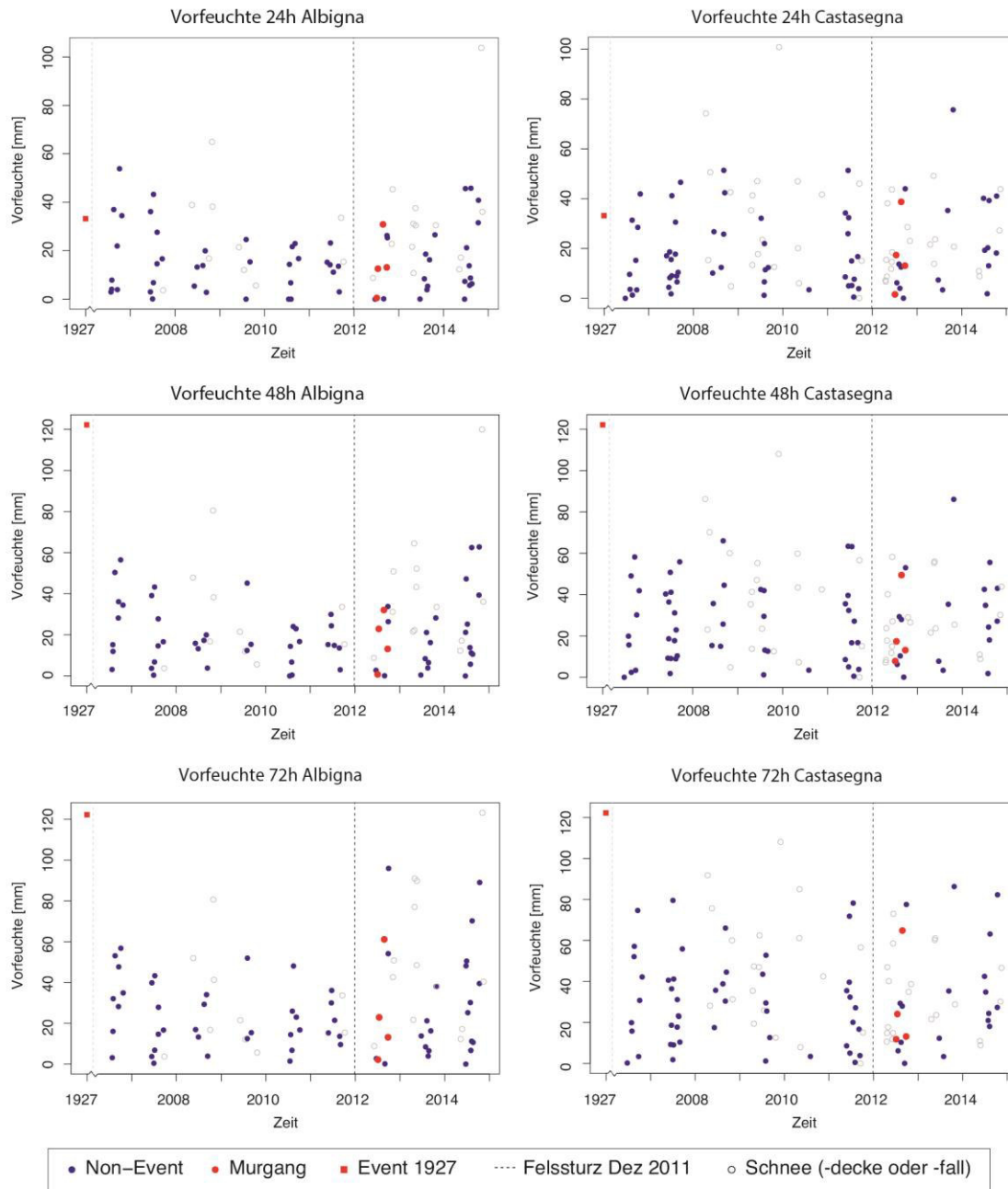


Abbildung 23: Vorfeuchte-Werte von Ereignissen und Non-Events im zeitlichen Verlauf. Perioden 24h – 72h. Schnee = Beim Ereignis lag entweder eine geschlossene Schneedecke oder der Niederschlag fiel in Form von Schnee, was einen Murgang unwahrscheinlich macht.

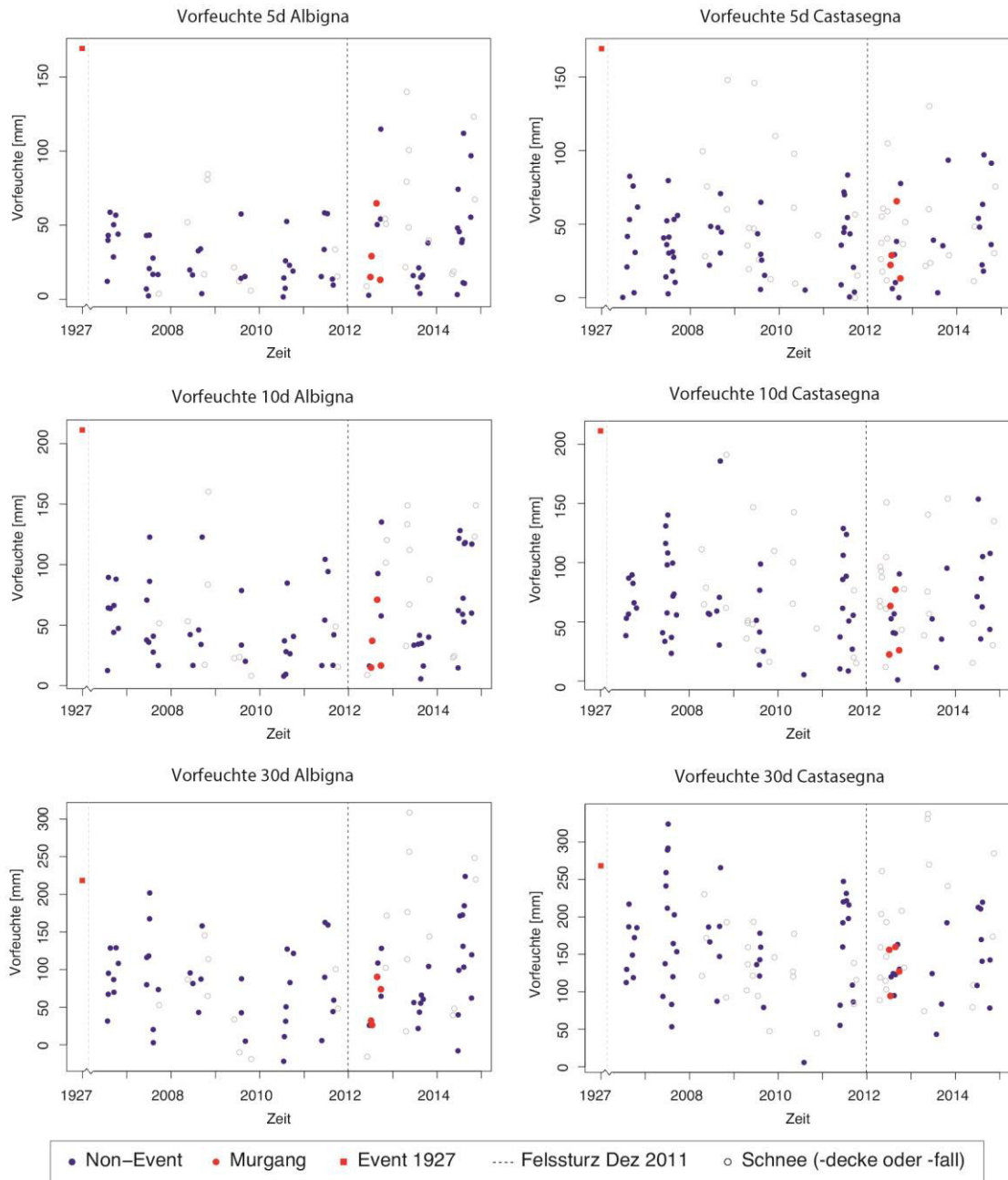


Abbildung 24: Vorfeuchte-Werte von Ereignissen und Non-Events im zeitlichen Verlauf. Perioden 5d – 30d. Schnee = Beim Ereignis lag entweder eine geschlossene Schneedecke oder der Niederschlag fiel in Form von Schnee, was einen Murgang unwahrscheinlich macht.

5.4 Übersicht über das meteorologische Jahr 2012

Eine Übersicht über die Evolution der wichtigsten hydrologischen Kenndaten im Jahr 2012 und die hydrologischen Bedingungen während den Ereignissen im Sommer 2012 liefert Abbildung 25.

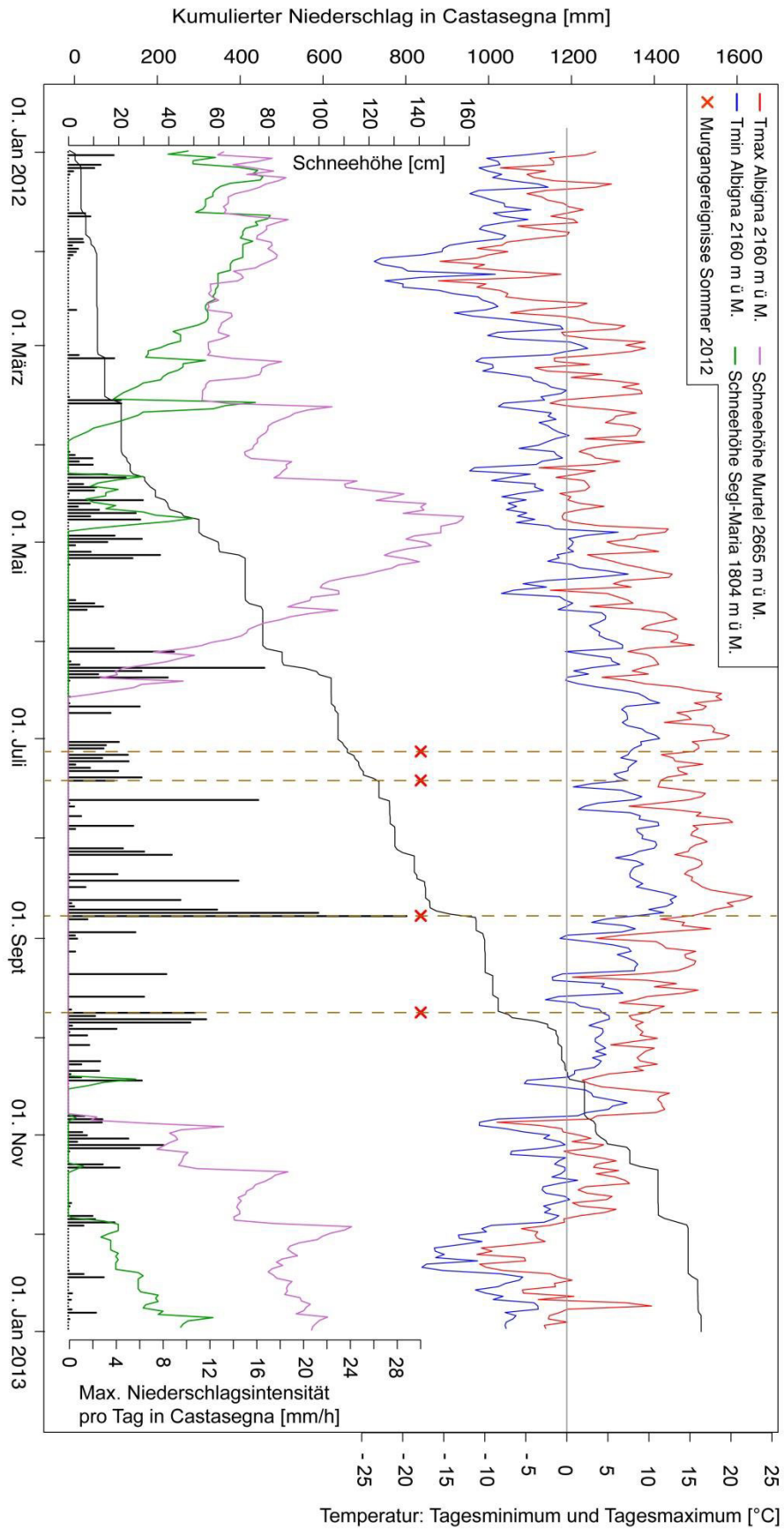


Abbildung 25: Niederschlagsintensität, kumulativer Niederschlag, Temperatur und Schneedeckenverlauf für die Periode Januar – Dezember 2012.

Es ist zu erkennen, dass sich vor den ersten Ereignissen im Juli 2012 eine längere Wärmeperiode mit Tagestiefsttemperaturen über 5°C einstellte und die Schneedecke im etwas höher und ca. 20 km Luftlinie entfernten Murtèl gegen Ende Juni ausaperte. In der zweiten Junihälfte ist deshalb auch im Einzugsgebiet der Bondasca, welches sich ab der Anrisszone auf ca. 2100 m ü. M. noch bis auf über 3000 m ü. M. erstreckt, ein grosser Wassereintrag durch die Schneeschmelze zu erwarten.

Das zweite Ereignis, einige Tage später, geschieht gegen Ende einer 13 Tage andauernden Feuchteperiode. In dieser Periode waren keine Starkniederschläge zu verzeichnen, jedoch fand ein kontinuierlicher Wassereintrag durch Niederschlag statt. Möglicherweise wurde dadurch und durch die hohen Temperaturen auch die Schneeschmelze in höheren Lagen weiter forciert.

Das grosse Ereignis Ende August wurde in einer Periode mit mehreren hintereinander folgenden Tagen mit teils heftigen Gewittern ausgelöst. Begleitet wurde die wettertechnisch instabile Lage von einem Temperaturrückgang um ca. 10 °C in der benachbart gelegenen Station Albigna.

Während dem letzten Ereignis im September sind kaum Anomalien festzustellen, weder in der Temperatur noch im Niederschlag. Es folgt auf eine längere trockene Phase, in der die Tagestiefsttemperaturen bereits wieder einige Male den Gefrierpunkt erreichten. Der intensive und mehrere Tage andauernde Niederschlag in der Region startete aber erst am Folgetag des Murgangereignisses.

5.5 Karte der Phänomene und Karte der Gerinneneigung

Die während der Feldarbeit erstellte Karte der Phänomene sowie die Karte der im Feld vermessenen Gerinneneigung befinden sich in Anhang 3 und Anhang 4. Als Basis diente die Schweizer Landeskarte 1:25'000 von swisstopo. Kartiert wurde nur der obere Gerinneabschnitt bis zum Kontrollpunkt Prä, da der Schluchtbereich der Bondasca nicht zugänglich ist und auf dem Kegel die meisten stummen Zeugen durch anthropogene Eingriffe in den zwei Jahren seit den Ereignissen 2012 mehrheitlich abgetragen oder verwischt wurden.

5.6 Evolution der Gerinnemorphologie

Abbildung 26 zeigt die zeitliche Evolution der Gerinnemorphologie zwischen 2003 und 2012. Die Berechnung basiert auf den jeweiligen vorhandenen digitalen Höhenmodellen mit 2m (für 2003) resp. 1m (18.07.2012) Auflösung. Dabei ist jeweils der tiefste Punkt über beide Profile als Nullpunkt der Y-Achse definiert, um beide Profile in einem Plot vergleichbar darstellen zu können.

Tabelle 11 zeigt die jeweilige Gerinnetiefe während den beiden Aufnahmezeitpunkten, ergänzt mit Feldmessungen während der Feldarbeit 2014. Dadurch ist es möglich, Rück-

schlüsse auf die summierte Erosion über die Juli-Ereignisse und auf die summierte Erosion über die beiden Ereignisse im August und September zu ziehen.

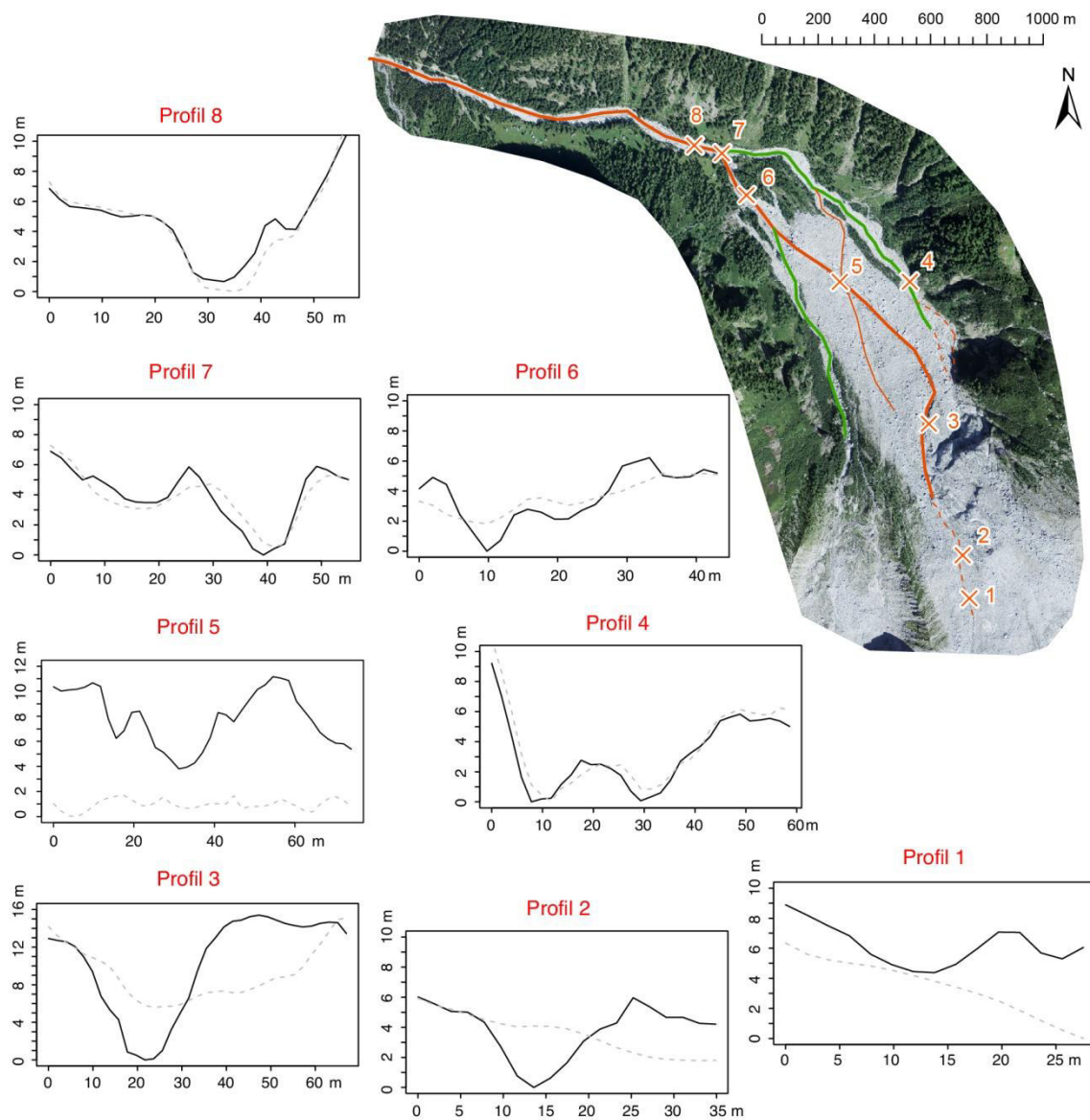


Abbildung 26: Ausgewählte Querschnittsprofile und Evolution deren Gerinnemorphologie. Ausgezogene Linie: Situation am 18.07.2012. Gestrichelte Linie: Situation vor dem Felssturz, aufgenommen 2003. Y-Achsen Nullpunkt = tiefster Punkt über beide Profile. X-Achsen Nullpunkt = orographisch rechts. Quelle: DHM LIDAR 2012 AWN GR; SwissAlti 3D 2003 swisstopo.

In Profil 5 sind deutlich zwei verschieden hohe seitliche Levée-Paare sichtbar. Es ist jedoch unklar, ob die beiden Ablagerungen das Produkt von mehreren Murschüben im gleichen Ereignis sind oder ob sie durch die beiden unabhängigen Juli-Ereignisse gebildet wurden.

Im oberen Teil des späteren Gerinnes sowie in der Mitte der nachmaligen Ablagerung (Profil 5) war im Höhenmodell vor dem Felssturz noch kein Gerinne sichtbar. Deshalb ist

davon auszugehen, dass das gesamte im DHM 2012 sichtbare Gerinne durch die Juli-Ereignisse erodiert wurde

Tabelle 11: Differenz der Gerinnhöhe zwischen 2003 und 2012, gemessen am tiefsten Punkt des Gerinnes. Negative Differenz: Eintiefung. Positive Differenz: Auflandung. Grundlagedaten: SwissAlti3D 2003 (swisstopo), Lidar 2012 (AWN GR), Felddaufnahmen 2014.

	Max. Gerinnetiefe 2003 [m]	Max. Gerinnetiefe 2012 [m]	Max. Gerinnetiefe 2014 [m]	Differenz [m] 2003 bis 2012	Differenz [m] 2012 bis 2014
Profil 1	Kein Gerinne	2.7	3.9	- 2.7	- 1.2
Profil 2	Kein Gerinne	6.0	5.3	- 6.0	0.7
Profil 3	5.3	14.8	12.3	- 9.5	2.5
Profil 4	5.1	5.7	4.5	- 0.6	1.2
Profil 5	Kein Gerinne	7.3	9.5	- 7.3	- 1.8
Profil 6	1.7	4.9	8.2	- 3.2	- 3.3
Profil 7	4.7	5.9	k. A.	- 1.2	-
Profil 8	5.0	4.4	6.1	0.6	- 1.7

Auffallend ist neben der Evolution der absoluten Gerinnentiefe auch die Eintiefung der Gerinnesohle von 2012 gegenüber 2003: Ausser in Profil 8 fand überall eine Eintiefung gegenüber der Situation von vor dem Felssturz statt (Tabelle 12).

Tabelle 12: Höhendifferenz der Gerinnesohle zwischen 2003 und 2012. Negative Differenz: Eintiefung. Positive Differenz: Auflandung. Grundlagedaten: SwissAlti3D (swisstopo), Lidar 2012 (AWN GR).

	Höhe 2003 [m.ü.M.]	Höhe 2012 [m.ü.M.]	Differenz [m]
Profil 1	Kein Gerinne	2035.6	-
Profil 2	Kein Gerinne	1983.3	-
Profil 3	1732.6	1727.0	- 5.57
Profil 4	1549.1	1549.0	- 0.05
Profil 5	Kein Gerinne	1519.5	-
Profil 6	1410.9	1409.6	- 1.82
Profil 7	1379.2	1378.6	- 0.55
Profil 8	1362.7	1363.3	+ 0.67

5.7 Korngrößenverteilung

Bei der Korngrößenverteilung zeigt sich zwischen den Probestandorten A bis D (Ursprung der Proben: Felssturzaablagerung) im Bereich des Ton und Silt ein sehr homogenes Bild: Dessen Anteil beträgt bei allen Proben 10 bis maximal 22%. Der Anteil Sand variiert zwischen Probe B, C und D (Ursprung der Proben: Levées oder Seitenwände des Hauptgerinnes) auch nur marginal mit Größenordnungen von zwischen 45 und 55%. Der Kies-

Anteil der Proben B, C und D liegt schliesslich bei rund 30 – 40%. Probe E (Ursprung der Probe: Unter der Felssturzablagerung aufgeschlossener Boden) unterscheidet sich deutlich von den anderen Proben, da ihr Silt-Anteil bei über 40%, der Kies-Anteil dafür deutlich unter 10% liegt.

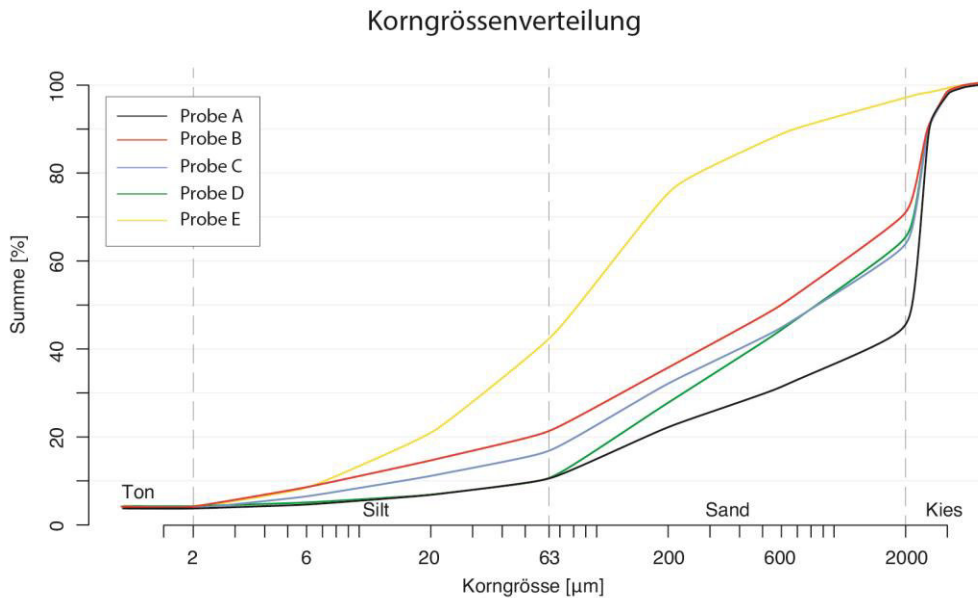


Abbildung 27: Korngrössenverteilung von ausgewählten Standorten auf der Felssturzablagerung.

Bezüglich der Beschaffenheit des Materials zeigte sich, dass die meisten Blöcke auf der Felssturzablagerung sehr scharfkantig sind (Abbildung 28 B), was typisch ist für Sturzablagerungen. Die Blöcke im Gerinne wiesen dagegen meist eine kantengerundete Form auf (Abbildung 28 A), was auf Murgangüberprägung schliessen lässt. Es sind nur wenige total gerundete Komponenten zu finden im Gerinnebett, was nicht untypisch ist für alpine Gerinne. Abbildung 28 zeigt zudem die Dimension der grössten vorhandenen Blöcke, welche ein abgeschätztes Volumen von $80\ \text{m}^3$ oder mehr erreichen.



Abbildung 28: Maximale Blockgrösse auf der Felssturzablagerung. Massstab: Person (A), Teleskopstöcke 115 cm (B). Eigene Aufnahmen.

5.8 Geschwindigkeit und Volumen der Murgänge

5.8.1 Geschwindigkeit

Die Geschwindigkeit der Murgänge im Val Bondasca konnte anhand einer Kurvenüberhöhung im Gerinneabschnitt direkt vor dem flachen Teilstück des Flusslaufes abgeschätzt werden. Dank der Präsenz von zwei Datensätzen mit unterschiedlichem Erhebungsdatum konnte die Rekonstruktion für zwei Ereignisse durchgeführt werden: Anhand eines DHM für die Ereignisse im Juli 2012 und anhand eigener Feldaufnahmen im Sommer 2014 für das Ereignis vom 25. August 2012 (Tabelle 13). Da es sich um sehr unterschiedliche Datengrundlagen mit unterschiedlichen Fehlergrößenordnungen handelt sind die Resultate für beide Ereignisse jedoch nur schwer vergleichbar.

Tabelle 13: Verwendete Parameter zur Berechnung der Kurvenüberhöhung.

Parameter	Wert Juli 2012 (DHM)	Wert Aug 2012 (Feldarbeit)
Höhenunterschied Levées: Δh [m]	0.90	3.20
Gerinnebreite: B [m]	31.3	36.9
Ø Fließhöhe h [m]	2.14	4.2
Gerinneneigung: θ_c [°]	15 – 18	15 – 18
Radius der Kurve [m]	130 – 170	130 – 170

Abbildung 29 zeigt die Situation der Kurvenüberhöhung aus der Vogelperspektive und als Schrägansicht. In Abbildung 29 B wurden die Höhenmodelle und Orthofotos von vor und nach dem Felssturz miteinander verschnitten, so dass die zeitlichen Veränderungen gut sichtbar werden. Dabei zeigt sich, dass im Gerinne selber die Oberfläche von vor dem Felssturz höher liegt. Im Randbereich hingegen sind deutlich die Levées des Ereignisses vom Juli 2012 sichtbar, welche über die Oberfläche von vor dem Felssturz hinaus ragen (blau nachgezeichnet). Der abgeschätzte Radius der untersuchten Kurve beträgt zwischen 130

und 170 m. Die Gerinneneigung beträgt gemäss Abschätzung mittels DHM von 2013 zwischen 15 und 18°.

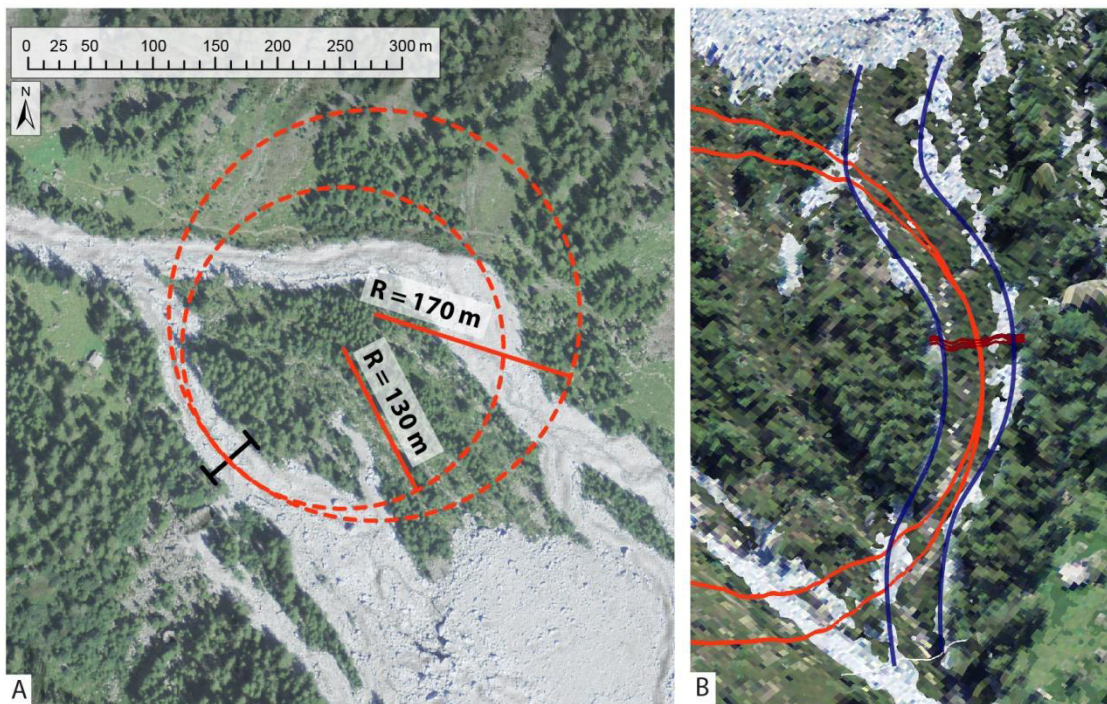


Abbildung 29: Abschätzung des Radius für die Geschwindigkeitsberechnung anhand der Kurvenüberhöhung. A: 2-dimensionale Ansicht der Situation. B: 3-dimensionale Ansicht des Gerinnes. Quelle: DHM: AWN GR und swisstopo, Orthofoto: swisstopo.

Die Resultate der Geschwindigkeitsberechnung mit unterschiedlichen verwendeten Parametern sind in Tabelle 14 aufgeführt. Dabei ist zu sehen, dass die Methode nach Scheidl et al. (2014) deutlich geringere Fließgeschwindigkeiten liefert als die Methode nach Hungr et al. (1984). Eine Erhöhung des Radius führt, wie auch eine Erniedrigung des k-Wertes der Methode nach Hungr, zu einer höheren berechneten Fließgeschwindigkeit.

Tabelle 14: Geschwindigkeitsabschätzung anhand der Kurvenüberhöhung für die Ereignisse im Juli 2012 und August 2012. Werte in m/s.

	Juli (R = 130)	Juli (R = 170)	Aug (R = 130)	Aug (R = 170)
Scheidl et al. 2014	1.32	2.73	2.67	3.60
Hungr et al. 1984, k = 2	4.21	4.81	7.34	8.52
Hungr et al. 1984, k = 5	2.66	3.04	4.64	5.39
Hungr et al. 1984, k = 10	1.88	2.15	3.28	3.81

5.8.2 Volumen

Abbildung 30 zeigt die Morphologie des unteren Bereichs der Felssturزابlagerung mit der Position und der Tiefe der am 18. Juli 2012 bereits vorhandenen Murganggerinne. Summiert man die in Abbildung 30 markierten Volumina pro Rasterzelle (Auflösung 1 m²) auf, so erhält man totales Volumen an erodiertem Material von 89'500 m³. Dabei handelt es sich um das gesamte aus der Felssturزابlagerung evakuierte Volumen an Feststoffen während den beiden Ereignissen vom 5./6. Juli und vom 13./14. Juli 2012. Eine allfällige zusätzliche Erosion im Flussverlauf nach Ende der Ablagerung wurde nicht berücksichtigt. Ebenfalls war es nicht möglich, das gesamte Volumen anteilmässig den beiden Ereignissen oder einzelnen Murschüben zuzuordnen.

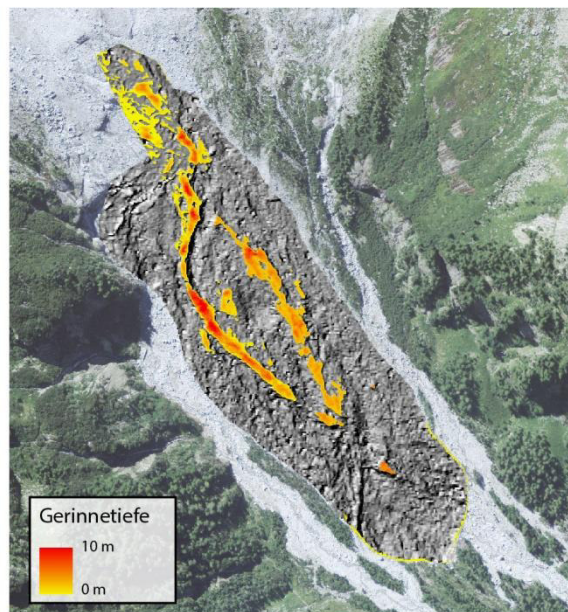


Abbildung 30: Tiefe der vorhandenen Murganggerinne im unteren Bereich der Felssturزابlagerung. 3D-Schrägsicht. Quelle Höhenmodell: AWN GR. Quelle Orthofoto: swisstopo.

5.9 Volumen des Felssturzes

Die Aufsummierung aller Rasterzellen mit einem positiven Höhenunterschied zwischen der Situation von vor dem Felssturz (2003 / 2009) und nach dem Felssturz 2012 (Abbildung 31 A; rot bis gelb) ergab ein zum Zeitpunkt des Höhenmodell-Fluges noch vorhandenes Felssturzvolumen von 1'456'500 m³. Berücksichtigt man zusätzlich dazu das durch die Juli-Ereignisse bereits abgetragene Volumen von 89'500 m³ (siehe vorhergehendes Kapitel), so ergibt dies ein totales Volumen des Felssturzes von 1'546'000 m³.

Betrachtet man die räumliche Verteilung von positiven und negativen Höhendifferenzen, so fallen verschiedene Muster auf: Die positiven Differenzen treten vor allem im unteren, flacheren Teil der Ablagerung (oben im Bild) auf. Daneben existiert im oberen Teil der Ablagerung eine kompakte Zone mit Ablagerungsmächtigkeiten von bis zu 15 m. Ein Ver-

gleich der Orthofotos und der DHM zeigt, dass es sich dabei um eine natürliche Depression handelt, die durch den Felssturz vollständig aufgefüllt wurde.

Bei den negativen Höhendifferenzen (Abbildung 31 A, blau) können drei Zonen ausgemacht werden: Die bereits erodierten Gerinne im unteren Teil der Ablagerung, eine Zone nahe der Felsplatte in der Mitte der Ablagerung (rot markiert in Abbildung 31 A und B) und eine Zone direkt am Fusse der Felswand vom Pizzo Cengalo (unterer Bildrand). Eine 3-dimensionale Analyse der Situation zeigte auf, dass es sich bei den negativen Werten in der Bildmitte um Vegetationseffekte handeln muss: Der Felssturz hat einige Bäume und Büsche, welche sehr flachgründig auf der Felsplatte gewachsen sind, entfernt. Da es sich vermutlich um sehr dichtes Buschwerk handelte ist diese Vegetation im Höhenmodell von vor dem Felssturz deutlich als lokale Erhöhung zu sehen. Deshalb entstand an diesem Punkt netto ein Höhenverlust. Bei der Zone mit negativem Höhenunterschied im oberen Teil der Ablagerung ist nicht genau nachzuvollziehen, was der Grund ist. Es könnte sich um eine durch den hochenergetischen Felssturz verursachte Erosion von Lockerschutt oder auch um einen nicht alljährlich wiederkehrenden Lawinenkegel im Schatten der Felswand handeln. Eine weitere Möglichkeit wäre auch eine trotz Stereokorrelation immer noch auftretende Methodenunsicherheit und damit ein Fehler im Datensatz.

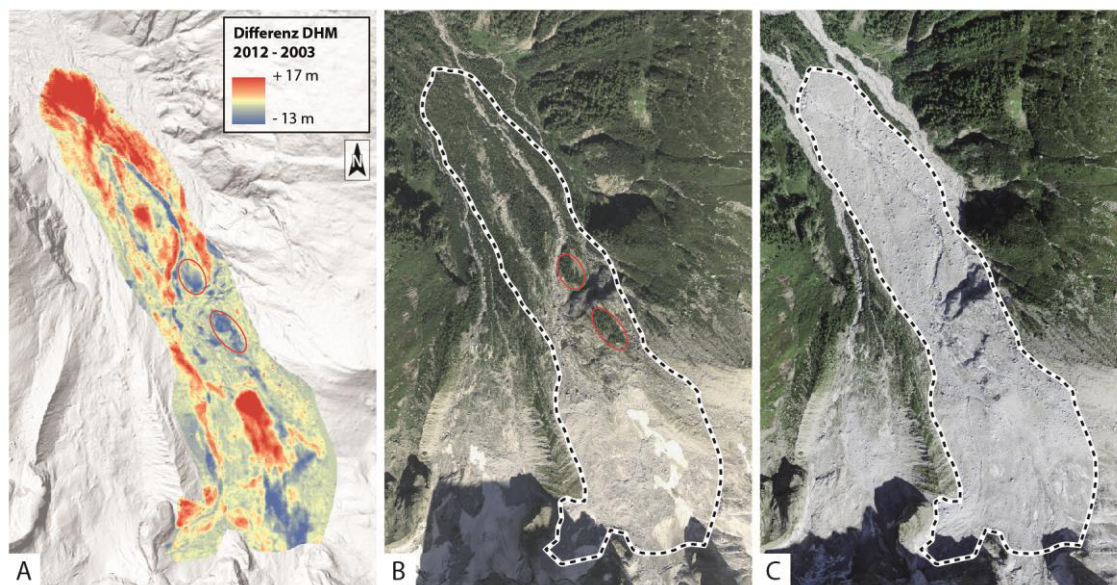


Abbildung 31: A: Volumen der Felssturzablagung. B: Orthofoto Situation 2009. C: Orthofoto Situation 2012. Quelle Orthofotos: swisstopo. Quelle DHM: AWN GR.

Aufgrund dieser Einschätzungen ist es möglich, dass die berechnete Kubatur des Felssturzes noch leicht nach oben korrigiert werden muss. Die Berechnung ergibt also eine Kubatur von 1.5 – 1.7 Mio. m³.

5.10 Resultate der Murgangmodellierung

In den Modellierungen wurde jeweils nur ein Schub betrachtet, welcher volumenmässig zwischen $\frac{1}{4}$ und $\frac{1}{2}$ des abgeschätzten Ereignisvolumens von ca. 100'000 m³ ausmachte. Bei den Modelldurchläufen ohne Erosionsmodell wurde dieses Volumen direkt als Input-Volumen eingesetzt, während bei den Modelldurchläufen mit Erosionsmodell das Inputvolumen plus das erodierte Volumen diese definierte Zielgrösse ungefähr erreichen sollte.

In Tabelle 15 sind die für die Kalibrierung der Modelldurchläufe verwendeten Parameterwerte aufgelistet. Die Parameter wurden anhand der Werte aus Tabelle 4 (S. 41), Tabelle 11 (S. 57) und Tabelle 14 (S. 60) bestimmt. Die erwartete Erosionstiefe und das erwartete Volumen pro modelliertem Schub basieren dabei auf der gesamten Erosionstiefe für zwei Ereignisse (Tabelle 11) resp. auf dem gesamten Volumen für zwei Ereignisse (Kapitel 5.8.2), aufgeteilt auf die angenommenen 2 - 4 Schübe pro Ereignis.

Tabelle 15: Für die Kalibrierung benützte Werte für die einzelnen Parameter. A: Querschnittsfläche. Q_{max}: Maximaler Abfluss. h: Fliesshöhe. V: Fliessgeschwindigkeit. WL: Kontrollpunkt Wasserleitung. Kurve: Kontrollpunkt Kurvenüberhöhung.

	Q _{max} WL [m ³ /s]	Q _{max} Prä [m ³ /s]	V _{max} Kurve [m/s]	h WL [m]	A WL [m ²]	h Prä [m]	A Prä [m ²]	Erosionstiefe Profil 3 [m]	Erosionstiefe Profil 5 [m]	Erosionstiefe Profil 6 [m]	Erodiertes Volumen [m ³]
Min	400	150	6	2.5	120	3	80	1.2	0.8	0.4	10'000
Max	650	300	8	4.5	200	5	100	1.8	1.2	1	45'000

Als zusätzliches Kriterium neben diesen Kalibrierungsparametern existiert für die einzelnen Durchläufe auch die simulierte Laufzeit (*front travel time*) vom Anrissgebiet bis zur Station Prä (3800 m) und von der Station Prä durch die Schlucht und über den Kegel bis in den Vorfluter Maira (1600 m).

5.10.1 Kalibrierungsparameter ohne Erosionsmodell

Tabelle 16 zeigt eine Auswahl der einzelnen Modelldurchläufe ohne Erosionsmodell, welche zu einer Bandbreite an Best-Fit Werten für die Reibungsparameter μ und ξ führten. Die komplette Tabelle befindet sich in Anhang 1.

Da genaue Angaben zu Form und Grösse des Input-Hydrographen fehlten, wurde für die Kalibrierung auch der maximale Abfluss des Inputhydrographen variiert und ein Standard 3-Punkte-Hydrograph angewendet. 85 m³/s entsprechen dabei dem von Tognacca (2013a) mittels Zufluss-Abfluss-Modell berechneten durch die Niederschläge vom 24.-25. August 2012 initiierten Spitzenabfluss. Da die simulierten Murgänge dadurch vor allem im unteren Talabschnitt immer wieder sehr tiefe Kalibrierungsparameter aufwiesen, wurden

auch einige Modelldurchläufe mit höheren Werten von 150 m³/s und 300 m³/s in die Kalibrierung mit einbezogen.

Es zeigte sich, dass die untere Grenze für ξ zwischen 200 und 400 und die obere Grenze für μ bei rund 0.12 liegt. Wird μ überschritten oder ξ unterschritten, dann weisen praktisch alle Kalibrierungsparameter deutlich zu tiefe Werte auf.

Die Obergrenze von ξ und die Untergrenze von μ sind weniger deutlich sichtbar. Kritischer Parameter für die Obergrenze von ξ ist vor allem die Fließhöhe und damit der maximale Abfluss: Höhere innere Turbulenz bewirkt eine starke Extension der Murgangfront in Fließrichtung, welche vor allem im flacheren Gerinneabschnitt noch verstärkt wird und eine tiefere Fließhöhe zur Folge hat. Weiter kann auch die Fließgeschwindigkeit hinzugezogen werden, da mit höherem ξ die Fließgeschwindigkeiten höher liegen. Die Untergrenze von μ kann aufgrund der Kalibrierungswerte am Kontrollpunkt Wasserleitung abgeschätzt werden.

Aufgrund des im Unterlauf verwendeten Höhenmodells aus dem Jahre 2003 sind bezüglich der lateralen Ausdehnung kaum präzisen Angaben möglich, weshalb dieser Parameter nur auf untergeordneter Stufe in die Kalibrierung mit einbezogen werden kann (vgl. Kapitel 4.11.2, S. 43).

Basierend auf den vorhergehenden Ausführungen und den erreichten Kalibrierungswerten in Tabelle 16 konnte für die durchgeführten Simulationen folgender Wertebereich für die Voellmy-Reibungsparameter μ und ξ definiert werden:

- μ : 0.06 – 0.12 (Beste Werte 0.08 – 0.10)
- ξ : 200 – 600 (Beste Werte 400 – 600)

Tabelle 16: Auswahl der Best-Fit Kalibrierungen für die Modellierungen ohne Erosionsmodell. Relevanz der Parameter von links nach rechts abnehmend. Für alle Durchläufe gültige Parameter: Inputvol. = 40'000 m³; Auflösung = 4 m. Dunkelrot markiert: Werte deutlich ausserhalb der Kalibrierungsbandbreite. Hellrot markiert: Werte mit max. 25% Abweichung zur Kalibrierungsbandbreite. Grün markiert: Werte innerhalb der Kalibrierungsbandbreite (siehe Tabelle 15). Distanz Anriss-Prä: 3800 m. Distanz Prä-Maira: 1600 m.

μ	ξ	Q_{\max} Input-hydrograph [m ³ /s]										
			Q_{\max} WL [m ³ /s]	Q_{\max} Prä [m ³ /s]	V_{\max} Kurve [m/s]	h WL [m]	A WL [m ²]	h Prä [m]	A Prä [m ²]	Laufzeit Anriss – Prä [min]	Laufzeit Prä – Maira [min]	
0.08	400	85	188	124	5.7	1.8	42	1.3	21	24	27	
0.08	600	150	290	187	7.8	2.2	55	1.6	27	19	18	
0.10	600	150	336	155	7.7	2.3	70	1.4	24	23	27	
0.08	600	300	407	212	9.2	2.5	74	1.8	30	17	22	

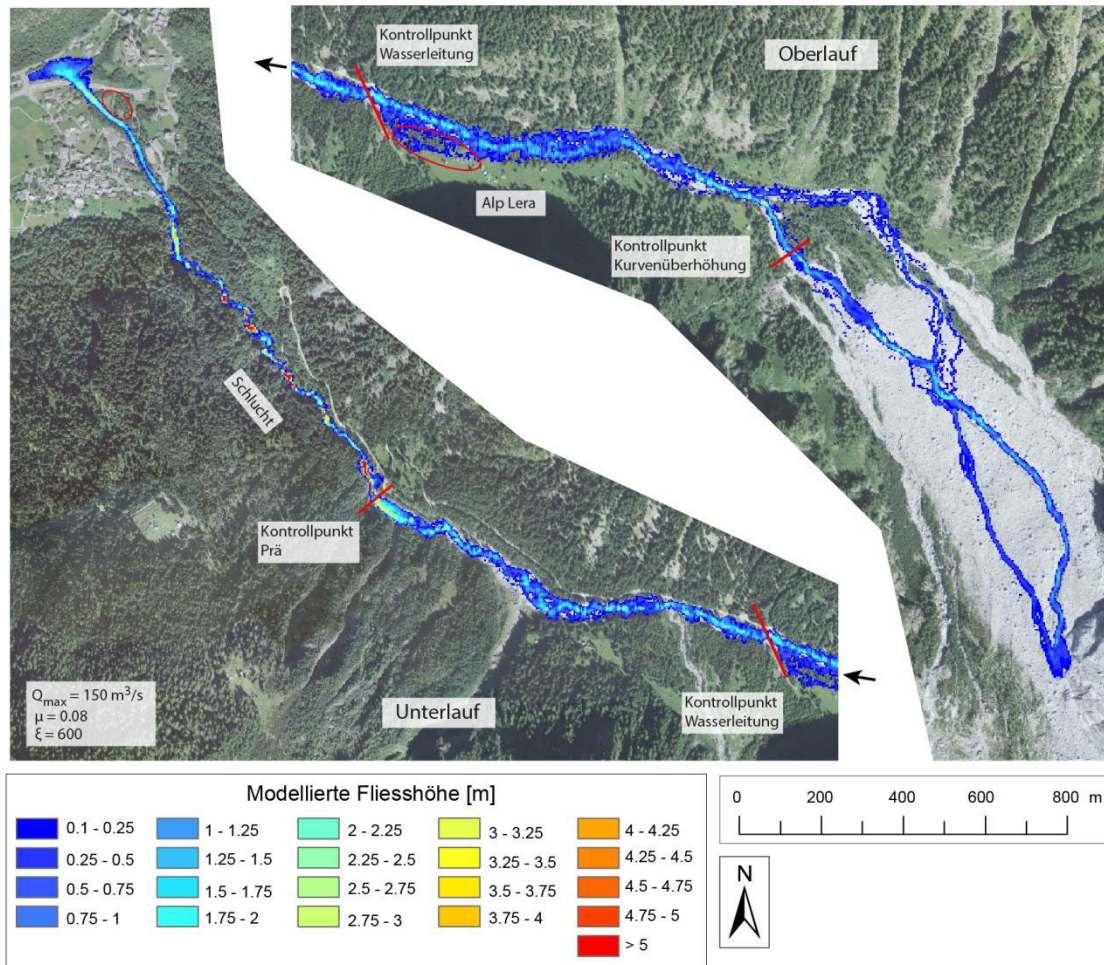


Abbildung 32: Best-Fit Modelldurchlauf ohne Erosion. Modellierte maximale Fließhöhe. Modellauflösung: 4m. Quelle Orthofoto: swisstopo.

In Abbildung 32 ist die modellierte Fließhöhe für einen Modelldurchlauf mit vergleichsweise guten Kalibrierungswerten dargestellt. In dieser Modellierung sind einige charakteristische Punkte exemplarisch sichtbar, welche sich über die meisten Modelldurchläufe wiederholten und die deshalb an dieser Stelle bereits diskutiert werden:

- Aufteilung in zwei Gerinne auf der Felssturzablagung: Beide Gerinne sind im Feld vorhanden, jedoch ist nicht klar, ob auch beide gleichzeitig aktiv sind während einem Murgangschub, oder ob unterschiedliche Schübe unterschiedlichen Gerinnen folgen. Eine Beobachtung, welche letztere These unterstützt ist, dass das Hauptgerinne mit seinen Levées das orographisch rechts wegfließende Gerinne abschneidet.
- Deutliche Überflutung des Waldabschnittes zwischen dem Gerinne und der Alp Lera kurz vor dem Kontrollpunkt Wasserleitung (rot markiert in Abbildung 32): Dieser Abschnitt wurde während den Ereignissen sicher nicht überflutet, da der Wald noch intakt ist. Die Ungenauigkeit im Modell ist vermutlich auf Unsicherheiten im Höhenmodell aus dem Jahre 2003 zurückzuführen.

- Höhere Fliesshöhe im Bereich vor dem Kontrollpunkt Prä: Diese Fliesshöhe ist vermutlich auf die Geländeverflachung direkt vor der Staustufe zurückzuführen und erscheint realistisch.
- Lokal grosse Fliesshöhen in der Schlucht: Der Schluchtabschnitt ist geprägt von lokal auftretenden grossen Unterschieden in Fliesshöhe und Geschwindigkeit. Dies erscheint aufgrund der Schluchtgeometrie realistisch. Was bezüglich der Genauigkeit jedoch berücksichtigt werden muss ist der teilweise sehr schmale Fliessweg von nur 2 – 3 Pixel (sowohl bei 2 m, als auch bei 4 m Auflösung), was die numerische Instabilität und damit die Unsicherheiten im Modell erhöht. Mit höherer Auflösung werden die lokalen Unebenheiten grösser, was den Durchfluss in der Schlucht eher erschwert, weshalb der Modelldurchlauf mit 2 m Auflösung keine Verbesserungen brachte.
- Kein seitlicher Ausbruch auf der rechten Seite des Kegels (rot markiert in Abbildung 32): Es war mit keinem Modelldurchlauf möglich, die beobachteten seitlichen Ausbrüche im Bereich des ehemaligen Campingplatz-Areals auf der rechten Seite des Kegels nachzubilden. Dies kann drei Gründe haben: Einerseits kann es an der Aktualität und damit an der Genauigkeit des Höhenmodelles liegen. Weiter könnten kumulierte Unsicherheiten in der Modellierung des ganzen Gerinneverlaufs verantwortlich sein, welche auf dem Kegel schliesslich unrealistische Parameter und damit ein unrealistisches Fliessverhalten zur Folge haben. Als dritte Variante könnte die Überflutung nicht durch einen einzelnen Schub ausgelöst worden sein, sondern durch einen in diesem flachen Bereich gestoppten Murschub und die damit verbundene Sohlenerhöhung, welche einem nachfolgenden Schub das Ausufern ermöglichte.

Die Unterschiede, welche bei der Variation von Q_{\max} des Inputhydrographen entstehen, sind in Abbildung 33 sichtbar. Sie sind vor allem im obersten Gerinneabschnitt bis zu Plan Marneer augenfällig: Sowohl die Fliessgeschwindigkeit als auch die laterale Ausbreitung sind mit höherem Q_{\max} deutlich höher. Weiter gerinneabwärts sind die Unterschiede zwischen den Modelldurchläufen weniger gross und die Durchläufe mit hohem Q_{\max} haben die Kalibrierungsparameter meist besser eingehalten. Hier zeigt sich eine Schwierigkeit der Kalibrierung ohne Erosionsmodell: Um im unteren Streckenabschnitt realistische Werte zu erhalten, müssen die Inputparameter so gesetzt werden, dass die Werte im Gerinneeoberlauf überschätzt werden. Dabei kommen aufgrund der Unsicherheiten und Vereinfachungen im Modell auch Parameter zur Anwendung, welche mit der Physik in Realität nicht vereinbar wären.

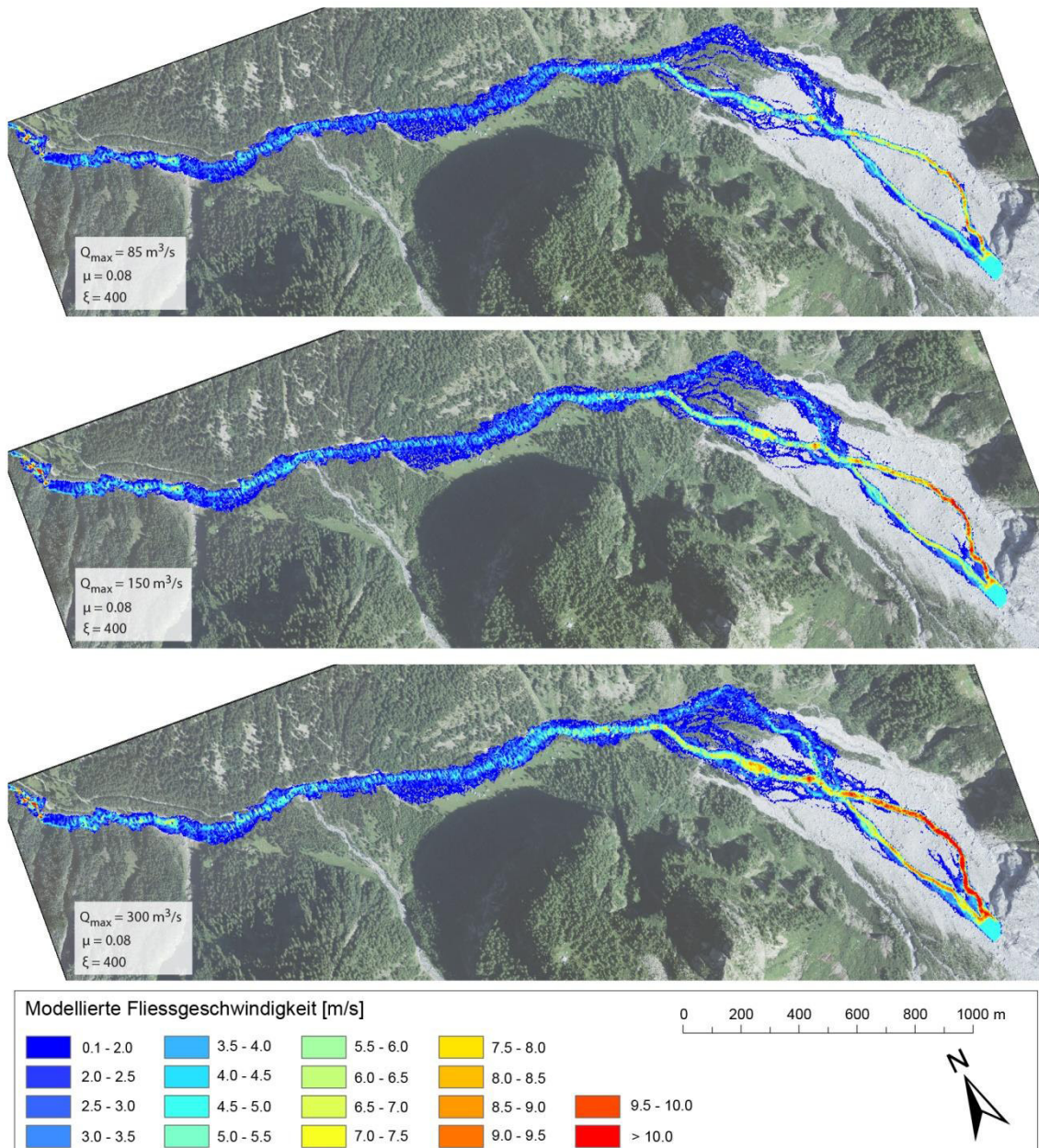


Abbildung 33: Vergleich der modellierten Fließgeschwindigkeit mit verschiedenen Q_{\max} des Inputhydrographen. Quelle Orthofoto: swisstopo.

Die Variation der Modelldurchläufe mit unterschiedlichem Inputvolumen ist in Anhang 1 aufgelistet. Abbildung 34 zeigt die Fließhöhe in den beiden Querprofilen Prä und Wasserleitung. Dabei fällt auf, dass bei Volumina über $40'000 \text{ m}^3$ ein Sprung sowohl in der Fließhöhe als auch in der lateralen Ausbreitung auftritt.

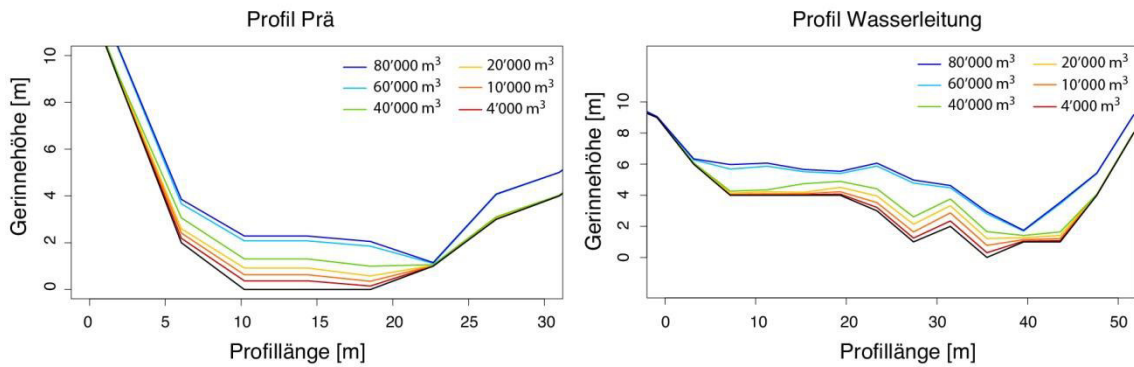


Abbildung 34: Modellierter Fließhöhe im Querprofil an den Kontrollpunkten Prä und Wasserleitung, in Abhängigkeit des Inputvolumens. 0 = orographisch links. Modelldurchläufe ohne Erosionsmodell.

5.10.2 Kalibrierungsparameter mit Erosionsmodell

Tabelle 17 zeigt eine Auswahl der Ergebnisse der Modellkalibrierung mit Erosionsmodell. Der komplette Datensatz befindet sich in Anhang 2. Die erodierbare Fläche wurde auf den Abschnitt zwischen dem Anrissgebiet und der Wasserfassung in Prä beschränkt, da im Schluchtbereich mit mehrheitlich anstehendem Fels kaum mehr Erosion zu erwarten ist. Trotzdem lag das total erodierte Volumen bei jedem Modelldurchlauf um ein Mehrfaches über dem Initialvolumen, was das hohe Erosionspotential im Val Bondasca unterstreicht.

Tabelle 17: Auswahl der Best-Fit Kalibrierungen für die Modellierungen mit Erosionsmodell. Erosionspolygon vom Anriss bis zur Station Prä. Relevanz der Parameter von links nach rechts abnehmend. Für alle Durchläufe gültige Parameter: Inputvol. = 10'000 m³; Auflösung = 4 m. Dunkelrot markiert: Werte deutlich ausserhalb der Kalibrierungsbandbreite. Hellrot markiert: Werte mit max. 25% Abweichung zur Kalibrierungsbandbreite. Grün markiert: Werte innerhalb der Kalibrierungsbandbreite (siehe Tabelle 15).

μ	ξ	Q_{\max} Input-hydrograph [l/s]	Max. Erosionstiefe Profil 3 [m]	Max. Erosionstiefe Profil 5 [m]	Max. Erosionstiefe Profil 6 [m]	Vol. Erodierter [m ³]	Q_{\max} WL [m ³ /s]	Q_{\max} Prä [m ³ /s]	V_{\max} Kurve [m/s]	h WL [m]	A WL [m ²]	h Prä [m]	A Prä [m ²]	Laufzeit Anriss - Prä [min]
0.10	200	85	0.69	0.96	0.75	68'633	353	234	7.6	3.1	107	2.1	39	19
0.08	200	150	0.87	1.05	0.73	81'614	602	191	8.1	3.7	134	2.6	50	15
0.08	400	150	0.82	0.80	0.58	50'659	504	252	9.2	3.1	103	2.1	38	14

Es zeigte sich, dass vor allem die Kalibrierungsparameter am Kontrollpunkt Wasserleitung mit Erosionsmodell recht gut abgebildet werden können, auch wenn sie mehrheitlich immer noch knapp unter dem Minimalwert der Best-Fit Bandbreite liegen. Auch die Parameter am Kontrollpunkt Prä sind deutlich besser abgebildet als ohne Erosionsmodell, während die Fließgeschwindigkeit im oberen Gerinneabschnitt mit Erosionsmodell mehrheitlich überschätzt wird. Die Laufzeit zwischen dem Anrissgebiet und dem Kon-

trollpunkt Prä beträgt mit Erosionsmodell mehrheitlich unter 20 min, was bei ähnlichen Reibungsparametern deutlich schneller ist als ohne Erosionsmodell.

Das gesamthaft erodierte Volumen reagiert stark auf Veränderungen von ξ , während eine Veränderung des Inputparameters μ weniger stark ins Gewicht fällt. Dabei gilt es allerdings zu berücksichtigen, dass hier der Wert für μ nur geringfügig verändert wurde. Das Modellverhalten bei einer grösseren Bandbreite für μ wird im nächsten Abschnitt diskutiert. Der Wert $\xi = 200$ kann aufgrund der grossen auftretenden Volumen von bis gegen $100'000 \text{ m}^3$ in nur einem Schub als eher unpassend eingestuft werden. Die Best-Fit Werte bewegen sich im Bereich von $\xi = 400 - 600$.

Ein Blick auf die Modelldurchläufe mit variablem Inputvolumen (siehe Tabelle in Anhang 2) zeigt, dass der Parameter des Inputvolumens in der hier untersuchten Grössenordnung einen sehr geringen Einfluss auf das totale erodierte Volumen hat. Deshalb haben die Modelldurchläufe mit einem Inputvolumen von $10'000 \text{ m}^3$ auch für Volumen im Bereich von $2'500 - 20'000 \text{ m}^3$ Gültigkeit. Das angegebene Inputvolumen hat bis zu einer Grösse von ca. $5'000 \text{ m}^3$ auch nur einen sehr limitierten Einfluss auf die restlichen Kalibrierungsparameter.

5.10.3 Kalibrierung der Erosionstiefe auf der Felssturza blagerung

Das gesamte Volumen an erodiertem Material hängt in RAMMS stark von der basalen Reibung μ ab, welche wiederum in Zusammenhang steht mit der vorliegenden Gerinneneigung. Die Erosion findet den Beobachtungen zufolge hauptsächlich im oberen, steilen Gerinneabschnitt im Bereich der frischen Felssturza blagerung statt, weshalb für den Erosionsparameter nur bedingt auf die für das gesamte Gerinne gültigen Reibungsparameter der vorhergehenden Kapitel zurückgegriffen werden kann. Aus diesem Grund wurde für die Erosionstiefe auf der Felssturza blagerung eine separate Kalibrierung mit höheren Werten für μ durchgeführt (Tabelle 18 und Anhang 2). Dabei wurde die Erosion auf die Ausdehnung der Felssturza blagerung beschränkt und das Modell unterhalb der Staustufe Prä gestoppt, da mit diesen Parametern eine realistische Simulation des Fliessverhaltens sowohl im flachen Abschnitt zwischen Lera und Prä als auch im Schluchtabschnitt nicht möglich war.

Die Kalibrierung der Erosionstiefe war aufgrund der Datenverfügbarkeit (Höhenmodell vor und nach dem Ereignis) nur für die Ereignisse im Juli möglich. Die so erreichten Kalibrierungsparameter liegen vermutlich aber auch für das Ereignis im August in einer ähnlichen Grössenordnung. Das zeitlich nahe Aufeinanderfolgen der beiden Ereignisse hat zur Folge, dass sich weder die Morphologie des Anrissgebietes noch die Gerinnemorphologie entscheidend hätten verändert werden können und damit auch im August die selben morphologischen Bedingungen gegeben waren.

Dabei zeigt sich, dass sowohl die Erosionstiefe auf dem Gerinne als auch das gesamte auf der Felssturza blagerung erodierte Volumen mit höherer basaler Reibung μ und tieferer innerer Turbulenz ξ deutlich zunimmt und dadurch die tatsächliche Grössenordnung der

Erosion im obersten Gerinneabschnitt besser modelliert werden kann (Abbildung 35). Die Kalibrierungsparameter weiter unten im Gerinne andererseits zeigen bei den angesprochenen Veränderungen eine deutlich weniger gute Übereinstimmung mit der Kalibrierungsbandbreite. Bei Werten von μ über 0.16 erreichen die Murgänge die Staustufe Prä nicht mehr, trotz einem beträchtlichen mobilisierten Gesamtvolumen von über 30'000 m³. Bei Werten von μ über 0.24 verlassen die modellierten Murgänge am Ende der Felssturzablagerung das Gerinne und ergiessen sich über die ganze Talbreite.

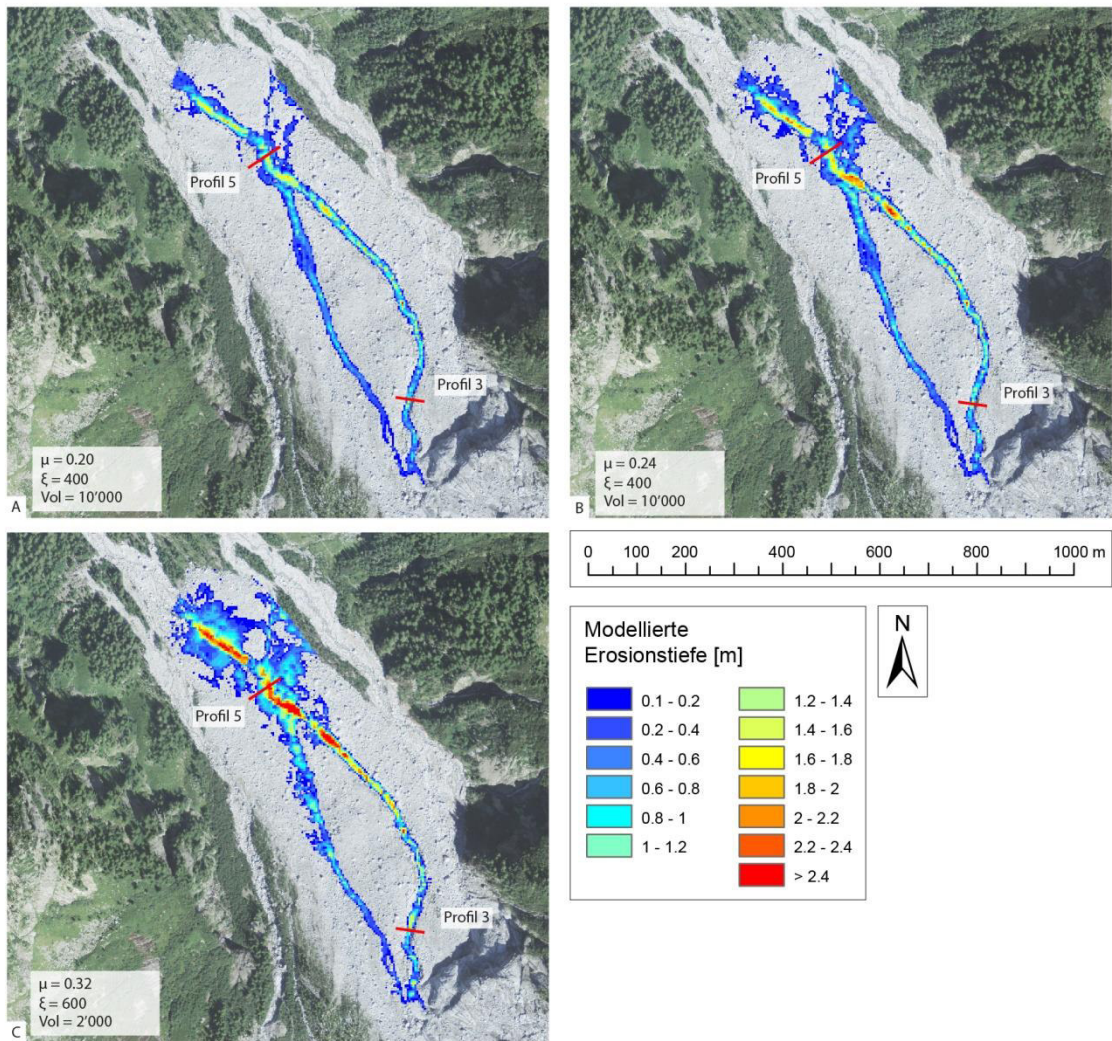


Abbildung 35: Vergleich verschiedener Best-Fit Modelldurchläufe für die Erosion auf der Felssturzablagerung. Quelle Orthofoto: swisstopo.

Tabelle 18: Auswahl an Best-Fit Kalibrierungen für die Modellierungen mit Erosionsmodell. Erosionspolygon nur auf der Felssturzablagerung. Relevanz der Parameter von links nach rechts abnehmend. Für alle Durchläufe gültige Parameter: Q_{\max} Inputhydrograph = $85 \text{ m}^3/\text{s}$; Auflösung = 4 m. Dunkelrot markiert: Werte deutlich ausserhalb der Kalibrierungsbandbreite. Hellrot markiert: Werte mit max. 25% Abweichung zur Kalibrierungsbandbreite. Grün markiert: Werte innerhalb der Kalibrierungsbandbreite (siehe Tabelle 15).

μ	ξ	Vol. Input-hydrograph [m^3/s]	Erosionstiefe Profil 3 [m]	Erosionstiefe Profil 5 [m]	Erodiertes Volumen [m^3]	Q_{\max} WL [m^3/s]	V_{\max} Kurve [m/s]	h WL [m]	A WL [m^2]	Nr. in Abb. 35
0.20	400	10'000	0.91	1.02	25'754	173	6	1.5	52	A
0.24	400	10'000	1.25	1.46	34'269	n.a.	5.8	n.a.	n.a.	B
0.32	600	2'000	1.55	1.90	51'311	n.a.	6.3	n.a.	n.a.	C

5.10.4 Modelldurchlauf mit variablen Werten für μ und ξ

Aus den vorhergehenden Kapiteln ist ersichtlich, dass das gleichzeitige Einhalten der Best-fit-Bandbreite für die Erosion im Gerinneoberlauf wie auch für die Fließparameter im Gerinneunterlauf schwierig ist mit für den ganzen Gerinneverlauf gültigen Reibungsparametern. Deshalb wurde abschliessend mit einem Modelldurchlauf mit variablen Werten für μ und ξ versucht, beide Kalibrierungsparameter in einem Modelldurchlauf gut abbilden zu können. Die dabei gewählten Parameter und deren Ausdehnung sind in (Abbildung 36) zu sehen. Die Auflistung der erzielten Kalibrierungsparameter folgt in Tabelle 20 (S. 89), wo auch ein Vergleich zu den Best-Fit Durchläufen mit einheitlichen Reibungsparametern vorgenommen wird.



Abbildung 36: Verteilung von μ und ξ für den Modelldurchlauf mit variablen Reibungskoeffizienten. Quelle Orthofoto: swisstopo.

6 Diskussion

6.1 Repräsentativität der Niederschlagsdaten

Aufgrund der Korrelationsanalyse der Meteodaten können folgende Aussagen gemacht werden:

- Von den Stationen mit langer Zeitreihe ist die Station Soglio repräsentativer für den Standort Bondasca als die Station Vicosoprano. Dies vermutlich aufgrund der Distanz und aufgrund der hauptsächlichen Wetterrichtung im Tal.
- Bei den ewz-Stationen mit Intensitäts-Daten kann keine eindeutige Aussage gemacht werden. Aufgrund der Steigung der Korrelationskurve, des r-Wertes der Korrelation und des p-Wertes beim Signifikanztest scheint die Station Castasegna aber trotz des grossen Höhenunterschiedes zum Anrissgebiet etwas repräsentativer als die übrigen Stationen.

Ein Vergleich der Niederschlagswerte mit den Daten von Tognacca (2013a) zeigt, dass die Grössenordnung der Werte recht gut übereinstimmt (Abbildung 37). Ein kritischer Punkt ist jedoch die Datenlücke für die Ereignisse im Juli, wo wegen fehlenden Niederschlagswerten der ewz-Stationen keine (05. Juli) oder nur wenig (14. Juli) Informationen verwertbar waren.

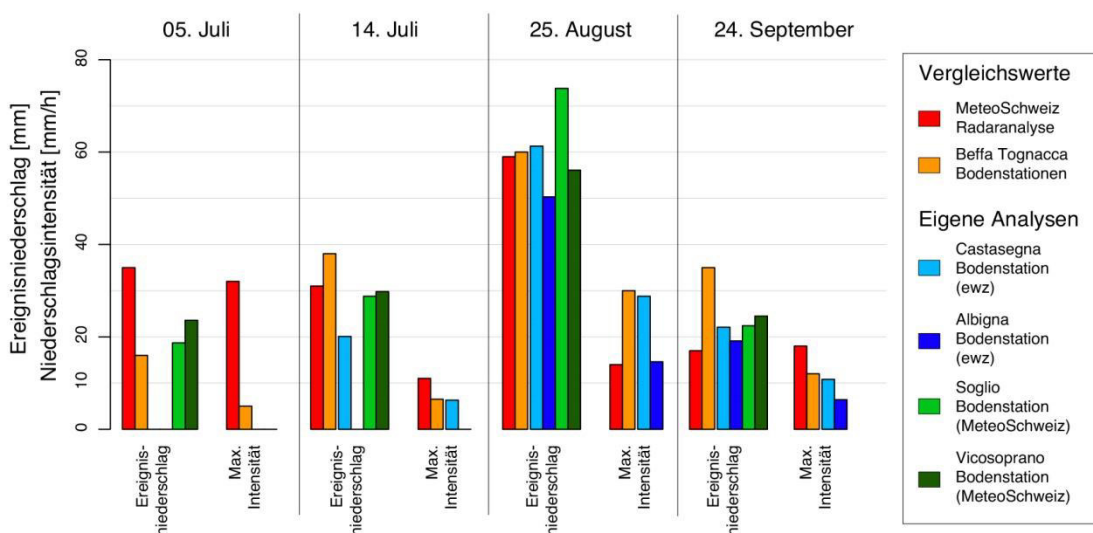


Abbildung 37: Vergleich der Niederschlagswerte mit Literaturwerten aus Tognacca (2013a). Stationen ewz und Analyse Beffa Tognacca: Ereignisniederschlag. Radar MeteoSchweiz: Niederschlag 48h. Bodenstationen MeteoSchweiz: Niederschlag 24h.

Die fehlenden Daten für einige Murgangereignisse sind ein Indiz für die Unsicherheiten, welche im Zusammenhang mit der geographischen Lage der Meteostationen auftreten: Erstens die höhenabhängigen Unsicherheiten und zweitens die Distanz zum Anrissgebiet.

6.1.1 Unsicherheiten in den Niederschlagsdaten

Die höhenabhängigen Unsicherheiten beruhen auf der grossen Streuung der Höhenlagen der zu vergleichenden Meteostationen von 750 bis 2160 m ü. M. Spreafico & Weingartner (2005) geben eine Zunahme des Jahresniederschlags von 80 mm / 100 Höhenmeter an für die Schweiz, wobei die Abhängigkeit auf der Alpensüdseite geringer sei und in Lagen über 1'500 m ü. M. kein eindeutiger Trend mehr festzustellen sei. Das bedeutet, dass die tatsächlich notwendige Höhenkorrektur für die Messdaten aus dem Bergell nicht beziffert werden kann, die entstehenden Unsicherheiten jedoch in die Interpretation der Resultate mit einfließen müssen.

Die Distanz der Meteostation zum Anrissgebiet ist eine entscheidende Grösse, da die für die Murgangauslösung wichtigen intensiven Starkniederschläge in Form von Gewitterzellen sehr lokal auftreten können. Ein mögliches Indiz für die Lokalität der Niederschläge ist, dass für die Juli-Ereignisse an einer bzw. beiden berücksichtigten ewz-Stationen kein Niederschlag aufgezeichnet wurde. Die Distanz der Meteostationen zum Anrissgebiet im Val Bondasca (4.2 km für die Station Albigna und 7.0 km für die Station Castasegna) liegt dabei verglichen mit anderen Europäischen Studien (z.B. Wasowski, 1998; Stricker, 2010; Schneuwly-Bollschweiler & Stoffel, 2012; Garcia-Ruiz et al., 2013) in einem durchschnittlichen Rahmen. Was im Val Bondasca bis 2013 und damit auch für die Ereignisse im Jahre 2012 fehlte, ist eine Regenmessstation direkt im Einzugsgebiet, wie sie bei einigen anderen Studien (z.B. Marchi et al., 2002; Bacchini & Zannoni, 2003; Bennett et al., 2013; Comiti et al., 2014) vorhanden war.

Beide diskutierten Unsicherheiten in den Niederschlagsdaten führen dazu, dass die berechneten Daten für die Ereignisse 2012 tendenziell unterschätzt werden und die lokalen Punktniederschläge im Anrissgebiet um einiges höher liegen könnten. Ein Indiz dafür lieferte die Korrelationsanalyse, die zeigte, dass die Niederschlagswerte für die neu errichtete Station im Einzugsgebiet signifikant höher liegen als die Niederschlagswerte der umliegenden Stationen. Mit der vorhandenen Datengrundlage und der kurzen Messreihe der neuen Niederschlagsmessstation ist es jedoch nicht möglich, eine präzise Quantifizierung der Abweichung durchzuführen.

6.2 I-D-Schwellenwert und Vorfeuchte

6.2.1 Einordnung des I-D-Schwellenwertes

Der für die Ereignisse im Val Bondasca ermittelte Intensität-Dauer-Schwellenwert liegt auf einem mit Studien in weiteren Schweizer Untersuchungsgebieten vergleichbaren Niveau (Abbildung 38). Die Schwellenwerte von Zimmermann et al. (1997) für die ganze Schweiz, inneralpine Gebiete und randalpine Gebiete liegen leicht höher, während die Studien im

Illgraben (McArdell & Badoux, 2007; pers. Mitteilung B. McArdell, WSL) Schwellenwerte leicht unter dem Niveau des Val Bondasca ermittelten. Praktisch identisch mit dem in dieser Arbeit ermittelten Schwellenwert ist der Wert von Stricker (2010) für den Torrente Riascio im Valle Blenio, TI.

Der I-D-Schwellenwert für das Val Bondasca ist aufgrund der sehr kleinen Stichprobenmenge nicht statistisch abgesichert. McArdell et al. haben in einer noch nicht publizierten Untersuchung beispielsweise einen unteren Grenzwert von 10 Ereignissen für einen verlässlichen Steigungsparameter des I-D-Schwellenwertes eruiert (pers. Mitteilung B. McArdell, WSL). Die gute Übereinstimmung mit den Literaturwerten zeigt jedoch, dass der für das Val Bondasca ermittelte Wert trotzdem in einem realistischen Bereich liegt.

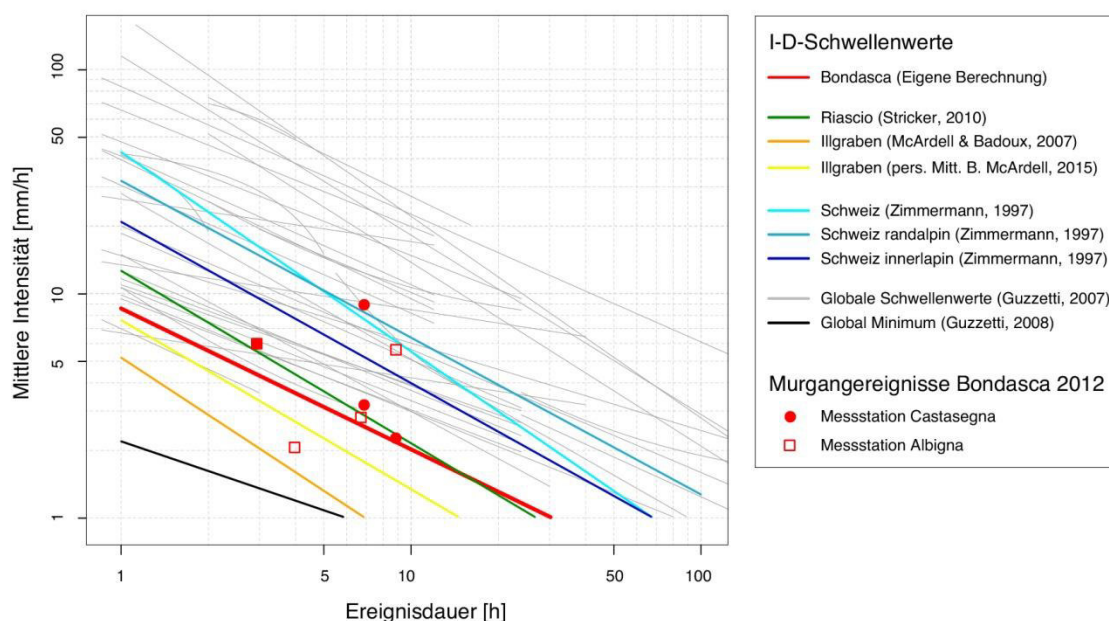


Abbildung 38: Vergleich des Intensität-Dauer Schwellenwertes für das Val Bondasca mit ausgewählten Schwellenwerten für Schweizer Untersuchungsgebiete und weiteren in globalen und regionalen Studien untersuchten Schwellenwerten.

Einen weiteren Anhaltspunkt über die Verlässlichkeit bietet die Analyse der Anzahl Non-Events über dem Schwellenwert (*false positives* nach Guzzetti et al. (2007)) und die Anzahl Ereignisse unter dem Schwellenwert (*false negatives*): Da der Schwellenwert als untere Umhüllende der Niederschlagsdaten der Station Castasegna gesetzt wurde, ist die Anzahl *false negatives* mit nur einem Ereignis (aufgezeichnet an der Station Albigna) erwartungsgemäss tief. Die Anzahl *false positives* liegt mit total 123 Ereignissen aus beiden Messstationen für die Periode 2006 – 2014 in der Grössenordnung anderer Studien (z.B. Stricker, 2010; Marchi et al., 2002). Die Ereignisse mit Schnee-Einfluss wurden dabei nicht berücksichtigt.

Ein Blick auf die zeitliche Komponente zeigt ein differenzierteres Bild: Während dem Sommer 2012 stehen an den beiden Meteostationen Castasegna und Albigna insgesamt 7 richtig datierte Ereignisse 10 *false positive* Ereignissen (Non-Events über dem Schwellenwert) und einem *false negative* Ereignis (Murgang-Ereignis unter dem Schwellenwert) gegenüber. In den 6 Jahren vor dem Felssturz liegt die Anzahl *false positive* Ereignisse bei 83 und in den Jahren 2013-2014 bei 30. Dies ist ein Indiz für die zeitliche Variabilität des I-D-Schwellenwertes in Abhängigkeit der variablen Disposition und stützt damit die Theorie des plötzlichen Sedimentinputs. Demzufolge lag im Sommer 2012 wegen der günstigen variablen Disposition nach dem Felssturz der I-D Schwellenwert um ca. einen Faktor 4 tiefer als in den Jahren davor und danach, abgeschätzt anhand der *false positive* Ereignissen.

6.2.2 Einordnung der Vorfeuchtwerte

Bei den Werten der Vorfeuchte für die einzelnen Ereignisse ist es nicht möglich, einen Schwellenwert zu definieren: Während im Sommer 2012 praktisch jedes Ereignis mit grösseren Vorfeuchtwerten zu einem Murgang führte, sind in den Jahren zuvor und danach einige Niederschlagsereignisse mit grossen Vorfeuchtwerten aufgetreten, ohne Murgänge auszulösen. Die Aufschlüsselung der Werte nach Ereignis (Abbildung 39) lässt dabei weitere Schlüsse zu: Das einzige Ereignis mit Vorfeuchtwerten über dem Durchschnitt der Messperiode von 8 Jahren ist der Murgang vom 25. August. Dies ist auch das einzige Murgangereignis, welches das Dorf Bondo erreichte. Die anderen Ereignisse weisen durchschnittliche (14. Juli) oder unterdurchschnittliche (05. Juli und 24. Sept.) Vorfeuchtwerte auf. Die Erkenntnis, dass im Sommer 2012 einige Murgänge trotz unterdurchschnittlichen Vorfeuchtwerten ausgelöst wurden, legt wiederum den Schluss auf die Sedimentverfügbarkeit als wichtigen Auslösefaktor nahe. Eine ähnliche Beobachtung machten auch von Tobler et al. (2014) im Spreitgraben: Die für Murgangereignisse notwendige Vorfeuchte während einer Periode von 14 Tagen sank dort aufgrund der grösseren Sedimentverfügbarkeit von 100 mm vor 2009 auf rund 30 – 50 mm in der Periode nach 2009 (Tobler et al., 2014). Ein vergleichbares Szenario mit einem massiv tieferen Vorfeuchte-Schwellenwert für die Zeit unmittelbar nach dem Sedimentinput ist auch für das Val Bondasca wahrscheinlich.

Zu berücksichtigen sind jedoch auch die hier nicht eingerechneten möglicherweise hohen Wassereinträge aus der Schneeschmelze, welche die Bodenfeuchte der beiden Juli-Ereignisse entscheidend beeinflusst haben könnten.

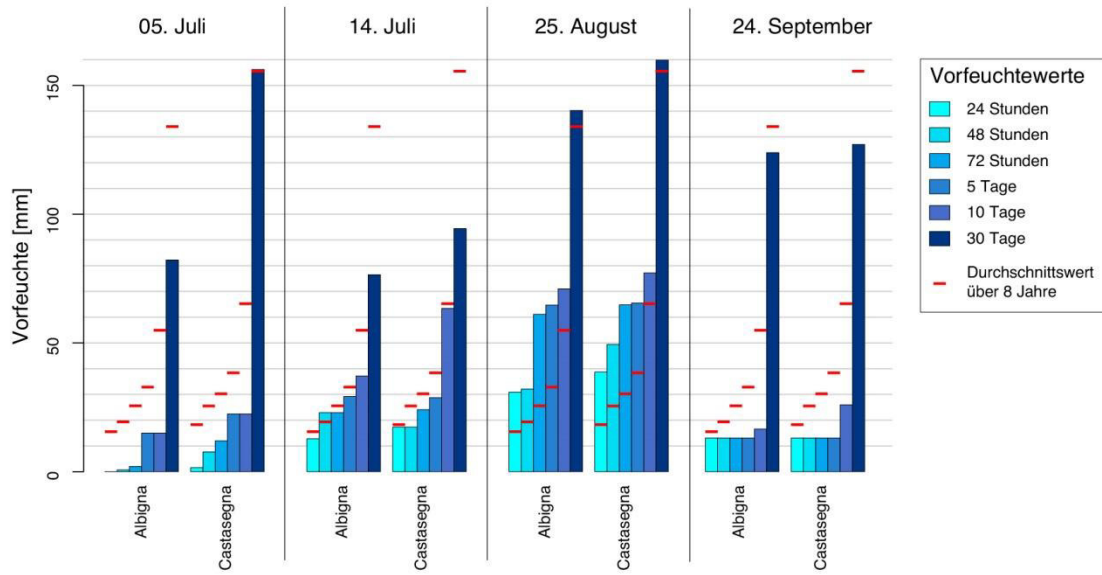


Abbildung 39: Zeitliche Evolution der Vorfeuchtwerte für die Stationen Albigna und Castasegna und Vergleich mit den Durchschnittswerten der jeweiligen Station.

6.3 Ablauf der Murgangereignisse 2012

Anhand von Tabelle 19 kann der Einfluss von verschiedenen Faktoren auf die einzelnen Ereignisse rekonstruiert werden. Obwohl alle Ereignisse einen klaren Zusammenhang mit der frischen Felssturzablagerung im oberen Val Bondasca haben, ist die Kombination von Grunddisposition, variabler Disposition und Auslösefaktor jeweils unterschiedlich und daher individuell zu betrachten.

Tabelle 19: Faktoren der variablen Disposition, welche zum Auslösen der Murgangereignisse 2012 beigetragen haben. Qualitative Einschätzung. Grün: Murgangfördernd. Rot: Keine Murgangförderung erkennbar.

	5. Juli 12	14. Juli 12	25. Aug 12	24. Sept 12
Schnee	Starke Schneeschmelze im Anrissgebiet wahrscheinlich	Anrissgebiet wahrscheinlich weitgehend ausgeapert, Schneeschmelze in höheren Lagen	Nicht vorhanden	Nicht vorhanden
Vorfeuchte	Unterdurchschnittliche Werte für beide Stationen	Werte beider Stationen liegen im langjährigen Durchschnitt	Deutlich überdurchschnittliche Werte v.a. im Bereich der 1d- bis 5d-Werte	V.a. die 2d- bis 10d-Werte sind deutlich unterdurchschnittlich. 30d-Werte nur knapp unter dem Durchschnitt
Niederschlag	Nur schwache Intensität	13 Tage leichter Niederschlag vorangehend. Allgemein tiefe Intensität	Eher hohe Intensität	Bei Auslösung nur schwache Intensität an den Meteorstationen. Am Folgetag intensiver
Allgemeine Wetterlage	Heftige Gewitter während einem Kaltfrontdurchzug	Kaltfrontdurchzug, starker Südwestwind mit heftigen Gewittern in Südschweiz	Instabile, konvektive Lage, heftige Gewitter im Nordtessin und Südbünden	Südstaulage. Sehr aktive Kaltfront am Morgen des 24. Sept., kombiniert mit Konvektion im Tessin
Felssturzablagerung	Frisch	Frisch, wenig Ausstrag	Ziemlich frisch, Feinanteil noch nicht ausgewaschen	Ziemlich frisch, Feinanteil noch nicht ausgewaschen
Vorhandene Korngrößen	Viel Feinmaterial aus der Felssturzablagerung vorhanden	Viel Feinmaterial aus der Felssturzablagerung vorhanden	Viel Feinmaterial aus der Felssturzablagerung vorhanden. Zusätzlich Feinmaterial aus dem unterliegenden Boden aufgeschlossen	Neben dem in der Felssturzablagerung noch vorhandenen Feinmaterial nun auch Feinmaterial-Reservoir aus dem unterliegenden Boden mobilisierbar
Gerinnebildung	Kaum Gerinne vorhanden	Hauptgerinne wahrscheinlich bereits vorhanden	Hauptgerinne bereits deutlich ausgeformt	Hauptgerinne deutlich ausgeformt

Es zeigt sich, dass die variable Disposition aller betrachteten Parameter vor allem für die Ereignisse vom 14. Juli und vom 25. August murgangfördernd war. Für die Ereignisse vom Juli waren vermutlich die Schneeschmelze und damit der Wassereintrag in die noch frische Felssturزابlagerung die treibende Kraft. Die grossen Wassermengen, welche durch die schnelle Schneeschmelze in den dem Ereignis vorhergehenden Wochen frei wurden, konnten möglicherweise vom noch frischen Felssturzmateriale lange aufgenommen werden und führten somit zu einer sehr kritischen variablen Disposition.

Vergleichbare Standorte (vgl. Abbildung 15, S. 30 und Abbildung 25, S. 54) waren zwar bereits etwas früher ausgeapert, doch aufgrund der sehr schattigen Verhältnisse im nord-exponierten Talkessel des Einzugsgebietes ist davon auszugehen, dass die Schneeschmelze im hinteren Bondasca später auftritt als auf den Referenzstationen und damit vor allem beim ersten Murgangereignis vom 5. Juli eine entscheidende Wasserquelle gewesen sein könnte.

Die Situation im Anrissgebiet mit vielen schrägen Felsplatten, welche eine Art Trichter formen, begünstigt das Sammeln von grossen Wassermassen an einem Punkt zusätzlich (Abbildung 40). Dabei fällt auf, dass die primären Murgang-Anrisszonen jeweils direkt unter einem grossen Wassereintrag aus den Felsplatten liegen (z.B. Abbildung 40 A Markierung ganz rechts, oder Abbildung 40 C Bildmitte).

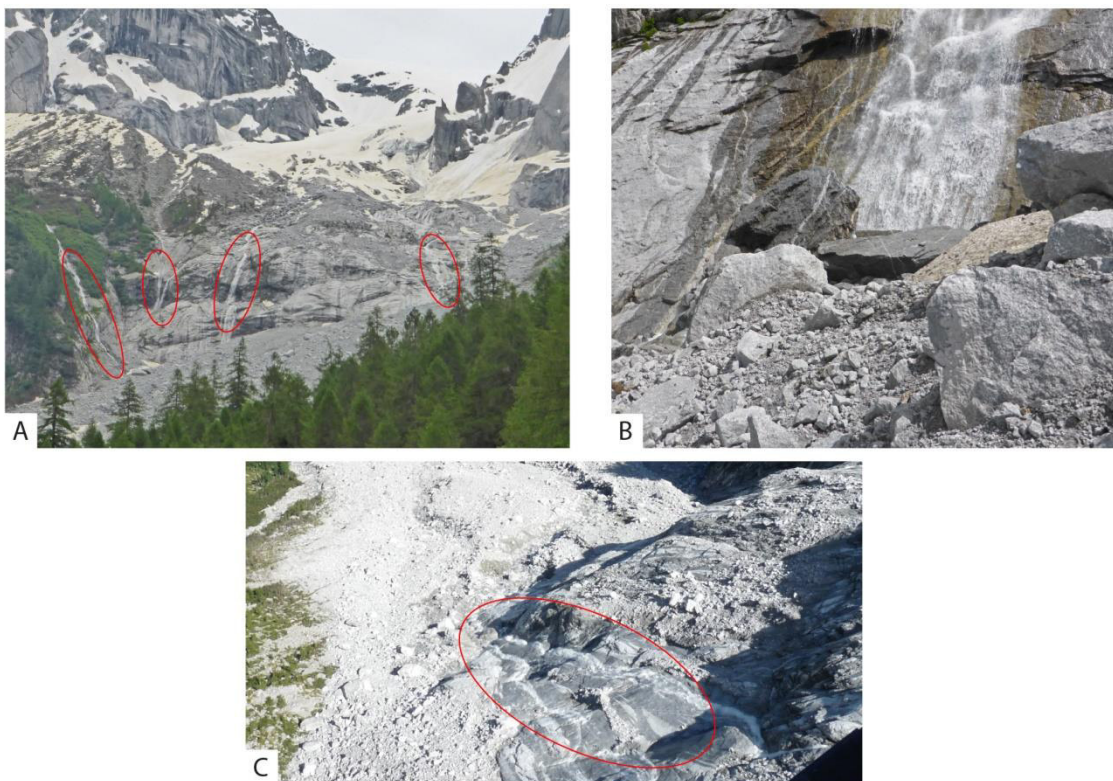


Abbildung 40: Wassereintrag über die Felsplatten oberhalb der Anrisszone von Murgängen. A: Situation Ende Juni 2014. B: Wassereintrag Anfang September 2014. C: Situation Sommer 2012. Quelle: A-B eigene Fotos. C: Archiv AWN GR.

Bei der Betrachtung der allgemeinen Wetterlage fällt auf, dass in drei von vier Fällen der Durchzug einer aktiven, gewitterhaften Kaltfront das auslösende Niederschlagsereignis begleitete. Das zeigt, dass das Val Bondasca eher auf kurze Niederschläge mit lokal hohen Intensitäten als auf lang anhaltende Regenperioden reagiert. Dies wiederum macht die Bestimmung von Schwellenwerten und die Vorhersage von Ereignissen umso schwieriger, da diese lokalen Ereignisse teilweise trotz gutem Netzwerk an Messstationen nicht aufgezeichnet werden können.

Die Geomorphologie im Anrissgebiet unterstützt die Auslösung bei kurzen, heftigen Gewittern zusätzlich: Über die Felsplatten mit einer grossen Fläche (Abbildung 40) kann in kurzer Zeit sehr viel Oberflächenabfluss generiert werden, welcher in einem Punkt zusammenläuft und damit lokal zu einer Verflüssigung des Lockermaterials und zur Auslösung eines Murganges führt.

Dieser Auslösemechanismus durch erhöhten Wassereintrag aus Felspartien wurde auch in anderen Untersuchungsgebieten beobachtet: Beispielsweise im Illgraben (McArdell et al., 2007) oder in den Dolomiten (Berti et al., 1999).

6.4 Gerinnemorphologie und Korngrösse

6.4.1 Muster von Ablagerung und Remobilisierung

Die Betrachtung der zeitlichen Evolution der Gerinnemorphologie zeigt, dass während den frühen Murgangereignissen vor allem im oberen bis mittleren Teil der Felssturzablagerung stark erodiert wurde, während die Erosionsraten weiter gerinneabwärts eher gering waren. Während den später auftretenden Ereignissen konnte ein umgekehrtes Phänomen beobachtet werden: Im oberen Teil liegt die Gerinnesohle 2014 teilweise wieder höher als 2012, während im unteren Teil und im Bereich direkt unterhalb der Felssturzablagerung die grössten Erosionsraten zu verzeichnen sind. Dadurch wird ein gewisser Umlagerungseffekt mit Mobilisierung, Ablagerung und Remobilisierung bereits im obersten Teil der Bondasca sichtbar. Ähnliche Prozessmuster fanden beispielsweise auch Bennett et al. (2014) für den Illgraben.

6.4.2 Plötzlich erhöhte der Erosionsrate

Ein weiteres zu diskutierendes Phänomen ist die plötzlich erhöhte Erosionsrate: Durch den Sedimentinput wurden Prozesse ausgelöst, welche innerhalb einer Sommersaison lokal deutlich mehr Material erodierten als durch den Felssturz eingetragen wurde (siehe Tabelle 12, S. 57). Durch die geomorphologischen Prozesse nach dem Sedimentinput fand also nicht nur eine Angleichung an den vorherigen Gleichgewichtszustand statt, sondern eine weitere Veränderung des Systems über den vorherigen Zustand hinaus. In der kurzen Beobachtungsperiode bis heute ist allerdings noch nicht ersichtlich, ob diese erste „Überreaktion“ nun wieder abgebaut wird (beispielsweise durch Auffüllen und Kollaps der übertieften Gerinne) oder ob sich dadurch eine neue, vorher nicht bekannte Dynamik

entwickelt. Letzterer Fall wäre auch von grosser Relevanz für die Beurteilung der Gefahrensituation auf den Alpen des Val Bondasca und im Dorf Bondo.

Ein Beispiel für eine längerfristige Überreaktion über mehrere Jahre sind beispielsweise die Prozesse im Spreitgraben bei Guttannen (Tobler et al., 2012) oder die beschleunigten Blockgletscher im Mattertal (Graf et al., 2013). Jedoch ist auch in diesen Fallbeispielen die Zeitperiode noch zu kurz, um Aussagen über einen allfälligen dauerhaften Systemwechsel machen zu können.

6.4.3 Unsicherheiten in der Gerinnemorphologie

Die Unsicherheiten bei den Berechnungen der Gerinnemorphologie rühren einerseits von den Unsicherheiten im digitalen Höhenmodell und andererseits von den Unsicherheiten der Feldvermessungen her. Die Unsicherheiten im digitalen Höhenmodell diskutiert Wechsler (2007) in einem Übersichtspaper. Zu erwähnen für die Anwendung für Gerinnequerschnitte sind dabei vor allem die Auflösung und die Aktualität des Höhenmodelles. Mit einer kleinen Auflösung werden aufgrund des Interpolationseffektes die tatsächliche Gerinnebreite sowie die tatsächliche Gerinnetiefe unterschätzt. Je feiner die Auflösung ist, desto kleiner ist diese Unterschätzung. Um die Unterschätzung quantifizieren zu können wäre jedoch eine genaue Vermessung eines Gerinnequerschnittes, beispielsweise mittels Laserscan, notwendig. Für die in dieser Studie verwendete Auflösung von 2m (vor dem Felssturz) resp. 1m (nach dem Felssturz) scheinen die Unsicherheiten qualitativ betrachtet jedoch vertretbar zu sein.

Die Aktualität des Höhenmodelles im für die Gerinnequerschnitte betrachteten Abschnitt ist vor allem für die Situation vor den Murgängen mit Unsicherheiten behaftet: Die zwischen der Aufnahme des Höhenmodelles 2003 und dem Felssturz Ende 2011 aufgetretenen Prozesse sind darin nicht abgebildet. Die Aktualität des Höhenmodelles nach dem Felssturz hingegen ist sehr gut und die damit verbundenen Unsicherheiten deshalb zu vernachlässigen: Das Höhenmodell wurde nur einige Tage nach den Murgangereignissen vom Juli 2012 erstellt.

Um einige Grössenordnungen höher als die Unsicherheiten im Höhenmodell sind die Unsicherheiten der Feldmessung einzuschätzen: Vor allem die Gerinnehöhe war nicht direkt messbar und musste mittels trigonometrischen Formeln aus dem Neigungswinkel und der Länge der Gerinneflanken berechnet werden. Diese Werte sind aufgrund von kleinräumlich grossen Schwankungen mit Fehlern behaftet, welche sich bei der trigonometrischen Verrechnung weiter fortpflanzen. Eine quantitative Abschätzung des Fehlers wäre jedoch auch hier nur mit dem hochpräzisen lasergestützten Vermessen eines Gerinnequerschnittes möglich.

6.4.4 Korngrössenverteilung

Die entnommenen Bodenproben lassen sich in zwei Kategorien einteilen: Material der Felssturزابlagerung (Proben A bis D) und Material von älterem, vom Felssturz verschüttetem und von den Murgängen wieder aufgeschlossenem Boden (Probe E).

Die Proben der Felssturزابlagerung zeichnen sich durch einen hohen Anteil an Sand und Kies aus. Vergleichbare Daten aus frischen Felssturزابlagerungen sind jedoch kaum zu finden. Shugar & Clague (2011) untersuchten Bergsturزابlagerungen auf Gletschern und kamen zu einem ähnlichen Resultat mit einem sehr hohen Kies- und Sandanteil. Ebenfalls als Vergleich hinzugezogen werden könnte die Studie von Dunning (2006), in welcher weltweit verschiedene rezente oder alte Berg- und Felssturزابlagerungen untersucht wurden, zu welcher aber keine quantitativ verwertbaren Resultate publiziert sind.

In der Literatur mehrfach untersucht wurde hingegen die Korngrößenverteilung in fließenden Murgängen (z.B. Li et al., 2013) oder Murgangablagerungen (z.B. Berti et al., 2000; Marchi et al., 2002; Stolz & Huggel, 2008; Coe et al., 2008). Alle gefundenen Analysen wiesen unabhängig voneinander ebenfalls einen sehr hohen Kies-Anteil auf, vor allem im oberen Bereich der Gerinne. Der Anteil an Silt und Ton lag bei allen Studien, ähnlich wie bei den Proben aus dem Gerinnebereich im Val Bondasca, unter 10%. Dies liegt an den vorherrschenden abflussdominierten Prozessen, mit denen Feinstpartikel ausgeschwemmt werden. Nahe den Ablagerungen im untersten Gerinneabschnitt wiesen einige Studien schliesslich einen deutlich höheren Anteil an Sand und teilweise auch an Silt und Ton aus (z.B. Berti et al., 2000).

Die Probe des älteren Materials weist einen deutlich höheren Silt-Anteil auf, was durch die bereits erlebte Bodenbildung dieses Standortes erklärt werden kann. Zudem waren im Bereich dieser Probe mehrfach Wurzeln und anderes organisches Material im Boden vorhanden, was auf Bodenbildung hindeutet (Abbildung 41).

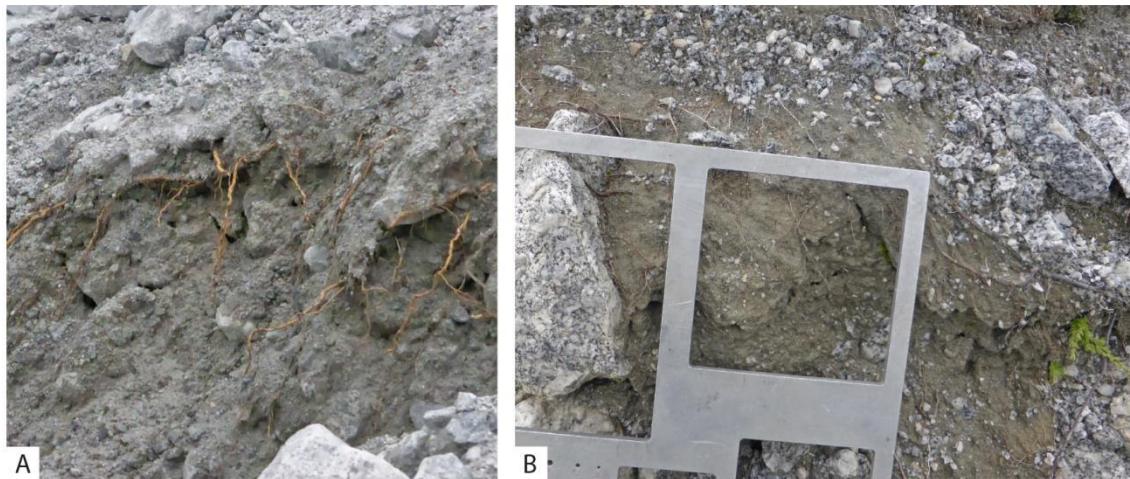


Abbildung 41: Feine und gröbere Wurzeln an den Gerinnesefflanken deuten auf die vorher vorhandene Vegetation und den Aufschluss von vorherigem Boden hin. Eigene Fotos.

Die analysierte Korngrößenverteilung zeigt auf, dass durch die starke Tiefenerosion bis deutlich unter das Niveau von vor dem Felssturz möglicherweise zusätzliche Depots an Feinmaterial erschlossen wurden. Da aufgrund des Felssturzes die Versiegelung dieses

Bodens wegfiel ist das Feinmaterial nun einfach mobilisierbar, was einer höheren variablen Disposition für zukünftige Murgangereignisse entspricht. Ähnliche Beobachtungen wurden beispielsweise auch mit der Erosion auf dem Murgangkegel des Spreitgrabens, BE gemacht: Nach einem initialen Aufreißen der Gerinnesohle durch das erste Ereignis war das Erosionspotential für die nachfolgenden Ereignisse viel höher (Tobler et al., 2014).

6.5 Geschwindigkeit und Volumen der Murgänge

6.5.1 Unsicherheiten der angewendeten Methoden

Bei der Diskussion der Geschwindigkeitsabschätzung ist es unerlässlich, die beiden angewendeten Methoden zu vergleichen: Die Methode nach Scheidl et al. (2014) schätzt die Frontgeschwindigkeit von Murgängen ab, ist jedoch gemäss den Autoren bisher erst für ein Untersuchungsgebiet mit tatsächlichen Felddaten angewendet worden. Die Parameter der Formel sind aus Laborversuchen abgeleitet, weshalb die Werte für die eigentliche Anwendung mit Felddaten noch zu wenig erforscht sind. Der Vergleich der Resultate mit der Methode nach Hungr et al. (1984) und mit Resultaten weiterer Autoren (siehe nachfolgendes Unterkapitel) lässt vermuten, dass die Frontgeschwindigkeiten nach Scheidl et al. (2014) eher unterschätzt werden.

Im Gegensatz zur Methode nach Scheidl et al. (2014) schätzt die Methode nach Hungr et al. (1984) die mittlere Geschwindigkeit eines Murgangs ab. Diese mittlere Geschwindigkeit liegt normalerweise deutlich unter der Frontgeschwindigkeit (Vgl. z.B. Marchi et al., 2002), weshalb die so berechneten Werte ebenfalls eher als zu tief angenommen werden können. Zudem ist die Kalibrierung des k -Wertes ein entscheidender Schritt, welcher die berechnete Geschwindigkeit stark beeinflusst. Hungr et al. (1984) geben die plausibelste Bandbreite der k -Werte mit 2 – 5 an.

6.5.2 Einordnen der Resultate

Die anhand der Kurvenüberhöhung berechneten Frontgeschwindigkeiten der Murgänge vom Juli und August 2012 liegen im unteren Bereich der von Rickenmann (1999) publizierten Spannweite für Murgänge in den Schweizer Alpen. Rickenmann beziffert die Spannweite auf 3.5 – 14 m/s bei Abflussspitzen zwischen 15 und 640 m³/s. Vor allem die Juli-Werte liegen am unteren Rand dieser Spannweite oder noch tiefer. Aufgrund des im Schweizweiten Vergleich relativ geringen Murgangvolumens von 90'000 m³, aufgeteilt auf zwei Ereignisse und mehrere Schübe, und aufgrund des nur durchschnittlichen Gerinnegefälles von 15 – 18° (Werte Schweiz nach Rickenmann 1999: 4° - 28°) ist auch eine eher unterdurchschnittliche Geschwindigkeit für das Juli-Ereignis zu erwarten.

Die Werte für das August-Ereignis liegen je nach angewendeter Methode unter oder leicht über dem Schweizer Durchschnitt. Dies ist eine durchaus realistische Grössenordnung, da sich auch die Abflusswerte des August-Ereignisses mit einigen 100 m³ eher im oberen Bereich der Schweizer Bandbreite befinden. Aufgrund dieser Abschätzungen erscheint

eine Frontgeschwindigkeit für den Event vom 25. August 2012 von rund 6 – 8 m/s am plausibelsten.

Ein Vergleich mit Geschwindigkeitswerten aus anderen Untersuchungen bietet sich an: Die mittels Monitoring-Station beobachtete Bandbreite der Frontgeschwindigkeit im Torrente Riascio liegt beispielsweise zwischen 1.0 und 4.4 m/s für eine Gerinneneigung von 11.4° (Stricker, 2010). Marchi et al. (2002) schätzen die Frontgeschwindigkeit im Torrente Moscardo, je nach Messmethode, auf zwischen 3-4 und 7-8 m/s. Die Frontgeschwindigkeit auf dem Kegel des Illgrabens wurde auf 4 - 6 m/s beziffert (Berger et al., 2012).

Dieser Literaturvergleich zeigt, dass die Grössenordnung der Abschätzungen im Val Bondasca übereinstimmt mit weiteren Untersuchungen im Alpenraum. Deshalb kann der Wert von 6 - 8 m/s trotz der nicht quantifizierbaren Methodenunsicherheiten als realistisch eingestuft werden.

6.5.3 Volumenabschätzung der Murgänge

Bei einem totalen exportierten Volumen von ca. 90'000 m³ für beide Juli-Ereignisse liegen die Volumina der einzelnen Ereignisse bei 40'000 – 50'000 m³. Dieser Wert liegt deutlich unter dem Volumen für das Ereignis im August, welches grob auf 100'000 m³ geschätzt wurde (pers. Mitteilung M. Blum, AWN GR). Diese Abschätzung der Juli-Ereignisse ist insofern realistisch, da diese im Gegensatz zum August-Ereignis den Talboden des Bergells nicht erreichten und somit eine kleinere Magnitude aufwiesen.

Die Unsicherheiten dieser Abschätzung sind nicht quantifizierbar, beeinflussen aber aufgrund der hohen Auflösung und der Aktualität des DHM das Gesamtergebnis wohl nicht merklich.

6.6 Felssturzvolumen

Das Felssturzvolumen wurde bereits kurz nach dem Ereignis von Bonanomi (2012) abgeschätzt. Im Sommer 2012 folgte eine detaillierte Berechnung durch BSF swissphoto AG (pers. Mitteilung M. Blum, AWN GR). In der Zwischenzeit wurde das digitale Höhenmodell von swisstopo jedoch im Bereich über 2100 m ü. M. neu prozessiert (swisstopo, 2013), weshalb eine erneute Berechnung auf Basis der neuen Daten sinnvoll erscheint.

Die Berechnung aus dem Jahre 2012 fand auf Basis des DTM-AV aus dem Jahre 2003 statt, welches in den Bereichen über 2100 m ü. M. nur auf Basis der Landeskarte mit einer Rastergrösse von 25 m erstellt wurde (swisstopo, 2012). Dadurch wurde die Geländeoberfläche vor dem Felssturz überschätzt, was zu einer Unterschätzung des Felssturzvolumens führte.

Im Jahre 2013 reprozessierte swisstopo den für die Berechnungen relevanten Kartenausschnitt anhand von Stereokorrelation mit Luftbildern aus den Jahren 2009 und 2011, womit die Auflösung und die Höhengenaugigkeit deutlich anstieg (swisstopo, 2013).

Das neu berechnete Volumen des Felssturzes liegt mit 1.5 – 1.7 Mio. m³ deutlich höher als das von BSF swissphoto berechnete Volumen von 920'000 m³. Die Autoren dieser Berechnung wiesen allerdings in der Diskussion ihrer Resultate darauf hin, dass vor allem im oberen Teil der Ablagerung eine erhebliche Unterschätzung des Volumens bestand und korrigierten ihren Wert auf 1.3 – 1.5 Mio. m³ (pers. Mitteilung M. Blum, AWN GR). In einer ersten Abschätzung ging Bonanomi (2012) noch von einem Volumen von 2 – 3 Mio. m³ aus, was inzwischen jedoch durch mehrfache Berechnungen revidiert werden konnte.

Dank der neuen Berechnung haben sich die Abschätzungen von BSF swissphoto AG nun quantitativ bestätigt. Zudem sind die lokalen Muster der Ablagerung dadurch deutlicher sichtbar geworden.

6.7 Murgangmodellierungen

Im nachfolgenden Abschnitt wird zuerst die Modellkalibrierung ohne Erosionsmodell inklusive einer Abschätzung der Unsicherheiten und der Sensitivität einzelner Parameter diskutiert. Anschliessend wird auf die Modellkalibrierung mit Erosionsmodell eingegangen, bevor die Resultate der beiden Modelle untereinander verglichen werden.

6.7.1 Modellkalibrierung ohne Erosionsmodell

Bei der Kalibrierung ohne Erosionsmodell zeigte sich, dass vor allem das Erreichen der Kalibrierungsbandbreiten im unteren Teil des Gerinnes sehr schwierig war. Sowohl Q_{\max} als auch die Fliesshöhe beim Kontrollpunkt Prä konnten kaum realistisch modelliert werden. Aufgrund des geometrisch klar definierbaren Gerinnequerschnittes im Bereich der Wasserfassung sind die Unsicherheiten der Parameterabschätzung in diesem Bereich jedoch als gering einzustufen und das nicht-Erreichen der Kalibrierungsbandbreite ist somit eher auf Unsicherheiten im Modell und im DHM zurückzuführen.

Die Unsicherheit, welche auf das variable Volumen von Murgängen infolge von Erosion zurückgeht, kann mit dem neuen Erosionsmodell eingegrenzt werden. Die Unsicherheiten, welche wegen der heterogenen Topographie und wegen des vergleichsweise langen Gerinnes mit einer Länge von über 5000 m auftreten, können nicht beeinflusst werden. Ein Versuch, diese Unsicherheiten mittels variablen Reibungsparametern einzugrenzen, wird in Abschnitt 6.7.7 diskutiert. Die bleibenden Abweichungen zur Realität können schliesslich auch darauf zurückgeführt werden, dass in den physikalischen Grundlagen für Modelle immer Approximationen und Vereinfachungen notwendig sind.

Als besonders kritisch erwies sich die Modellperformance im Schluchtabschnitt: Teilweise betrug die durch das DHM definierte Gerinnebreite dort nur einige Meter, was zur Folge hatte, dass die Modellerte Abflussbreite nur einige Pixel mit jeweils 2 oder 4 m Breite betrug. Aufgrund dieser geringen Fliessbreiten sind numerische Instabilitäten entstanden, welche einige Male zum Abbruch des Modelldurchgangs in diesem Bereich geführt hatten. Für eine Modellierung in dieser anspruchsvollen Topographie des Schluchtabschnittes

wäre allenfalls ein 1D-Modell, welches nicht auf einem Höhenmodell basiert, zielführender.

6.7.2 Unsicherheiten in den Grundlagedaten

Eine präzise Modellkalibrierung hängt direkt von der Qualität und vom Umfang der Grundlagedaten ab: Bezogen auf die Qualität sind Inputparameter mit hoher Genauigkeit oder zumindest gut abschätzbaren Unsicherheiten zu benutzen. Für das Val Bondasca sind dabei vor allem die Unsicherheiten im digitalen Höhenmodell zu erwähnen: Das neue, nach dem Felssturz aufgenommene Höhenmodell der Ablagerung ist nur bis auf eine Höhe von rund 1350 m ü. M. verfügbar. Für den Gerinneabschnitt unterhalb von 1350 m ü. M. musste deshalb auf das Höhenmodell von swisstopo aus dem Jahre 2003 zurückgegriffen werden. Dieses repräsentiert die Situation vor dem Murgang im August 2012 jedoch nur bedingt, da in der Zwischenzeit einerseits fluviale Prozesse gewirkt haben und andererseits vor allem die beiden Murgangereignisse vom Juli 2012 die Gerinnemorphologie deutlich veränderten. Das bedeutet, dass vor allem seitliche Ausbrüche kritisch zu betrachten sind und möglicherweise auch auf Unsicherheiten im Höhenmodell zurückgeführt werden müssen.

Zu beobachten war dieses Phänomen an zwei Standorten: Bei der Alp Lera kurz vor dem Kontrollpunkt Wasserleitung auf der linken Gerinneseite (Abbildung 32, S. 65) und auf dem Kegel kurz vor der Kantonsstrasse auf der rechten Gerinneseite, auf dem früheren Areal des Campingplatzes. Bei der Alp Lera entstanden bei fast allen Modelldurchläufen unrealistisch grosse seitliche Ausbrüche. An diesem Standort haben wohl die Juli-Ereignisse die Gerinnemorphologie durch Tiefenerosion und Levéebildung entscheidend beeinflusst, damit laterale Ausbrüche für das grössere August-Ereignis nicht mehr möglich waren. Diese Prozesse sind jedoch im verwendeten Höhenmodell nicht sichtbar. Beim Areal des Campingplatzes ist der umgekehrte Fall aufgetreten: Es war auch mit grossen modellierten Ereignissen nicht möglich, den tatsächlich aufgetretenen Ausbruch zu modellieren. An diesem Punkt muss im Vergleich zum verwendeten Höhenmodell eine Auflandung stattgefunden haben, welche es späteren Murschüben ermöglichte, auszubrechen. Diese Auflandung könnte entweder kontinuierlich über die Jahre oder, was wahrscheinlicher erscheint, durch die ersten Schübe des Ereignisses stattgefunden haben.

6.7.3 Unsicherheiten in der Parameterabschätzung

Bezogen auf den Umfang der Grundlagedaten sind präzise und verlässliche Kalibrierungsparameter für eine genaue Modellierung unerlässlich. Die besten Modellkalibrierungen sind für Gebiete mit einer Murgangmonitoringstation bekannt, wo Frontgeschwindigkeit, Laufzeit, Fliesshöhe und Anzahl Schübe automatisch gemessen wurden. Beispiele aus Schweizer Untersuchungsgebieten dafür sind Illgraben, VS (Berger et al., 2012), Torrente Riasco, TI (Stricker, 2010) oder Spreitgraben, BE (Scheuner et al., 2009). Für die Ereignisse im Val Bondasca sind nur Abschätzungen der Parameter anhand von Spuren im Gelände, anhand der meteorologischen Bedingungen und anhand von empirischen Verhältnis-

sen verschiedener Autoren (z.B. Mizuyama et al., 1992; Zimmermann et al., 1997; Rickenmann, 1999) vorhanden.

Die Abschätzungen im Feld wurden einerseits durch das Ingenieurbüro Beffa Tognacca GmbH nach den Ereignissen im Sommer 2012 und andererseits durch den Autor während der Feldarbeit im Sommer 2014 gemacht. Jedoch ist für die wenigsten Parameter ein Fehlerbereich oder eine Abschätzung der Genauigkeit der Resultate vorhanden. Zudem unterliegt jede Feldaufnahme einer gewissen Subjektivität. Eine weitere Schwierigkeit ist das grosse Zeitintervall zwischen den Ereignissen im Jahre 2012 und der Feldbegehung 2014. In der Zwischenzeit wurden einzelne Spuren teilweise von kleineren, jährlich wiederkehrenden Ereignissen oder durch anthropogene Eingriffe verwischt und die Identifizierung im Gelände gestaltete sich teils schwierig.

Aufgrund aller oben genannten Einflüsse sind die Abschätzungen der Kalibrierungsparameter mit relativ grossen und vor allem nicht quantifizierbaren Unsicherheiten behaftet, weshalb die definierte Kalibrierungsbandbreite für das Val Bondasca eine grosse Spannweite aufweist.

6.7.4 Diskussion der Resultate des Erosionsmodells

Der Blick auf die Kalibrierungswerte an den Kontrollpunkten zeigt, dass die Modelldurchläufe mit Erosionsmodell bei gleich bleibenden Inputparametern über alle Kalibrierungsparameter hinweg deutlich näher an den Zielwerten liegen. Dies zeigt auf, dass durch das Erosionsmodell ein Fortschritt in der Modellierung von Murgängen erzielt werden konnte.

Um auf realistische Werte für die Erosionstiefe im Gerinneoberlauf zu kommen, ist die basale Reibung μ der Schlüsselparameter. Eine anzuwendende Faustregel dabei ist, dass die basale Reibung leicht unter dem Wert der Gerinneneigung im Bereich der ersten seitlichen Levées liegen muss (pers. Mitteilung F. Frank, WSL). Dieser Zusammenhang ist in diesem Fall mit einem Wert für μ von ca. 0.25 – 0.3 und mit einer Gerinneneigung im Bereich der ersten Levéeablagerungen (kurz vor dem Zusammenfluss) von ca. $18^\circ = 32\%$ gegeben. Es zeigt sich jedoch, dass bei einer Änderung der Gerinneneigung die Erosionskomponente ebenfalls stark reagiert und ab einer geringen Abflachung des Gerinnes um 5 – 10% bereits deutlich überschätzt wird.

6.7.5 Verbesserungen der Modellierungsergebnisse durch das Erosionsmodell

Durch alle Modelldurchläufe mit Anwendung des Erosionsmodelles mit einheitlichem Reibungsparameter zeigte sich folgendes Muster: Die Kalibrierungsparameter im Gerinneoberlauf fielen tendenziell tiefer aus, während die Kalibrierungsparameter im Gerinneunterlauf merklich anstiegen. Dadurch wurde es möglich, auch am Kontrollpunkt Prä realistischere Werte zu erhalten, ohne im Oberlauf deutliche Überschätzungen der Fließgeschwindigkeit oder seitliche Ausbrüche in Kauf nehmen zu müssen. Dieses Muster kann mit dem Modellhintergrund erklärt werden: Bei der Anwendung des Erosionsmodelles ist nicht das gesamte Volumen ab der Anrisszone im Gerinne vorhanden, sondern wird sukzessive aufgenommen, bis schliesslich beim Beginn des Ablagerungsgebietes (normaler-

weise am Kegelhals) das effektive Murgangvolumen erreicht ist. Dieses Modellverhalten bildet die Realität deutlich besser ab als der bisherige Ansatz, das gesamte Murgangvolumen ab der Anrisszone freizugeben.

Ein weiterer deutlicher Unterschied konnte bezüglich der Reisezeit des modellierten Murschubes festgestellt werden: Mit Erosionsmodell ist die benötigte Zeit zwischen der Anrisszone und dem Kontrollpunkt Prä deutlich tiefer als ohne Erosionsmodell. Bei gleich bleibenden Inputparametern beträgt die Differenz ca. 7 – 8 min, was einer Reduktion der Reisezeit um 30 – 40% entspricht. Da jedoch verlässliche Abschätzungen oder Messungen zur Geschwindigkeit und Augenzeugenberichte oder sonstige Anhaltspunkte zur tatsächlichen Reisezeit des Murganges im Val Bondasca fehlen, ist nicht abschätzbar, wie realistisch diese Verkürzung der Reisezeit einzuschätzen ist.

Abschliessend lässt sich festhalten, dass dank dem Erosionsmodell die Übereinstimmung der Modellresultate mit den Kalibrierungsparametern merklich gesteigert werden konnte. Andererseits erhöht sich mit dem Berücksichtigen der Erosion die Komplexität des Modells, was die Interpretation schwieriger macht. Zudem wurde das Erosionsmodell bis jetzt erst anhand von wenigen exemplarischen Fallstudien (z.B. Frank et al., 2015) benutzt, was die Vergleichbarkeit der Modellresultate vorläufig noch einschränkt. Auch die Sensitivität bezüglich der einzelnen Inputparameter verändert sich mit dem Erosionsmodell deutlich, was im folgenden Kapitel näher diskutiert wird.

6.7.6 Sensitivität des Modelloutputs auf einzelne Inputparameter

Die grössten Veränderungen im Modelloutput wurden bei Veränderungen in der Auflösung des Input-Höhenmodelles beobachtet: Vor allem die Werte für die Fliesshöhe sowie die laterale Ausbreitung der Murgänge reagierten stark auf eine Veränderung der Auflösung im Bereich zwischen 10m und 2m. Dabei ist bei einer Auflösung von 4m ein Schwellenwert feststellbar: Die Modellresultate mit 4m Auflösung unterscheiden sich nur geringfügig von den Modellresultaten mit 2m Auflösung, während die Resultate mit einer Auflösung von 5m und mehr deutlich anders aussehen. Ähnliche Erkenntnisse wurden von Stolz & Huggel (2008) für Untersuchungen im Schweizer Nationalpark gemacht: Sie halten fest, dass bei einer Veränderung der Auflösung von 1m auf 4m nur geringfügig andere Modellresultate erreicht wurden.

Die Sensitivität der Modellresultate auf das Inputvolumen ist deutlich vielfältiger, aber gleichzeitig tendenziell geringer als auf die DHM-Auflösung: Während die Parameter Fliesshöhe und Reisezeit stark schwankten mit unterschiedlichen Inputvolumen, blieb die laterale Ausdehnung sowie die Fliessgeschwindigkeit für Volumen zwischen 15'000 m³ und 60'000 m³ nahezu konstant. Erst bei noch grösseren oder noch kleineren Inputvolumen zeigten sich deutliche Veränderungen (siehe Abbildung 34, S. 68). Bei den Modelldurchläufen mit Erosionsmodell war die Sensitivität auf das Inputvolumen nochmals deutlich geringer: Bei Inputvolumen zwischen 40'000 und 2'000 m³ blieb das erodierte Volumen praktisch konstant, was wiederum das total fliessende Volumen konstant hielt und damit die Schwankungen der Fliessparameter im unteren Gereinneabschnitt dämpfte.

Erst bei Modelldurchläufen von 2'000 m³ oder weniger zeigte sich eine deutlichere Abnahme des erodierten Volumens. Dieses Verhalten deckt sich mit noch nicht publizierten Erkenntnissen von Untersuchungen am Meretschibach, VS (pers. Mitteilung F. Frank, WSL). Bei einer dort durchgeführten Sensitivitätsanalyse zeigte sich, dass sich das erodierte Volumen in RAMMS eher schwellenwertartig als kontinuierlich verändert, was mit der Verknüpfung von kritischer basaler Schubspannung und Erosion zusammenhängt. Damit kann festgehalten werden, dass mit Erosionsmodell die Sensitivität des Modelloutputs auf das Inputvolumen eher abnimmt, solange ein kritischer Schwellenwert nicht unterschritten wird.

Bezüglich der Reibungsparameter μ und ξ zeigte sich ein umgekehrtes Bild: Die Anwendung des Erosionsmodells erhöhte die Sensitivität des Modelloutputs, vor allem bezüglich der lateralen Ausdehnung, deutlich. Bei Modelldurchläufen ohne Erosionsmodell hingegen konnten mit veränderten Reibungsparametern vor allem das Stoppverhalten und die Reisezeit der Murgänge kontrolliert werden. Daraus lässt sich ableiten, dass die μ -Werte für die früher stoppenden Ereignisse im Juli und im September tendenziell etwas höher angesetzt werden müssen als der für das August-Ereignis angegebene Wert von $\mu = 0.08$.

Der maximale Abfluss des Inputhydrographen spielt bei den Modellresultaten im Vergleich zu den anderen Parametern eine untergeordnete Rolle: Kontrollierbar ist mit diesem Parameter vor allem der maximale Abfluss, die Fließgeschwindigkeit und damit direkt die laterale Ausbreitung. Der Effekt gleicht sich jedoch mit zunehmender Fließdistanz wieder aus, so dass die Unterschiede im Bereich des Kegels nur noch gering ausfallen.

Eine quantitative Sensitivitätsanalyse war nicht Bestandteil dieser Arbeit. Mit der Sensitivitätsanalyse des RAMMS Erosionsmodells beschäftigen sich unter anderem laufende Projekte an der WSL (z.B. Frank et al., 2015). Sensitivitätsanalysen bezüglich anderer Inputparameter sind bereits in einigen Studien an der WSL durchgeführt worden.

6.7.7 Weitere Verbesserung der Modellresultate: Variabler Wert für μ und ξ

Bei den verschiedenen Modelldurchläufen mit und ohne Erosionsmodell zeigte sich, dass die komplexe Topographie des Val Bondasca kaum mit einem von der Anrisszone bis zum Ablagerungskegel gültigen Reibungsparameter-Paar realistisch nachgebildet werden kann. Im oberen Bereich um Profil 3 (Abbildung 35, S. 70), mit einer Neigung von rund 26° (= 48%), können die erwarteten Erosionstiefen erst mit einem μ -Wert von über 0.28 korrekt modelliert werden. Mit dieser Parameterkombination werden jedoch einerseits die Erosion im unteren Teil der Ablagerung überschätzt und andererseits die Fließwege ab Profil 5 nicht mehr eingehalten. Um die Erosionstiefen im unteren Bereich der Felssturzablagerung mit einer Neigung von 18 – 22° (= 32 – 40%) in der gewünschten Bandbreite zu erhalten sind Werte für μ von 0.20 – 0.24 notwendig. Mit dieser Parameterkombination wird aber die laterale Ausdehnung weiter gerinneabwärts immer noch überschätzt und zudem die Erosion im obersten Gerinneabschnitt bereits wieder deutlich unterschätzt (siehe Tabelle 18, S. 71). Ein Ansatz, um diesem Phänomen entgegenzuwirken, ist das Anwenden von mehreren Polygonen mit unterschiedlichen Reibungskoeffizienten. RAMMS

ist für eine entsprechende Anwendung vorbereitet, indem für den gesamten Gerinneverlauf insgesamt drei Polygone mit jeweils unterschiedlichen Reibungskoeffizienten μ und ξ definiert werden können (Siehe Kapitel 5.10.4, S. 71). In Tabelle 20 sind die jeweiligen Best-fit Modelldurchläufe für Simulationen ohne Erosionsmodell, mit Erosionsmodell und mit Erosionsmodell inklusive variablen Reibungsparametern aufgelistet.

Tabelle 20: Vergleich der Best-fit Modelldurchläufe ohne Erosionsmodell, mit Erosionsmodell und mit Erosionsmodell und variablen Reibungskoeffizienten. Auflösung: 4 m. Dunkelrot markiert: Werte deutlich ausserhalb der Kalibrierungsbandbreite. Hellrot markiert: Werte mit max. 25% Abweichung zur Kalibrierungsbandbreite. Grün markiert: Werte innerhalb der Kalibrierungsbandbreite.

	Ohne Erosion	Mit Erosion	Mit Erosion und variablen Reibungskoeffizienten
μ	0.08	0.10	0.28 / 0.20 / 0.08
ξ	600	600	400 / 400 / 600
Q_{max} Inputhydrograph [m³/s]	300	150	100
Vol Inputhydrograph [m³]	40'000	10'000	5'000
Max. Erosionstiefe Profil 3 [m]	-	0.9	1.6
Max. Erosionstiefe Profil 5 [m]	-	0.8	1.1
Max. Erosionstiefe Profil 6 [m]	-	0.7	0.4
Vol. Erodiert [m³]	-	46'513	45'141
Q_{max} WL [m³/s]	407	475	380
Q_{max} Prä [m³/s]	212	246	203
V_{max} Kurve [m/s]	9.2	9.5	8.6
h WL [m]	2.5	2.8	2.4
A WL [m²]	74	93	68
h Prä [m]	1.8	1.9	1.7
A Prä [m²]	30	34	29
Laufzeit Anriss - Prä [min]	17	16	18
Laufzeit Prä - Maira [min]	22	23	22

Dabei ist erkennbar, dass vor allem der Einsatz des Erosionsmodells Fortschritte bringt: Erstens erreichten diese Modelldurchläufe die Kalibrierungswerte über den ganzen Gerinneverlauf hinweg besser und zweitens sind für das Erreichen der Kalibrierungswerte realistischere Inputparameter (z.B. für Q_{\max} und Vol des Inputhydrographen) einsetzbar. Der Gewinn der Anwendung von variablen Reibungskoeffizienten ist schwieriger zu beurteilen. Die Erosion im oberen Abschnitt konnte bei gleich bleibendem totalem Fließvolumen besser abgebildet werden. In Bezug auf die Geschwindigkeit oder die Fließhöhe im

unteren Gerinneabschnitt sind jedoch kaum Unterschiede feststellbar und der Modell-durchlauf mit variablen Reibungsparametern schneidet dabei sogar eher schlechter ab. Daneben erhöht sich die Anzahl Inputparameter um ein Vielfaches, was die Kalibrierung im Allgemeinen schwierig macht. Mit den vorliegenden Resultaten erscheint die Anwendung dieser Methode im vorliegenden Fallbeispiel deshalb wenig zielführend.

6.8 Vergleich der neuen Ergebnisse mit älteren Studien

Aufgrund der ausführlichen Resultate dieser Studie bietet sich ein Vergleich mit anderen, bereits durchgeführten Studien im Untersuchungsgebiet an. Erwähnenswert sind dabei vor allem die Ereignisanalyse von Tognacca (2013a), die Risikoanalyse von Tognacca (2013b), die Berechnung des Felssturzvolumens von Bonanomi (2012) und BSF swissphoto GmbH und die Ereignisanalyse zum Felssturz von de Preux (2014).

6.8.1 Meteorologische Ereignisanalyse

Die in dieser Arbeit durchgeführte meteorologische Ereignisanalyse geht in einigen Punkten weiter als bisherige Studien und ergänzt die Resultate von Tognacca (2013a) in folgenden Bereichen:

- Statistische Auswertung der meteorologischen Daten, statistischer Vergleich und Korrelationsanalyse der Meteostationen und lokale Extremwertstatistik
- Mit Einbezug der Bodenstationen von MeteoSchweiz
- Mit Einbezug neuerer Daten der Jahre 2013 – 2014
- Berücksichtigung der neuen Messstation Prä
- Mit Einbezug der Schneedecke und Schneeschmelze

Dabei decken sich die Resultate der beiden Studien in den meisten Punkten. Die Abweichungen zwischen den verschiedenen Methoden sind nur gering und die bestehenden Erkenntnisse konnten auch mit den neuen Daten bestätigt werden.

6.8.2 Geomorphologische Ereignisanalyse

Im Bereich der geomorphologischen Ereignisanalyse können die in dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse die bisherige Studie von Tognacca (2013a) deutlich erweitern. Insbesondere im Oberlauf des Gerinnes waren neue Erkenntnisse zur Evolution der Gerinnemorphologie, zur Korngrößenverteilung oder zu Volumenabschätzungen möglich. Der höhere Detailgrad erklärt sich hauptsächlich mit dem Fokus der Studien: Während sich die vorliegende Arbeit hauptsächlich mit der Situation im Oberlauf bis zum Kontrollpunkt Prä beschäftigt, war das Ziel der Studie von Tognacca (2013a) die Evaluierung der Situation im Dorf Bondo.

Vor allem die Abschätzung des Murgangvolumens für die Juli-Ereignisse wäre dabei auch für die Studie von Tognacca (2013a) eine wertvolle Information. Sie könnte als Anhaltspunkt für die Szenarienbildung und für die Validierung der Feststoffabschätzung hinzuge-

zogen werden. Aufgrund der Datenverfügbarkeit war diese Berechnung zum Zeitpunkt der Studie von Tognacca allerdings noch nicht möglich.

Im Bereich des Felssturzvolumens legt die vorliegende Untersuchung mit verbesserter Datengrundlage nahe, dass die Zahlen von BSF swissphoto GmbH leicht zu tief angesetzt wurden. Dank des neu prozessierten Höhenmodelles kann das Felssturzvolumen nun präziser angegeben werden. Auch die räumliche Verteilung des Materials ist dank den vorliegenden Analysen besser interpretierbar als dies bei den Berechnungen 2012 der Fall war.

6.8.3 Modellierungen

Die Modelldurchläufe dieser Arbeit lassen sich nur schwer vergleichen mit den von Tognacca (2013a) durchgeführten Modellierungen. Dies liegt einerseits am verwendeten Modell: Während Tognacca mit dem ursprünglich für fluviale Prozesse entwickelten und für Murgänge adaptierten Modell FLUMEN arbeiteten, kam in der vorliegenden Arbeit das ursprünglich für Lawinen entwickelte und auf Murgänge adaptierte Modell RAMMS zum Einsatz. Es handelt sich bei beiden Modellen jedoch um 2D-Fliessmodelle, was die Vergleichbarkeit wiederum erhöht.

Der hauptsächliche Unterschied ist jedoch der Fokus der Modellierungen: Bei den Analysen von Tognacca (2013a) lag der Fokus auf den Prozessen und Fließwegen im Dorf Bondo. Das Ziel der Studie war, die Gefahrensituation für das Dorf Bondo zu analysieren. Der Oberlauf der Bondasca wurde dabei nicht detailliert beachtet, sondern nur für die Abschätzung des Hydrographen am Kegelhals bei Bondo resp. bei der Staustufe in Prä hinzugezogen. Deshalb wurde die Startzone für die Modellierungen von Tognacca (2013a) direkt unterhalb des Schluchtabschnittes (für Hochwassermodellierungen) resp. bei der Station Prä (für Murgangmodellierungen) definiert und als Inputparameter der durch die weiter oben durchgeführten Abflussmodellierungen bestimmte Hydrograph verwendet. Dadurch konnten die Einflüsse des Flachstückes und teilweise auch des Schluchtabschnittes minimiert werden.

Die hier vorliegende Arbeit befasste sich dagegen stärker mit der Situation im Oberlauf der Bondasca bis zum Kontrollpunkt Prä. Die kleinräumige Situation im Dorf Bondo wurde nicht betrachtet. Ziel dieser Studie war die Beurteilung der Modellperformance verschiedener Modelle. Damit stellt sie eine Ergänzung zu den bereits durchgeführten Analysen dar.

Die Modelldurchläufe im Kegelgebiet von Tognacca (2013a) und von dieser Arbeit unterscheiden sich trotzdem nur geringfügig (Abbildung 42): Während in dieser Arbeit Abflusstiefen von bis 3 m (ohne Erosionsmodell) resp. bis 4 m (mit Erosionsmodell) im Hauptgerinne auftreten, liegen diese bei den Modellierungen von Tognacca (2013a) bei rund 6 – 7 m. Auch die Modellierungen von Tognacca (2013a) mit einem Inputvolumen von 90'000 m³ für das von ihm berechnete HQ₁₀₀ verliessen das Gerinne nicht. Erst durch die Berücksichtigung von Geschiebeablagerung im Kegelbereich (Abbildung 42 D) konnte der beobachtete Ausbruch der Murgänge im Bereich des Campingplatzes modelliert werden.

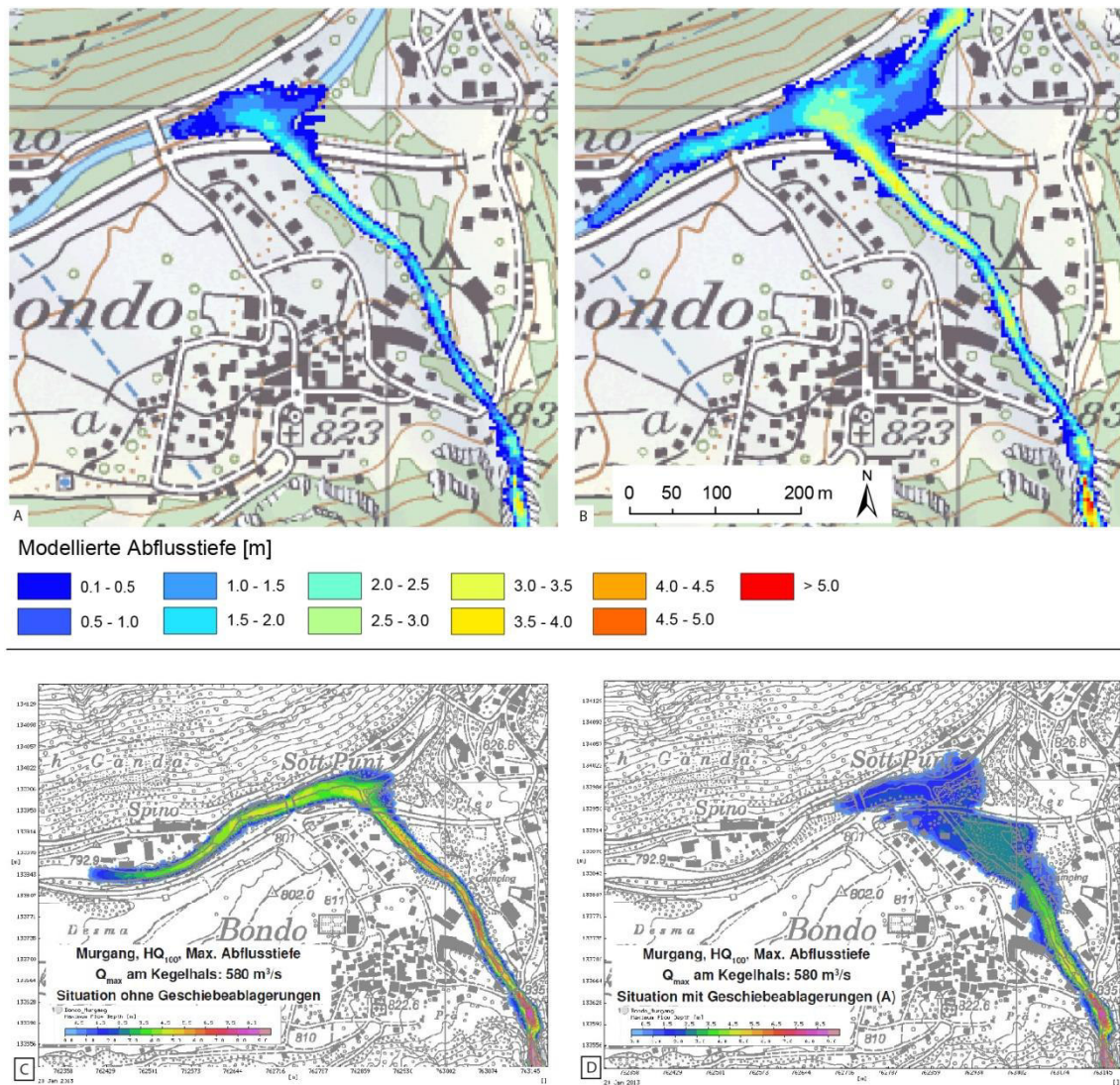


Abbildung 42: Vergleich der Modellresultate im Gebiet des Dorfes Bondo. A: Best-Fit dieser Arbeit ohne Erosionsmodell. B: Best-Fit dieser Arbeit mit Erosionsmodell. C: Modellierung von Tognacca mit Inputvol. = 90'000 m³ ohne durch Ablagerungen blockiertes Geschiebe. D: Modellierung von Tognacca mit Inputvol. = 90'000 m³ mit vorhergehender Blockierung des Gerinnes durch Geschiebeablagerungen. Kartenquelle A und B: swisstopo. Quelle C und D: Tognacca, 2013a.

Wäre der Fokus der in dieser Studie durchgeführten Modellierungen ebenfalls auf der Gefahrenbeurteilung im Kegelbereich gelegen, so hätte ebenfalls eine sorgfältige Szenarienbeurteilung unter Berücksichtigung von Geschiebeablagerungen oder Ereignissen mit mehreren direkt aufeinander folgenden Murschüben durchgeführt werden müssen.

Bezüglich Inputparameter muss vor allem die Abschätzung des maximalen Abflusses im Oberlauf der Bondasca (Kontrollpunkte Wasserleitung und Prä) diskutiert werden: Die Abschätzungen in dieser Arbeit liegen deutlich unter den Werten von Tognacca (2013a). Die in dieser Arbeit präsentierten Werte basieren auf empirischen Volumen-Abfluss-Beziehungen (Mizuyama et al., 1992; Rickenmann & Zimmermann, 1993; Rickenmann, 1999; Chen & Chuang, 2014) oder Fliesshöhen-Abfluss-Beziehungen (Rickenmann &

Zimmermann, 1993). Alle zitierten Studien kommen unabhängig voneinander zum Schluss, dass für Volumen von 40'000 – 100'000 m³, wie sie im Val Bondasca im Sommer 2012 auftraten, maximale Abflusswerte zwischen 100 und maximal 650 m³/s zu erwarten sind. Dies entspricht nur rund der Hälfte bis $\frac{3}{4}$ des von Tognacca (2013a) ermittelten maximalen Abflusses von 700 – 900 m³/s. Bestätigt werden die Zahlen in der Literatur durch zahlreiche Fallstudien: Marchi et al. (2002) haben beispielsweise für den Torrente Moscardo maximale Abflusswerte von 250 m³/s für ein Murgangvolumen von 60'000 m³ beobachtet. Tobler et al. (2014) haben für Murgänge im Spreitgraben, welche aus Wassertaschen ausgebrochen sind und ein Volumen von bis zu 250'000 m³ erreichten, maximale Abflusswerte von 500 – 600 m³/s abgeschätzt. Aufgrund dieser Zahlen ist davon auszugehen, dass die tatsächlichen Abflusswerte im Val Bondasca eher im in dieser Arbeit publizierten Bereich liegen und die Werte von Tognacca (2013a) möglicherweise überschätzt wurden.

Ein weiterer Unterschied zwischen den beiden diskutierten Modellierungen ist die verwendete Auflösung und der Modelltyp: Während die hier präsentierten 2D-Modellierungen auf einer Auflösung von 4 m basieren, wurden die 2D-Modelldurchläufe zur Bestimmung des zu erwartenden Hochwasserabflusses von Tognacca (2013a) mit einer Auflösung von 25 m gerechnet. Dies könnte eine Erklärung für die vorgängig besprochene Überschätzung des maximalen Abflusses sein. Stolz & Huggel (2008) zeigen auf, dass mit einer Auflösung von 25 m Überschätzungen von einzelnen Parametern häufig auftreten.

Aufgrund des unterschiedlichen Fokus der beiden Arbeiten (Modellvergleich vs. Gefahrenbeurteilung) und des unterschiedlichen primären Untersuchungsgebietes (Oberlauf vs. Kegel) ist jedoch ein weiterführender, quantitativer Vergleich der Modellresultate nicht möglich. Die Aussagekraft des Vergleichs beschränkt sich auf die vorgängig qualitativ diskutierten Unterschiede in den Vorgehensweisen und Resultaten.

7 Schlussfolgerungen

Die vorliegende Arbeit liefert neue Erkenntnisse in den drei Bereichen Ablauf der Murgangereignisse im Val Bondasca 2012, Verständnis der Rolle des Sediments bei der Murgangauslösung und Wirkungsweise des RAMMS Erosionsmodells. Nachfolgend wird unter Berücksichtigung der eingangs aufgestellten Forschungsfragen auf die wichtigsten Erkenntnisse der Arbeit eingegangen:

In der geomorphologischen Ereignisanalyse konnte erstmals eine Volumenabschätzung des bereits aus der Felssturzablagerung exportierten Materials gemacht werden. Zusätzlich war es möglich, anhand neuer Höhenmodelle die bereits durchgeführte Abschätzung des Felssturzvolumens zu bestätigen und zu verfeinern. Ebenfalls wertvolle Informationen über die vorherrschenden Prozesse und deren Ausdehnung liefern die Aufzeichnungen aus der Feldarbeit, welche in Form einer Karte der Phänomene und einer Karte der Gerinneneigung in dieser Arbeit integriert sind. Daneben wurden Untersuchungen zur Korngrößenverteilung in der Felssturzablagerung gemacht, welche ebenfalls wichtige Informationen über die Geomorphologie der Ablagerung beinhalten. Problematisch für den Detailgrad der Ereignisrekonstruktion mittels Feldinformationen war vor allem die grosse zeitliche Differenz von zwei Jahren zwischen den Ereignissen und der Feldarbeit. In dieser Zeit wurden viele Spuren entweder durch menschliche Aktivitäten und Wiederinstandsetzungen oder durch natürliche Prozesse kleinerer Ereignisse wieder verwischt.

Die bereits existierende meteorologische Ereignisanalyse konnte mit Daten aus zusätzlichen Meteostationen ergänzt werden. Die durchgeführte auf lokalen Stationen basierte Extremwertanalyse ist dabei eine neue Erkenntnis für das gesamte Tal und die so generierte lokale Jährlichkeit von Niederschlagsereignissen könnte auch für andere Untersuchungen im Bergell hinzugezogen werden. Die berechneten Intensität-Dauer-Schwellenwerte für Murgänge im Val Bondasca helfen, die meteorologischen Bedingungen, welche lokal zu einer Murgangauslösung führen, besser zu verstehen.

Auch die wichtige Rolle des Sediments bei der Ereignisauslösung konnte an diesem Fallbeispiel exemplarisch gezeigt werden: Dazu wurden einige meteorologische Auslösefaktoren wie Vorfeuchte, Intensität-Dauer-Verhältnis oder meteorologische Ereignismagnitudo über mehrere Jahre im zeitlichen Verlauf betrachtet. Es zeigte sich, dass die meteorologischen Bedingungen im Sommer 2012 nicht aussergewöhnlich waren. Daher ist der Hauptgrund für die wiederholte Murgangauslösung in diesem Sommer an einem anderen Ort zu suchen. Am plausibelsten erscheint der Zusammenhang der Murgangaktivität mit der plötzlichen massiven Zunahme der Sedimentverfügbarkeit und damit mit dem vorausgegangenen Felssturzereignis.

Neben diesen prozessbezogenen Erkenntnissen können die Resultate der Modellkalibrierung und -performance in der weiteren Entwicklung des RAMMS Erosionsmodells helfen. Es bestätigt sich, dass mit Erosionsmodell grundsätzlich bessere Resultate in Bezug auf

die Kalibrierungsparameter erreicht werden können und dabei die Reibungsparameter in einem ähnlichen Bereich wie bei bisherigen Studien liegen. Dies ist insbesondere mit Blick auf die speziellen topographischen Bedingungen im Val Bondasca mit einem ausgeprägten Flachstück bemerkenswert. Die vorliegende Fallstudie ist die erste, welche sich mit der Performance des RAMMS Erosionsmodells in einem so grossen und flachen Einzugsgebiet beschäftigt.

Schlüsselfaktoren für gute Modellresultate mit dem Erosionsmodell sind die Kalibrierung und die Ausdehnung des Erosionspolygons. Bei der Kalibrierung von *RAMMS::DEBRIS FLOW* im Allgemeinen sind gute Informationen und Daten über die zur Kalibrierung verwendeten Murgangereignisse unerlässlich. Ohne zuverlässige Zahlen zu maximalem Abfluss, maximaler Fliesshöhe, Geschwindigkeit oder Frontreisezeit ist eine präzise Kalibrierung nicht möglich. Für die Kalibrierung des RAMMS Erosionsmodells stellte sich heraus, dass der basalen Reibung μ eine wichtige Rolle zukommt. Für die heterogene Topographie des Val Bondasca mit einer grossen Streuung der Gerinneneigung ($7 - 26^\circ = 12 - 48\%$) ist es deshalb am zielführendsten, mehrere Abschnitte mit verschiedenen Werten für μ zu definieren. Eine sinnvolle Modellierung der Erosionsraten mit einem für das ganze Gerinne gültigen Wert für μ war nicht möglich. Schwierigkeiten in der Modellperformance zeigten sich vor allem im engen Schluchtabschnitt: Für diesen Abschnitt ist ein 2D-Modell wie RAMMS möglicherweise weniger gut geeignet als vergleichbare 1D-Modelle.

7.1 Ausblick

Im Zusammenhang mit Arbeiten wie der hier vorgelegten Masterarbeit stellt sich natürlich immer die Frage nach der zukünftigen Entwicklung. Diese ist mit den hier vorliegenden Daten jedoch nicht abschliessend zu beantworten. Einerseits handelt es sich um ein Einzugsgebiet mit wenig historischen Daten und nur unvollständigen Kenntnissen über die auftretenden Prozesse. Andererseits existieren bisher noch kaum Langzeitstudien zum Verhalten eines alpinen Einzugsgebietes nach einem plötzlichen Sedimentinput. Es ist daher nicht möglich, Aussagen über die zeitliche Komponente zu machen.

Anhand von einzelnen Prozessbereichen kann jedoch trotzdem ein Blick in die Zukunft gewagt werden: Die Sedimentverfügbarkeit im Anrissgebiet der Murgänge ist mit über 1 Mio. m³ Lockermaterial nach wie vor extrem hoch. Dazu kommt das wahrscheinliche Anschneiden von Untergrundmaterial, was die Sedimentverfügbarkeit zusätzlich erhöht. Die variable Disposition in Bezug auf die Sedimentverfügbarkeit wird also noch über Jahrzehnte stark erhöht sein, bis möglicherweise die Ablagerung durch die Vegetation wieder etwas verfestigt werden kann. Auch ein erneuter Felssturz und damit ein weiterer Sedimentinput kann im Kontext des auftauenden Permafrostes nicht ausgeschlossen werden (de Preux, 2014). Aufgrund dieser Voraussetzungen muss also auch in den nächsten Jahren bis Jahrzehnten beim Auftreten von entsprechend intensiven Niederschlagsereignissen mit grösseren Murgangereignissen gerechnet werden. Dies, obwohl seit den Ereignissen 2012 bis heute kein grösserer Murgang mehr aufgetreten ist.

Diese Aussichten haben die Gemeinde Bregaglia dazu bewegt, eine Längsverbauung des Gerinnes auf dem Kegel zu realisieren. Mit diesen Schutzmassnahmen sollten zukünftig auch Ereignisse mit bis zu dreifacher Magnitude des August-Ereignisses 2012 keinen Schaden anrichten im Dorf (Tognacca, 2013b).

Aus wissenschaftlicher Sicht würden weitere Ereignisse am Riale Bondasca das lokale Prozessverständnis erhöhen. Heute würden Abflussgangkurve und Fliesshöhe der Ereignisse an der Frühwarnstation Prä automatisch aufgezeichnet und die Murgänge mittels Kamera dokumentiert. Zudem bietet die lokale Meteostation Prä heute räumlich noch besser aufgelöste Niederschlagsinformationen, welche für die Bestimmung der Auslösefaktoren künftiger Ereignisse enorm wertvoll sein werden.

Die Weiterentwicklung des RAMMS Softwarepaketes an der WSL ist ein kontinuierlicher Prozess. Neben dem ursprünglichen Tool *RAMMS::AVALANCHE* und dem daraus entwickelten *RAMMS::DEBRIS FLOW* erfolgt am 17. April 2015 die Veröffentlichung von *RAMMS::ROCKFALL*, einem Tool zur dreidimensionalen Simulation von Steinschlägen. Ein nächster Schritt wird sicherlich die Implementierung des Erosionsmodelles in *RAMMS::DEBRIS FLOW* sein, jedoch ist bisher noch kein Veröffentlichungstermin bekannt (pers. Mitteilung B. McArdell, WSL). Die vorliegende Fallstudie zeigte jedoch auf, dass das Erosionsmodell dereinst einen wichtigen Beitrag zur besseren Modellierung von Murgangereignissen und damit zur verbesserten Gefahrenprävention leisten können wird.

Die vorliegende Fallstudie kann als eines der ersten Puzzleteile in den wissenschaftlichen Kontext des plötzlichen Sedimentinputs aufgenommen werden. Zusammen mit Fallstudien anderer Gebiete kann sie Teil von grösser angelegten Studien in diesem noch jungen Forschungsfeld werden oder Anlass geben zu ähnlichen Fallstudien in anderen Einzugsgebieten. Aktuelle Beispiele von grossen Sedimentinputs und damit Grundlagen für weitere Fallstudien sind zahlreich vorhanden: Preonzo, TI oder Val Parghera, GR sind dabei als bekannteste Schweizer Beispiele zu nennen.

8 Danksagungen

In erster Linie möchte ich meinen Betreuern **PD Dr. Christian Huggel** und **Dr. Brian McArde** danken für die grosse Unterstützung. Auch **Florian Frank** (WSL) gilt mein herzlicher Dank für die Unterstützung und viele wichtige Inputs im Zusammenhang mit RAMMS und dem Erosionsmodell. Diese drei Personen hatten stets im richtigen Moment den richtigen Input bereit, um ein weiterhin gutes Gedeihen der Arbeit möglich zu machen.

Weiter möchte ich für fachliche Unterstützung folgenden Personen Danken:

- **Martin Blum** (AWN GR) für Informationen aus dem Archiv des Kantons Graubünden und die zur Verfügung gestellte Zeit während der Feldarbeit
- **Marcello Negrini** (Gemeinde Bregaglia) für Informationen über das Tal, dessen Prozesse und Geschichte aus erster Hand
- **Dr. Christian Tognacca** für die zur Verfügung gestellten technischen Berichte über die Ereignis- und Risikoanalyse in Bondo
- **Franco Krüger** (ewz) für die zur Verfügung gestellten Niederschlags-, Abfluss- und Temperaturdaten
- **Dr. Jeannette Nötzli** (PERMOS) für zur Verfügung gestellte Schneedaten der Meteostation Murtèl-Corvatsch
- **Dr. Jochen Breschan** (ETH Zürich) für zur Verfügung gestellte R-Skripte für die Berechnung der Extremwertstatistik
- **Roberto Artuso** und **Sabine Trier** (swisstopo) für Informationen über die DHM und Orthofotos von swisstopo
- **Dr. Marcia Phillips** (SLF) für Informationen über die Forschung am Pizzo Cengalo
- **Anonyme Personen**, welche die Internetforen und Youtube-Kanäle dieser Welt mit nützlichen Hilfen zu allen möglichen Softwares und statistischen Methoden füttern. Sie haben mich etliche Male vor der Verzweiflung bewahrt!

Für die persönliche Unterstützung möchte ich folgenden Personen herzlich danken:

- **Barbara Salis-Hofmeister** und dem Team der Sciora-Hütte SAC für geniale Kost und Logis während der Feldarbeit im Sommer 2014
- **Michelle** und dem Team im Café Grün für den guten Kaffee
- Meinen Mitstreitern im **G10** für die nötige Abwechslung in den Pausen und lustige Diskussionen über alles Mögliche
- **Brigitte Baer, Rolf Baer, Larissa Baer** und für die wichtige familiäre Unterstützung während dieser Arbeit und dem gesamten Studium
- **Elisa Salaorni** für das grosse Verständnis und die Unterstützung in den letzten 10 Monaten

9 Literatur

- ArgeAlp (2013) Arge-Alp-Projekt zu Felsstürzen im Permafrost: Messungen im Bergell. <http://www.argealp.org/meldungen/arge-alp-projekt-zu-felsstuerzen-im-permafrost-messungen-im-bergell>. Zugriff: 17.02.2015.
- Bacchini, M.,A. Zannoni (2003) Relations between rainfall and triggering of debris-flow: Case study of Cancia (Dolomites, Northeastern Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 3, S. 71-79.
- Badoux, A., C. Graf, J. Rhyner, R. Kuntner, B. W. McArdell (2009) A debris-flow alarm system for the Alpine Illgraben catchment: design and performance. *Natural Hazards*, Vol. 49, S. 517-539.
- BAFU (2005a) Empfehlung Raumplanung und Naturgefahren. Bundesamt für Umwelt BAFU. Bern.
- BAFU (2005b) Hinweiskarte der potenziellen Permafrostverbreitung der Schweiz. Bundesamt für Umwelt BAFU. Bern.
- Bardou, E.,M. Jaboyedoff (2008) Debris flows as a factor of hillslope evolution controlled by a continuous or a pulse process? *Geological Society, London, Special Publications*, Vol. 296, S. 63-78.
- Bartelt, P., Y. Buehler, M. Christen, Y. Deubelbeiss, C. Graf, B. W. McArdell, M. Salz, M. Schneider (2013a) RAMMS::DEBRIS FLOW v1.5 User Manual. WSL Institut für Schnee- und Lawinenforschung WSL. Davos.
- Bartelt, P., Y. Buehler, M. Christen, Y. Deubelbeiss, M. Salz, M. Schneider, L. Schumacher (2013b) RAMMS::AVALANCHE v1.5 User Manual. WSL Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF. Davos.
- Beffa, C. (2004a) 2D-Strömungssimulation mit FLUMEN. S. 12. Schwyz.
- Beffa, C. (2004b) NAM Modellbeschreibung. Beffa Hydrodynamik. Schwyz.
- Beniston, M. (2006) Mountain weather and climate: a general overview and a focus on climatic change in the Alps. *Hydrobiologia*, Vol. 526, S. 3-16.
- Bennett, G. L., P. Molnar, B. W. McArdell, P. Burlando (2014) A probabilistic sediment cascade model of sediment transfer in the Illgraben. *Water Resources Research*, Vol. 50, S. 1225-1244.
- Bennett, G. L., P. Molnar, B. W. McArdell, F. Schlunegger, P. Burlando (2013) Patterns and controls of sediment production, transfer and yield in the Illgraben. *Geomorphology*, Vol. 188, S. 68-82.
- Berger, C., B. W. McArdell, G. Lauber (2012) Murgangmodellierung im Illgraben, Schweiz, mit dem numerischen 2D-Modell RAMMS. *12th Congress Interpraevent 2012 Conference proceedings*.
- Berger, C., B. W. McArdell, F. Schlunegger (2011a) Direct measurement of channel erosion by debris flows, Illgraben, Switzerland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003 - 2012)*, Vol. 116.
- Berger, C., B. W. McArdell, F. Schlunegger (2011b) Sediment transfer patterns at the Illgraben catchment, Switzerland: Implications for the time scales of debris flow activities. *Geomorphology*, Vol. 125, S. 421-432.

- Berti, M., R. Genevois, R. LaHusen, A. Simoni, P. R. Tecca (2000) Debris flow monitoring in the Acquabona watershed on the Dolomites (Italian Alps). *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, Vol. 25, S. 707-715.
- Berti, M., R. Genevois, A. Simoni, P. R. Tecca (1999) Field observations of a debris flow event in the Dolomites. *Geomorphology*, Vol. 29, S. 265-274.
- Bonanomi, Y. (2012) Frana Cengalo: Kurzbericht und Zwischenbewertung nach dem Heliflug vom 04.01.2012. Amt für Wald und Naturgefahren Kanton Graubünden.
- Bovis, M. J., M. Jakob (1999) The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth surface processes and landforms*, Vol. 24, S. 1039-1054.
- Bregaglia (2013a) Gemeindeversammlung vom 27. August 2013 In Vicosoprano. Botschaft des Gemeindevorstandes der Gemeinde Bregaglia. Gemeinde Bregaglia. Promontogno.
- Bregaglia (2013b) Progetto opere di premunizione Bondasca - Maira. Gemeinde Bregaglia. Promontogno.
- Brooks, H. E. (2013) Severe thunderstorms and climate change. *Atmospheric Research*, Vol. 123, S. 129-138.
- Bulmer, M. H., O. S. Barnouin-Jha, M. N. Peitersen, M. Bourke (2002) An empirical approach to studying debris flows: Implications for planetary modeling studies. *Journal of Geophysical Research: Planets (1991-2012)*, Vol. 107, S. 9-1-9-14.
- BUWAL (1995) Symbolbalken zur Kartierung der Phänomene. Wald und Landschaft BUWAL Bundesamt für Umwelt. Bern.
- BWG (2000) Hochwasser 1999 - Analyse der Ereignisse. Bundesamt für Wasser und Geologie BWG. Biel.
- Caine, N. (1980) The rainfall Intensity - Duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, Vol. 62, S. 23-27.
- Cannon, S. H., J. E. Gartner, R. C. Wilson, J. C. Bowers, J. L. Laber (2008) Storm rainfall conditions for floods and debris flows from recently burned areas in southwestern Colorado and southern California. *Geomorphology*, Vol. 96, S. 250-269.
- Chai, T., R. R. Draxler (2014) Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? - Arguments against avoiding RMSE in the literature. *Geoscientific Model Development*, Vol. 7, S. 1247-1250.
- Chen, C.-l. (1987) Comprehensive review of debris flow modeling concepts in Japan. *Reviews in engineering geology*, Vol. 7, S. 13-30.
- Chen, C. L. (1997) Debris Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment : Proceedings of the First International Conference. American Society of Civil Engineers. San Francisco.
- Chen, C. L., J. Major (2007) Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment. Millpress. Rotterdam.
- Chen, J. C., M. R. Chuang (2014) Discharge of landslide-induced debris flows: case studies of Typhoon Morakot in southern Taiwan. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 14, S. 1719-1730.
- Chleborad, A. F. (1997) Temperature, snowmelt, and the onset of spring season landslides in the central Rocky Mountains. US Department of the Interior, US Geological Survey.

- Christen, M., J. Kowalski, P. Bartelt (2010) RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 63, S. 1-14.
- Church, M., M. J. Miles (1987) Meteorological antecedents to debris flow in southwestern British Columbia; some case studies. *Reviews in Engineering Geology*, Vol. 7, S. 63-80.
- Coe, J. A., D. A. Kinner, J. W. Godt (2008) Initiation conditions for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, central Colorado. *Geomorphology*, Vol. 96, S. 270-297.
- Comiti, F., L. Marchi, P. Macconi, M. Arattano, G. Bertoldi, M. Borga, F. Brardinoni, M. Cavalli, V. D'Agostino, D. Penna, J. Theule (2014) A new monitoring station for debris flows in the European Alps: first observations in the Gadoria basin. *Natural Hazards*, Vol. 73, S. 1175-1198.
- Costa, J. E. (1984) Physical geomorphology of debris flows. In *Developments and applications of geomorphology*, S. 268-317. Springer.
- Coussot, P., M. Meunier (1996) Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews*, Vol. 40, S. 209-227.
- Crozier, M. J. (1997) The climate-landslide couple: a Southern Hemisphere perspective. *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. Stuttgart: Fischer, S. 333-54.
- Crozier, M. J. (2010) Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. *Geomorphology*, Vol. 124, S. 260-267.
- Crozier, M. J., R. J. Eyles (1980) Assessing the probability of rapid mass movement.
- de Preux, A. (2014) Characterization of a large rock slope instability at Pizzo Cengalo (Switzerland): Roles of structural predisposition and permafrost on stability. Masterarbeit, Departement für Erdwissenschaften, ETH Zürich. Zürich.
- Deganutti, A. M., L. Marchi, M. Arattano (2000) Rainfall and debris-flow occurrence in the Moscardo basin (Italian Alps). *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, S. 67-72.
- Dunning, S. A. (2006) The grain size distribution of rock-avalanche deposits in valley-confined settings. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, Vol. 1.
- Frank, F., B. W. Mcardell, C. Huggel, A. Vieli (2015) The importance of erosion for debris flow runout modelling from applications to the Swiss Alps. *Natural Hazards Earth System Science Discussion*, Vol. 15, S. 1-39.
- Garcia-Ruiz, J. M., J. Arnaez, A. Gomez-Villar, L. Ortigosa, N. Lana-Renault (2013) Fire-related debris flows in the Iberian Range, Spain. *Geomorphology*, Vol. 196, S. 221-230.
- Gee, G. W., D. Or (2002) Particle-size analysis. In *Methods of soil analysis. Part 4 Physical methods*, S. 255-293. Soil Science Society of America.
- Geiger, H., J. Zeller, G. Röthlisberger (1991) Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes. Band 7: Grundlagen. Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL. Birmensdorf.
- Genevois, R., D. L. Hamilton, A. Prestininzi (2011) Fifth International Conference on Debris-flow Hazards. Mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment. Università La Sapienza. Rom.

- GeoPraevent (2013) Val Bondasca (Murgang).
<http://www.geopraevent.ch/messmethoden/murgangwarnsystem-val-bondasca/>.
Zugriff: 17.02.2015.
- Glade, T., M. Crozier, P. Smith (2000) Applying probability determination to refine landslide-triggering rainfall thresholds using an empirical "Antecedent Daily Rainfall Model". *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 157, S. 1059-1079.
- Graf, C., Y. Deubelbeiss, Y. Bühler, L. Meier, B. W. McArdell, M. Christen, P. Bartelt (2013) Gefahrenkartierung Mattetal: Grundlagenbeschaffung und numerische Modellierung von Murgängen. In *Mattetal - Ein Tal in Bewegung. Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*, ed. Christoph Graf. Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL. Birmensdorf.
- Gruber, S., W. Häberli (2007) Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003 - 2012)*, Vol. 112.
- Guzzetti, F., S. Peruccacci, M. Rossi, C. P. Stark (2007) Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, Vol. 98, S. 239-267.
- Guzzetti, F., S. Peruccacci, M. Rossi, C. P. Stark (2008) The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides*, Vol. 5, S. 3-17.
- Haan, C. T. (2002) Statistical methods in hydrology. The Iowa State University Press. Ames.
- He, S. M., D. X. Li, Y. Wu, Y. Luo (2011) Study on the rainfall and aftershock threshold for debris flow of post-earthquake. *Journal of Mountain Science*, Vol. 8, S. 750-756.
- Holtmeier, F.-K. (1971) Der Einfluss der orographischen Situation auf die Windverhältnisse im Spiegel der Vegetation: dargestellt an Beispielen aus dem Val Maroz (Bergell), aus dem Oberengadin und vom Pru del Vent (Puschlav). *Erdkunde*, Vol. 25, S. 178-195.
- Huggel, C., J. J. Clague, O. Korup (2012) Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 37, S. 77-91.
- Hungr, O. (2005) Classification and terminology. In *Debris-flow hazards and related phenomena*, S. 9-23. Springer.
- Hungr, O., S. Evans, M. Bovis, J. Hutchinson (2001) A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, Vol. 7, S. 221-238.
- Hungr, O., G. Morgan, R. Kellerhals (1984) Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 21, S. 663-677.
- Hürlimann, M., D. Rickenmann, C. Graf (2003) Field and monitoring data of debris-flow events in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 40, S. 161-175.
- Hürlimann, M., D. Rickenmann, V. Medina, A. Bateman (2008) Evaluation of approaches to calculate debris-flow parameters for hazard assessment. *Engineering Geology*, Vol. 102, S. 152-163.
- IPCC (2013) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, New York.

- IPCC (2014) Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, New York.
- Iverson, R. M. (1997) The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, Vol. 35, S. 245-296.
- Iverson, R. M. (2000) Landslide triggering by rain infiltration. *Water resources research*, Vol. 36, S. 1897-1910.
- Iverson, R. M. (2003) The debris-flow rheology myth. *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Vols 1 and 2*, S. 303-314.
- Iverson, R. M. (2012) Elementary theory of bed-sediment entrainment by debris flows and avalanches. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, Vol. 117, S. 17.
- Jakob, M. (2005) Debris-flow hazard analysis. In *Debris-flow hazards and related phenomena*, S. 411-444. Springer.
- Jakob, M., M. Bovis, M. Oden (2005a) The significance of channel recharge rates for estimating debris-flow magnitude and frequency. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 30, S. 755-766.
- Jakob, M., O. Hungr, D. M. Jakob (2005b) Debris-flow hazards and related phenomena. Springer.
- Jakob, M., P. Jordan (2001) Design flood estimates in mountain streams the need for a geomorphic approach. *Canadian Journal of Civil Engineering*, Vol. 28, S. 425-439.
- Johnson, A., J. Rodine (1984) Debris flow. In *Slope instability*, eds. Denys Brunsten, David B. Prior, S. 257-361. John Wiley & Sons. New York.
- Johnson, A. M. (1970) Physical processes in geology: A method for interpretation of natural phenomena; intrusions in igneous rocks, fractures, and folds, flow of debris and ice. Freeman, Cooper.
- Jones, K., I. McCave, D. Patel (1988) A computer-interfaced sedigraph for modal size analysis of fine-grained sediment. *Sedimentology*, Vol. 35, S. 163-172.
- Kienholz, H. (2005) Analyse und Bewertung alpiner Naturgefahren. Eine Daueraufgabe im Rahmen des integralen Risikomanagements. *Geographica Helvetica*, Vol. 1, S. 3-15.
- Leine, R., A. Schweizer, M. Christen, J. Glover, P. Bartelt, W. Gerber (2013) Simulation of rockfall trajectories with consideration of rock shape. *Multibody System Dynamics*, Vol. 32, S. 241-271.
- Lettenmaier, D. P., E. F. Wood (1993) Hydrologic forecasting. In *Handbook of Hydrology*, ed. David R. Maidment. McGraw-Hill. New York.
- Li, Y., X. J. Zhou, P. C. Su, Y. D. Kong, J. J. Liu (2013) A scaling distribution for grain composition of debris flow. *Geomorphology*, Vol. 192, S. 30-42.
- Maclean, R. A., M. C. English, S. L. Schiff (1995) Hydrological and hydrochemical response of a small canadian shield catchment to late winter rain-on-snow events. *Hydrological processes*, Vol. 9, S. 845-863.
- Mann, H. B., D. R. Whitney (1947) On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other. *The Annals of Mathematical Statistics*, Vol. 18, S. 50-60.
- Marchi, L., M. Arattano, A. M. Deganutti (2002) Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). *Geomorphology*, Vol. 46, S. 1-17.

- Matsuura, S., T. Okamoto, S. Asano, K. Matsuyama (2013) Characteristics of meltwater and/or rainfall regime in a snowy region and its effect on sediment-related disasters. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, Vol. 72, S. 119-129.
- McArdell, B. W., A. Badoux (2007) Influence of rainfall on the initiation of debris flows at the Illgraben catchment, canton of Valais, Switzerland. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9.
- McArdell, B. W., P. Bartelt, J. Kowalski (2007) Field observations of basal forces and fluid pore pressure in a debris flow. *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, S. 4.
- McClung, D. (2001) Superelevation of flowing avalanches around curved channel bends. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, Vol. 106, S. 16489-16498.
- McCoy, S. W., J. W. Kean, J. A. Coe, G. E. Tucker, D. M. Staley, T. A. Wasklewicz (2012) Sediment entrainment by debris flows: In situ measurements from the headwaters of a steep catchment. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, Vol. 117, S. 25.
- MeteoSchweiz (2015) Normwerte 1981-2010: Tage mit Niederschlag. Bundesamt für Meteorologie. Bern.
- Millington, N., S. Das, S. P. Simonovic (2011) The Comparison of GEV, Log-Pearson Type 3 and Gumbel Distributions in the Upper Thames River Watershed under Global Climate Models. *Water Resources Research Report*. University of Western Ontario Department of civil and environmental engineering. London (Ontario), Canada.
- Milton, R., Milton (1964) An Extended Table of Critical Values for the Mann-Whitney (Wilcoxon) Two-Sample Statistic. *Journal of the American Statistical Association*, Vol. 59, S. 925-934.
- Mizuyama, T., S. Kobashi, G. Ou (1992) Prediction of debris flow peak discharge. In *Proceedings of the International Symposium Interpraevent, Bern, Switzerland*, S. 99-108. Bern.
- Nyman, P., G. J. Sheridan, H. G. Smith, P. N. Lane (2011) Evidence of debris flow occurrence after wildfire in upland catchments of south-east Australia. *Geomorphology*, Vol. 125, S. 383-401.
- Pfiffner, O. A. (2010) Geologie der Alpen. UTB.
- Pierson, T. C. (1986) Flow behavior of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington. *Hillslope processes*, S. 269-296.
- Pierson, T. C. (2005) Hyperconcentrated flow—transitional process between water flow and debris flow. In *Debris-flow hazards and related phenomena*, S. 159-202. Springer.
- Posta Ladina (2014) Bondo schützt sich gegen Naturgefahren. 04.12.2014.
- Prochaska, A. B., P. M. Santi, J. D. Higgins, S. H. Cannon (2008) A study of methods to estimate debris flow velocity. *Landslides*, Vol. 5, S. 431-444.
- Rickenmann, D. (1996) Murgänge: Prozess, Modellierung und Gefahrenbeurteilung. In *Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse*, ed. Björn Oddsson. Birkhäuser Verlag. Basel.
- Rickenmann, D. (1999) Empirical relationships for debris flows. *Natural Hazards*, Vol. 19, S. 47-77.
- Rickenmann, D. (2005) Runout prediction models. In *Debris-flow hazards and related phenomena*, S. 305-324. Springer.

- Rickenmann, D. (2014) Methode zur quantitativen Beurteilung von Gerinneprozessen in Wildbächen. Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL. Birmensdorf.
- Rickenmann, D., C. L. Chen (2003) Proceedings of the 3rd International Conference on Debris Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment. Millpress. Rotterdam.
- Rickenmann, D., D. Laigle, B. W. McArdell, J. Hubl (2006) Comparison of 2D debris-flow simulation models with field events. *Computational Geosciences*, Vol. 10, S. 241-264.
- Rickenmann, D., M. Zimmermann (1993) The 1987 debris flows in Switzerland - Documentation and analysis. *Geomorphology*, Vol. 8, S. 175-189.
- Rosenberg, C. (2004) Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics*, Vol. 23.
- Salm, B. (1993) Flow, flow transition and runout distances of flowing avalanches. *Annals of Glaciology*, Vol. 18.
- Schatzmann, M. (2005) Rheometry for large particle fluids and debris flows. Dissertation, ETH Zürich. Zürich.
- Scheidl, C., B. W. McArdell, D. Rickenmann (2014) Debris-flow velocities and superelevation in a curved laboratory channel. *Canadian Geotechnical Journal*, 10.1139/cgj-2014-0081.
- Scheuner, T., H. R. Keusen, B. W. McArdell, C. Huggel (2009) Murgangmodellierung mit dynamisch-physikalischem und GIS-basiertem Fließmodell. *Wasser Energie Luft*, Vol. 101, S. 15-21.
- Schlunegger, F., A. Badoux, B. W. McArdell, C. Gwerder, D. Schnydrig, D. Rieke-Zapp, P. Molnar (2009) Limits of sediment transfer in an alpine debris-flow catchment, Illgraben, Switzerland. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 28, S. 1097-1105.
- Schmidt, P., R. Körber, M. Coppers (2012) Sieben und Siebmaschinen. John Wiley & Sons.
- Schneuwly-Bollschweiler, M., M. Stoffel (2012) Hydrometeorological triggers of periglacial debris flows in the Zermatt valley (Switzerland) since 1864. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, Vol. 117, S. 12.
- Schraml, K., B. Thomaschitz, B. W. McArdell, C. Graf, R. Kaitna (2015) Modeling debris-flow runout patterns on two alpine fans with different dynamic simulation models. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, Vol. 3, S. 1397-1425.
- Schürch, P., A. L. Densmore, N. J. Rosser, B. W. McArdell (2011) Dynamic controls on erosion and deposition on debris-flow fans. *Geology*, Vol. 39, S. 827-830.
- Shieh, C.-L., Y. Chen, Y. Tsai, J. Wu (2009) Variability in rainfall threshold for debris flow after the Chi-Chi earthquake in central Taiwan, China. *International Journal of Sediment Research*, Vol. 24, S. 177-188.
- Shugar, D. H., J. J. Clague (2011) The sedimentology and geomorphology of rock avalanche deposits on glaciers. *Sedimentology*, Vol. 58, S. 1762-1783.
- SLF (2012) Schneehöhenverlauf Station Maloja Winter 2011-2012. WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF. Davos.
- Sosio, R., G. B. Crosta, O. Hungr (2008) Complete dynamic modeling calibration for the Thurwieser rock avalanche (Italian Central Alps). *Engineering Geology*, Vol. 100, S. 11-26.

- Spreafico, M., R. Weingartner (1992) Hydrologischer Atlas der Schweiz HADES. Landeshydrologie, Bundesamt für Wasser und Geologie. Wabern.
- Spreafico, M., R. Weingartner (2005) Hydrologie der Schweiz - Ausgewählte Aspekte und Resultate. *Berichte des BWG, Serie Wasser*, S. 137. Bundesamt für Wasser und Geologie BWG. Bern.
- Starkel, L. (1979) The role of extreme meteorological events in the shaping of mountain relief: *Geography Polonica*, v. 41.
- Stedinger, J. R., R. M. Vogel, E. Foufoula-Georgiou (1993) Frequency analysis of extreme events. In *Handbook of Hydrology*, ed. David R. Maidment. McGraw-Hill. New York.
- Stein, R. (1985) Rapid Grain-size Analyses of Clay and Silt Fraction by Sedigraph 5000d: Comparison with Coulter Counter and Atterberg Methods: RESEARCH METHOD PAPER. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 55.
- Stoffel, M., T. Mendlik, M. Schneuwly Bollschweiler, A. Gobiet (2014a) Possible impacts of climate change on debris-flow activity in the Swiss Alps. *Climatic change*, Vol. 122, S. 141-155.
- Stoffel, M., D. Tiranti, C. Huggel (2014b) Climate change impacts on mass movements - Case studies from the European Alps. *Science of the Total Environment*, Vol. 493, S. 1255-1266.
- Stolz, A., C. Huggel (2008) Debris flows in the Swiss National Park: the influence of different flow models and varying DEM grid size on modeling results. *Landslides*, Vol. 5, S. 311-319.
- Stricker, B. (2010) Murgänge im Torrente Riascio (TI): Ereignisanalyse, Auslösefaktoren und Simulation von Ereignissen mit RAMMS. Masterarbeit, Geografisches Institut, Universität Zürich. Zürich.
- swisstopo (2010) Swissimage - Das digitale Farborthophotomosaik der Schweiz. Produktinformation. Bundesamt für Landestopografie swisstopo. Wabern.
- swisstopo (2012) swissALTI 3D Ausgabebericht 2012. Bundesamt für Landestopografie swisstopo. Wabern.
- swisstopo (2013) swissALTI 3D Ausgabebericht 2013. Bundesamt für Landestopografie swisstopo. Wabern.
- Takahashi, T. (2014) Debris flow: mechanics, prediction and countermeasures. CRC Press.
- Tang, C., T. W. van Asch, M. Chang, G. Chen, X. Zhao, X. Huang (2012) Catastrophic debris flows on 13 August 2010 in the Qingping area, southwestern China: the combined effects of a strong earthquake and subsequent rainstorms. *Geomorphology*, Vol. 139, S. 559-576.
- Tobler, D., I. Kull, N. Hählen (2012) Gefahrenmanagement der Murgänge im Spreitgraben, Guttannen. *Swiss Bulletin für angewandte Geologie*, Vol. 17, S. 53-61.
- Tobler, D., I. Kull, M. Jacquemart, N. Haehlen (2014) Hazard Management in a Debris Flow Affected Area: Case Study from Spreitgraben, Switzerland. In *Landslide Science for a safer Geoenvironment*, S. 25-30. Springer. Cham.
- Tognacca, C. (1999) Beitrag zur Untersuchung der Entstehungsmechanismen von Murgängen. Dissertation, ETH Zürich. Zürich.
- Tognacca, C. (2013a) Riale Bondasca - Bondo: Valutazione dei pericoli a seguito di eventi alluvionali e di colate detritiche - Rapporto. beffa tognacca sagl. Grono.

- Tognacca, C. (2013b) Riale Bondasca e Fiume Maira, Bondo: Opere di premunizione. Progetto di massima e valutazione costi-benefici. beffa tognacca sagl. Grono.
- Toreti, A., M. Schneuwly-Bollschweiler, M. Stoffel, J. Luterbacher (2013) Atmospheric Forcing of Debris Flows in the Southern Swiss Alps. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 52, S. 1554-1560.
- VanDine, D. (1996) Debris flow control structures for forest engineering. *Res. Br., BC Min. For., Victoria, BC, Work. Pap.*, Vol. 8, S. 1996.
- Varnes, D. J. (1978) Slope movement types and processes. *Transportation Research Board Special Report*.
- Wartel, S., J.-P. Barusseau, L. Cornand (1995) Improvement of grain-size analyses using the automated SEDIGRAPH 5100. Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen.
- Wasowski, J. (1998) Understanding rainfall-landslide relationships in man-modified environments: A case-history from Caramanico terme, Italy. *Environmental Geology*, Vol. 35, S. 197-209.
- Wechsler, S. P. (2007) Uncertainties associated with digital elevation models for hydrologic applications: a review. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 11, S. 1481-1500.
- Wieczorek, G. F. (1987) Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz Mountains, California. *Reviews in Engineering Geology*, Vol. 7, S. 93-104.
- Wieczorek, G. F., T. Glade (2005) Climatic factors influencing occurrence of debris flows. *Debris-Flow Hazards and Related Phenomena*, S. 325-362.
- Wieczorek, G. F., N. D. Naeser (2000) Debris-flow hazards mitigation: mechanics, prediction and assessment. Proceedings of the Second International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, Taipei, Taiwan, 16-18 August 2000. A.A. Balkema. Rotterdam.
- Wieczorek, G. F., J. Sarmiento (1988) Rainfall, piezometric levels, and debris flows near La Honda, California, in storms between 1975 and 1983. *Landslides, floods, and marine effects of the storm of January 3-2, 1982, in the San Francisco Bay Region, California*, S. 43-62.
- Wilcoxon, F. (1945) Individual comparisons by ranking methods. *Biometrics Bulletin*, Vol. 1, S. 80-83.
- Wilson, R. C. (2000) Climatic variations in rainfall thresholds for debris-flow activity. In *First Plinius conference on mediterranean storms*, S. 415-442.
- Zêzere, J. L. s., A. de Brum Ferreira, M. L. s. Rodrigues (1999) The role of conditioning and triggering factors in the occurrence of landslides: a case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Geomorphology*, Vol. 30, S. 133-146.
- Zhang, Y. S., Y. L. Cheng, Y. P. Yin, H. X. Lan, J. Wang, X. X. Fu (2014) High-position debris flow: A long-term active geohazard after the Wenchuan earthquake. *Engineering Geology*, Vol. 180, S. 45-54.
- Zhou, W., C. Tang (2014) Rainfall thresholds for debris flow initiation in the Wenchuan earthquake-stricken area, southwestern China. *Landslides*, Vol. 11, S. 877-887.
- Zimmermann, M., P. Mani, P. Gamma, P. Gsteiger, O. Heiniger, G. Hunziker (1997) Murganggefahr und Klimaänderung-ein GIS-basierter Ansatz. vdf Hochschulverlag AG. Zürich.

10 Anhang

10.1 Anhang 1: Best-Fit Kalibrierungen ohne Erosionsmodell

Best-Fit Kalibrierungen für die Modellierungen ohne Erosionsmodell. Relevanz der Parameter von links nach rechts abnehmend. Für alle Durchläufe gültige Parameter: Inputvol. = 40'000 m³; Auflösung = 4 m. Dunkelrot markiert: Werte deutlich ausserhalb der Kalibrierungsbandbreite. Hellrot markiert: Werte mit max. 25% Abweichung zur Kalibrierungsbandbreite. Grün markiert: Werte innerhalb der Kalibrierungsbandbreite. Distanz Anriss-Prä: 3800 m. Distanz Prä-Maira: 1600 m.

μ	ξ	Q_{\max} Input-hydrograph	Q_{\max} WL [m ³ /s]	Q_{\max} Prä [m ³ /s]	V_{\max} Kurve [m/s]	h WL [m]	A WL [m ²]	h Prä [m]	A Prä [m ²]	Laufzeit Anriss - Prä [min]	Laufzeit Prä - Maira [min]
0.08	200	85	142	67	4.5	1.7	41	1.2	20	28	29
0.08	400	85	188	124	5.7	1.8	42	1.3	21	24	27
0.08	600	85	194	127	6.7	1.8	40	1.3	21	22	23
0.06	400	85	153	145	5.8	1.7	34	1.4	25	20	22
0.06	600	85	162	136	6.8	1.6	33	1.4	22	18	22
0.10	400	85	207	113	5.4	1.9	52	1.2	20	28	n.a.
0.10	600	85	235	101	6.4	2.0	52	1.1	17	26	n.a.
0.08	400	150	285	148	6.8	2.2	58	1.5	24	21	22
0.08	600	150	290	187	7.8	2.2	55	1.6	27	19	18
0.10	600	150	336	155	7.7	2.3	70	1.4	24	23	27
0.08	400	300	347	163	8.2	2.4	71	1.6	26	19	23
0.08	600	300	407	212	9.2	2.5	74	1.8	30	17	22

Best-Fit Kalibrierungen für die Modellierungen ohne Erosionsmodell mit variablem Inputvolumen. Relevanz der Parameter von links nach rechts abnehmend. Für alle Durchläufe gültige Parameter: $\mu = 0.08$; $\xi = 600$; Auflösung = 4 m. Dunkelrot markiert: Werte deutlich ausserhalb der Kalibrierungsbandbreite. Hellrot markiert: Werte mit max. 25% Abweichung zur Kalibrierungsbandbreite. Grün markiert: Werte innerhalb der Kalibrierungsbandbreite

Q_{\max} Input-hydrograph	Input-Volumen	Q_{\max} WL [m^3/s]	Q_{\max} Prä [m^3/s]	V_{\max} Kurve [m/s]	h WL [m]	A WL [m^2]	h Prä [m]	A Prä [m^2]	Laufzeit Anriss - Prä [min]	Laufzeit Prä - Maira [min]
150	80'000	440	156	7.6	3.0	74.5	2.3	37.2	18	19
150	60'000	386	137	7.6	2.8	65.5	2.1	33.5	18	21
85	40'000	188	127	6.7	1.8	41.8	1.3	20.8	22	23
85	30'000	169	123	6.5	1.6	35.3	1.3	19.6	22	26
85	20'000	111	67	6.3	1.3	25.9	0.9	12.9	24	30
85	15'000	82	51	6.0	1.1	20.6	0.8	10.8	25	34
85	10'000	54	31	5.7	0.9	14.5	0.6	8.8	27	n.a.
85	6'000	34	20	5.3	0.6	9.0	0.5	6.2	32	n.a.
85	4'000	17	13	4.8	0.3	5.8	0.4	4.5	35	n.a.

10.2 Anhang 2: Best-Fit Kalibrierungen mit Erosionsmodell

Best-Fit Kalibrierungen für die Modellierungen mit Erosionsmodell. Erosionspolygon vom Anriss bis zur Station Prä. Relevanz der Parameter von links nach rechts abnehmend. Für alle Durchläufe gültige Parameter: Inputvol. = 10'000 m³; Auflösung = 4 m. Dunkelrot markiert: Werte deutlich ausserhalb der Kalibrierungsbandbreite. Hellrot markiert: Werte mit max. 25% Abweichung zur Kalibrierungsbandbreite. Grün markiert: Werte innerhalb der Kalibrierungsbandbreite.

μ	ξ	Q_{\max} Input-hydrograph	Max. Erosionstiefe Profil 3 [m]	Max. Erosionstiefe Profil 5 [m]	Max. Erosionstiefe Profil 6 [m]	Vol. Erodiert [m ³]	Q_{\max} WL [m ³ /s]	Q_{\max} Prä [m ³ /s]	V_{\max} Kurve [m/s]	h WL [m]	A WL [m ²]	h Prä [m]	A Prä [m ²]	Laufzeit Anriss – Prä [min]
0.08	200	85	0.65	0.92	0.65	62'223	347	82	8.0	3.2	109	2.1	39	16
0.08	400	85	0.61	0.68	0.88	36'871	373	179	9.0	2.6	76	1.6	28	16
0.08	600	85	0.57	0.62	0.50	29'678	349	188	9.4	2.3	63	1.6	27	15
0.10	200	85	0.69	0.96	0.75	68'633	353	234	7.6	3.1	107	2.1	39	19
0.10	400	85	0.62	0.74	0.60	40'648	347	185	8.7	2.5	79	1.6	29	19
0.10	600	85	0.63	0.68	0.56	33'209	351	185	9.4	2.3	73	1.6	27	19
0.08	200	150	0.87	1.05	0.73	81'614	602	191	8.1	3.7	134	2.6	50	15
0.08	400	150	0.82	0.80	0.58	50'659	504	252	9.2	3.1	103	2.1	38	14
0.08	600	150	0.83	0.71	0.57	42'588	496	244	9.5	2.9	94	2.0	34	13
0.10	200	150	0.93	1.08	0.85	89'622	611	298	7.7	3.5	130	2.5	49	17
0.10	400	150	0.91	0.89	0.66	55'633	469	270	8.7	3.0	104	2.1	39	17
0.10	600	150	0.87	0.80	0.64	46'513	475	246	9.5	2.8	93	1.9	34	16

Abhängigkeit des erodierten Volumens vom Inputvolumen des Hydrographen. Für alle Durchläufe gültige Parameter: $\mu = 0.08$; $\xi = 400$; Q_{\max} Inputhydrograph = $85 \text{ m}^3/\text{s}$; Auflösung = 4 m. Dunkelrot markiert: Werte deutlich ausserhalb der Kalibrierungsbandbreite. Hellrot markiert: Werte mit max. 25% Abweichung zur Kalibrierungsbandbreite. Grün markiert: Werte innerhalb der Kalibrierungsbandbreite.

Vol. Input-hydrograph [m^3]	Vol. Erodirt [m^3]	Erosionstiefe Profil 3 [m]	Erosionstiefe Profil 5 [m]	Erosionstiefe Profil 6 [m]	Q_{\max} WL [m^3/s]	Q_{\max} Prä [m^3/s]	V_{\max} Kurve [m/s]	h WL [m]	A WL [m^2]	h Prä [m]	A Prä [m^2]	Laufzeit Anriss - Prä [min]
40'000	38'395	0.62	0.69	0.52	398	221	9.0	2.7	81	1.9	34	16
20'000	37'776	0.61	0.68	0.52	388	200	9.0	2.6	79	1.8	31	15
10'000	36'871	0.61	0.68	0.88	373	179	9.0	2.6	76	1.6	28	16
5'000	35'586	0.60	0.67	0.52	349	159	9.0	2.4	71	1.5	26	16
2'000	33'053	0.55	0.64	0.50	315	136	9.0	2.3	63	1.4	23	17

Best-Fit Kalibrierungen für die Modellierungen mit Erosionsmodell. Erosionspolygon nur auf der Felssturزابlagerung. Relevanz der Parameter von links nach rechts abnehmend. Für alle Durchläufe gültige Parameter: Inputvol. = 10'000 m³; Auflösung = 4 m. Dunkelrot markiert: Werte deutlich ausserhalb der Kalibrierungsbandbreite. Hellrot markiert: Werte mit max. 25% Abweichung zur Kalibrierungsbandbreite. Grün markiert: Werte innerhalb der Kalibrierungsbandbreite.
















μ	ξ	Vol. Input-hydrograph	Erosionstiefe Profil 3 [m]	Erosionstiefe Profil 5 [m]	Vol. Erodierter [m ³]	Q _{max} WL [m ³ /s]	V _{max} Kurve [m/s]	h WL [m]	A WL [m ²]
0.08	400	10'000	0.61	0.68	17'756	199	8.9	1.8	43
0.10	400	10'000	0.62	0.74	18'059	201	8.3	1.9	50
0.12	400	10'000	0.68	0.77	18'836	193	7.6	2.0	54
0.14	400	10'000	0.72	0.78	19'714	220	7	1.9	58
0.16	400	10'000	0.77	0.79	21'257	222	6.7	1.8	56
0.20	400	10'000	0.91	1.02	25'754	173	6	1.5	52
0.24	400	10'000	1.25	1.46	34'269		5.8		
0.08	600	10'000	0.57	0.62	14'679	177	9.4	1.7	37
0.10	600	10'000	0.63	0.68	15'175	207	9.2	1.8	46
0.12	600	10'000	0.67	0.71	15'735	194	8.4	1.9	50
0.14	600	10'000	0.71	0.73	16'591	233	7.5	1.9	54
0.16	600	10'000	0.78	0.71	17'610	245	7.1	1.7	54
0.20	600	10'000	0.80	0.94	21'668	193	6.3	1.7	51
0.24	600	10'000	1.06	1.36	28'805	n.a.	6.1	n.a.	n.a.
0.24	600	2'000	1.01	1.21	24'315	n.a.	5.9	n.a.	n.a.
0.32	600	2'000	1.55	1.90	51'311	n.a.	6.3	n.a.	n.a.

10.3 Anhang 3: Karte der Phänomene

Karte der Phänomene

Murgangprozesse oberes Val Bondasca, GR

Legende

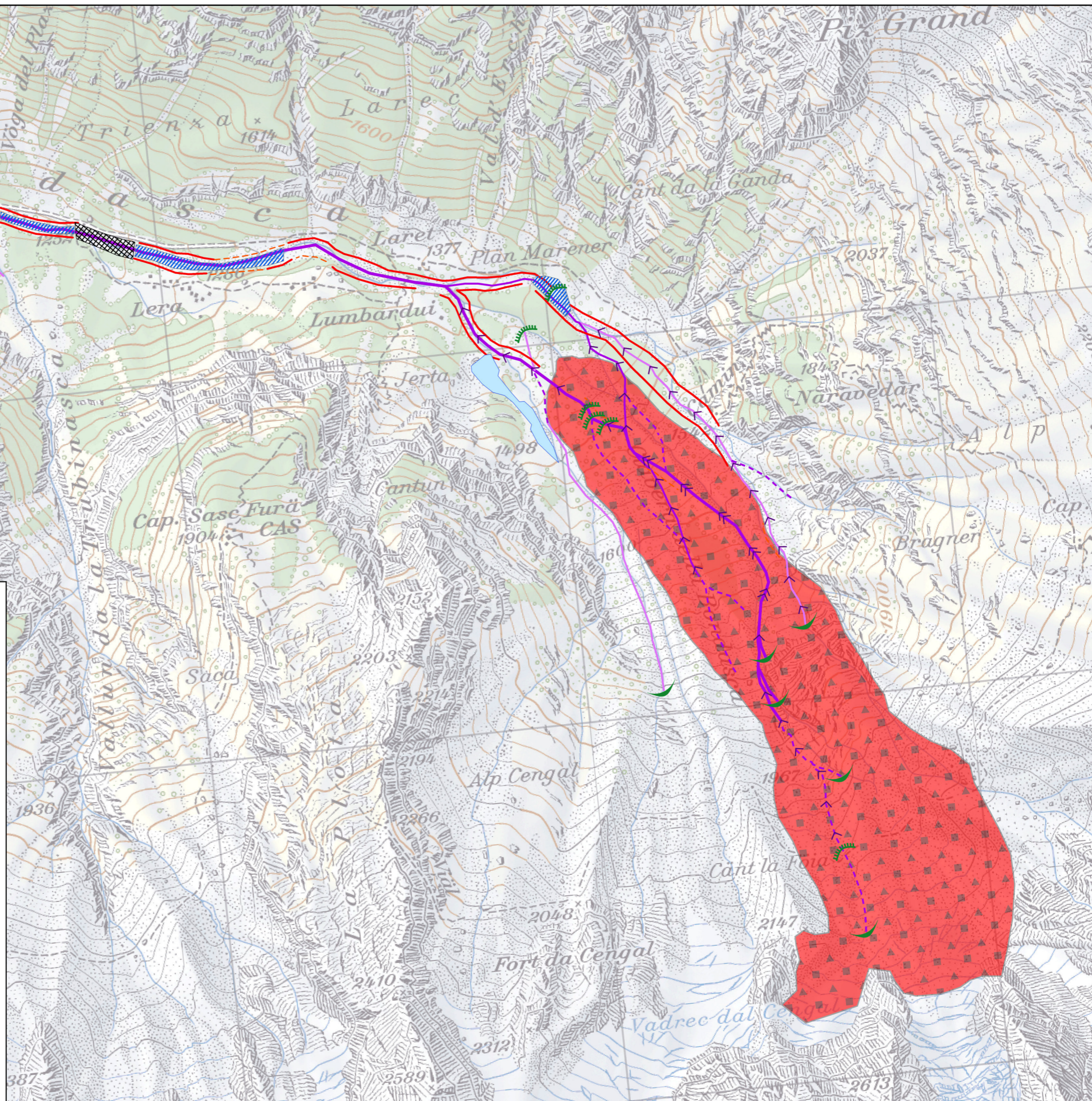
- | | | | |
|---|--|---|--------------------------------------|
|  | Anrisszone |  | Aktives Haupt-Murganggerinne |
|  | Murkopf |  | Überprägtes Haupt-Murganggerinne |
|  | Frische Felssturزابlagerung mit Blöcken und Grossblöcken |  | Aktuelles sekundäres Murganggerinne |
|  | Murgangablagerung aus sekundärem Gerinne |  | Vermutetes Murganggerinne |
|  | Übersarung |  | Schwache Tiefenerosion |
|  | Fluvial überprägter Gerinneabschnitt |  | Starke Tiefenerosion |
|  | Anthropogen beeinflusster Gerinneabschnitt |  | Frisches Levée der Ereignisse 2012 |
| | |  | Vermutetes Levée der Ereignisse 2012 |

Masstab: 1:10'000

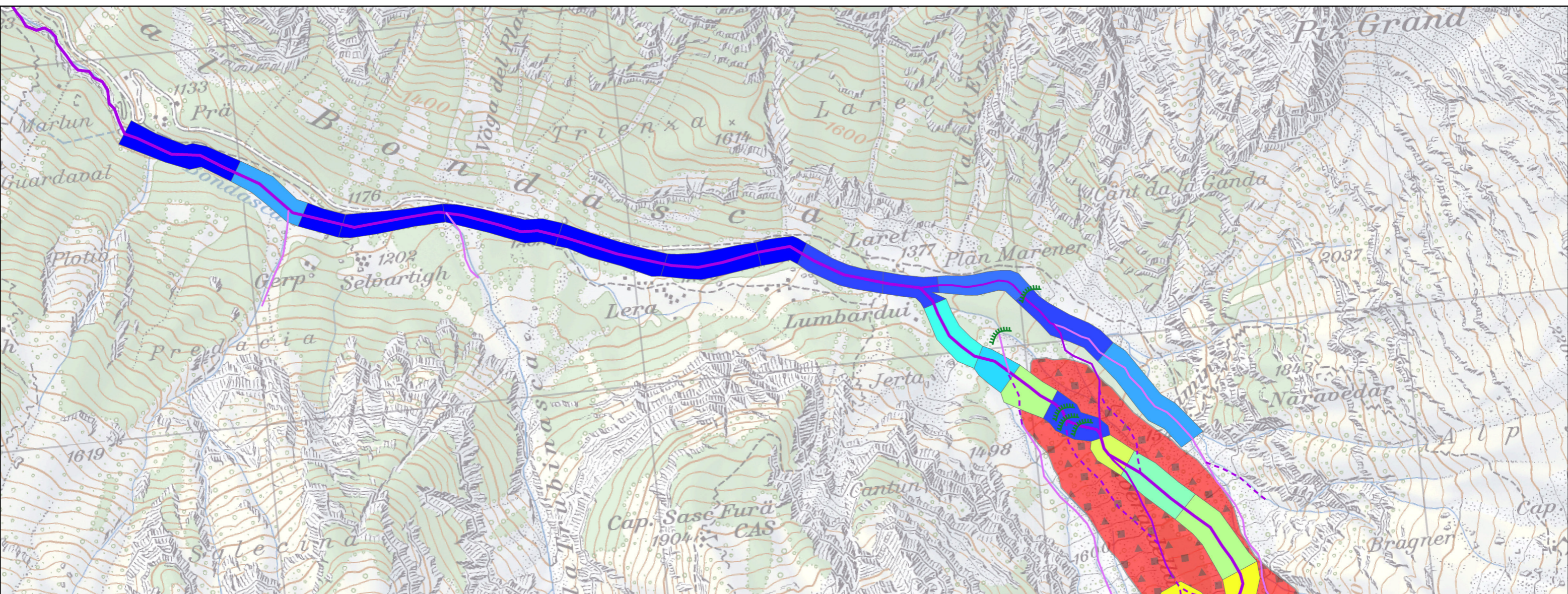


Kartierung: Sept. 2014

Bearbeiter: Patrick Baer



10.4 Anhang 4: Karte der Gerinneneigung










Im Feld gemessene Gerinneneigung

Murgangprozesse oberes Val Bondasca, GR


















Legende

Geomorphologie

-  Anrisszone
-  Murkopf
-  Aktives Haupt-Murganggerinne
-  Überprägtes Haupt-Murganggerinne
-  Aktuelles sekundäres Murganggerinne
-  Vermutetes Murganggerinne
-  Frische Felssturzalagerung mit Blöcken und Grossblöcken

Gerinneneigung [°]

	6 - 8		9 - 10
	11 - 12		13 - 14
	15 - 16		17 - 18
	19 - 20		21 - 22
	23 - 24		25 - 26
	27 - 28		29 - 30
	31 - 32		33 - 34
	35 - 36		

Masstab: 1:10'000



Kartierung: Sept. 2014

Bearbeiter: Patrick Baer

11 Eigenständigkeitserklärung

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

Rothrist, 23.04.2015

Patrick Baer