



Geographisches Institut
Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

Einflüsse von Hang-Gerinne-Kopplungen auf die Gerinne im alpinen System des Schweizer Nationalparks

Diplomarbeit
im Studiengang Geographie

vorgelegt von

Anna Schoch

betreut durch

Prof. Dr. R. Dikau

Bonn, Mai 2013

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei denjenigen bedanken, die zum Gelingen dieser Arbeit, aber auch meines Studiums, beigetragen haben.

Zuerst möchte ich Herrn Prof. Dikau danken, der mich während meines gesamten Studiums und auch während der Diplomphase immer gut betreut und beraten hat. Mit seiner stets kritischen und hinterfragenden Art, hat er mir geholfen, die richtigen Entscheidungen zu treffen.

Ein großer Dank geht an Dr. Thomas Hoffmann, der mich während meiner Themenfindung und der Diplomarbeit sehr gut betreut hat und ohne den diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre. Vielen Dank, dass du meine Ideen verstanden und an sie geglaubt hast.

Ein weiterer Dank geht an den Schweizer Nationalpark und Ruedi Haller, die es uns ermöglichten im Nationalpark Feldarbeiten durchzuführen und digitale Daten für die Anfertigung der Abschlussarbeit zur Verfügung stellten.

Ein großes Dankeschön geht natürlich an den Rest der Arbeitsgruppe Dikau, die vor allem in den letzten zweieinhalb Jahren zu einem wichtigen Teil meines Studiums geworden sind. Hier habe ich meinen Platz an der Uni gefunden und mich immer sehr wohl gefühlt. Ein Riesen-Dank geht vor allem an Karoline Meßenzehl und Tobias Müller, die mich während meiner gesamten Diplomarbeit begleitet haben und mit denen ich einen großartigen Aufenthalt in der Schweiz hatte. Ohne die Ideen und die Unterhaltungen mit Tobi wäre die Arbeit nicht zu dem geworden, was sie ist. Karo, vielen Dank für die großartige Vorbereitungen und die Möglichkeit an deine Arbeit anzuknüpfen.

Vielen Dank auch an meine Korrekturleser: Laura Jung, Dirk Stenger, Hagen Schiessel, Thomas Baumann, Tobias Müller, Karoline Meßenzehl und meine Mama!

Ein wichtiger Dank geht auch an die Geomorphologen an der UNBC in Prince George, Canada: Ellen Petticrew, Phil Owens, Brian Menounos, Kevin Hall und Marten Geertseema (BC Forest Service). Durch sie konnte ich mein Wissen in den Bereichen der Geomorphologie vertiefen, die mich besonders interessieren. Die Zeit in Canada hat mein Studium besonders stark geprägt und ich wollte sie nicht missen.

Ein letzter Dank gehört meiner Familie, die mir mein Studium ermöglicht hat und mich während der gesamten Zeit unterstützt hat. Und das Wichtigste: Danke, dass ihr immer an mich geglaubt habt! Ohne Mama, Papa, Meike, Eva und Eberhard wäre ich nie dahin gekommen, wo ich heute bin! Und ganz zum Schluss: Danke an Thomas Baumann, der im letzten Jahr immer für mich da war, der mir geholfen und mich motiviert hat, wenn ich nicht mehr weiter gekommen bin. Danke für die Unterstützung bei der Vorbereitung und im Gelände, die Diskussionen und Ideen und die schöne Zeit, die wir gemeinsam verbringen.

Zusammenfassung

Seit der Einführung systemischer Ansätze in der Geomorphologie durch CHORLEY UND KENNEDY (1971) wurden Sedimentflüsse in alpinen Systemen mit einem Fokus auf Kopplungen untersucht (z.B. CAINE UND SWANSON 1989). Alpine Systeme können als Kaskadensysteme nach CHORLEY UND KENNEDY (1971) angesehen werden, da verschiedene Subsysteme durch Sedimenttransport miteinander verbunden sind. Hang-Gerinne-Kopplungen sind ein wichtiger Bestandteil der Sedimentkaskade in alpinen Systemen. Sie verbinden den Hang mit dem letzten Teil der Sedimentkaskade in einem Einzugsgebiet (EZG), dem Gerinne (MORCHE et al. 2008). In Gebirgsregionen sind sie aufgrund der räumlichen Nähe meist besonders effektiv (WOHL 2000). Kopplungen sind in dieser Arbeit als Verbindungen durch Sedimenttransport zwischen Subsystemen definiert (u.a. HARVEY 2001, HECKMANN UND SCHWANGHARDT 2012).

Das Hauptziel der Arbeit ist es, ein besseres Verständnis über den Einfluss von Hang-Gerinne-Kopplung auf das Gerinne in mesoskaligen EZG zu erlangen. Durch Untersuchungen des Gerinnetyps, der morphometrischen und sedimentologischen Eigenschaften des Gerinnes sowie der Hang-Gerinne-Kopplungen können die Auswirkungen des erhöhten Sedimenteintrags in zwei mesoskaligen Einzugsgebieten im Schweizer Nationalpark (SNP) erforscht werden. Die beiden Untersuchungsgebiete Val dal Botsch (VdB) und Val Müschauns (VMu) waren im Pleistozän vergletschert und weisen deutlich voneinander abweichende glaziale Überprägungen auf. Während die Val dal Botsch ein V-förmiges Tal ist, dessen Oberfläche durch Lockermaterial dominiert wird, ist in der Val Müschauns in den oberen Talsegmenten ein U-förmiges Tal ausgeprägt. Die Oberfläche ist zum Großteil mit anstehendem Gestein bedeckt. Die VdB und die VMu wurden im Rahmen des Projekts „Sedimenttransport durch Muren in natürlichen alpinen Systemen“ unter der Leitung von Dr. Thomas Hoffmann im SNP untersucht. Im Gebiet des Nationalparks ist es möglich, durch den Menschen weitgehend ungestörte Prozesse zu erforschen.

Für die Bearbeitung des Themas wurden drei Hypothesen aufgestellt: (1) Hang-Gerinne-Kopplungen und insbesondere Sedimenteinträge durch Murgänge bewirken sedimentologische und morphometrische Veränderungen in den Hauptgerinnen. (2) Hang-Gerinne-Kopplungen und insbesondere Sedimenteinträge durch Murgänge verändern den Gerinnetyp und somit die idealtypische Abfolge von Gerinnetypen nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997). (3) Gerinneabwärts von einer Murgang-Gerinne-Kopplung werden die Korngrößen feiner.

Für die Bearbeitung der Hypothesen wurden verschiedene Methoden der Datenerhebung und Datenauswertung angewandt. Die rezenten Hang-Gerinne-Kopplungen wurden kartiert und mit einem heuristischen Ansatz wurde jeweils die Kopplungseffektivität festgelegt. Die Gerinne in der VdB und VMu wurden in Abschnitte unterteilt und für jeden Abschnitt wurde der Gerinnetyp nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) bestimmt. Des Weiteren wurden an einer repräsentativen Stelle jedes

Abschnitts die sedimentologischen Eigenschaften mit der Pebble Count-Methode (WOLMAN 1954) erfasst und ein Querprofil aufgenommen. Für jeden Pebble Count Datensatz wurden die Blockdichte, verschiedene Perzentile sowie das arithmetische Mittel, die Sortierung, die Schiefe und die Kurtosis der Verteilung nach FOLK UND WARD (1957) berechnet. Die Hang-Gerinne-Kopplungen sowie die Gerinneabschnitte werden in Karten dargestellt. Zusätzlich wurden digitale Höhenmodelle der VdB und VMu analysiert. Mit diesen wurden für die beiden Untersuchungsgebiete Längsprofile, k_{sn} -Werte und Slope-Area-Diagramme (Gerinneneigungs-Einzugsgebietsgrößen-Diagramme) erstellt und berechnet. Die Ergebnisse der Arbeit zeigen, dass der Sedimenteintrag vom Hang in die Gerinne in den Untersuchungsgebieten von Murgängen dominiert wird. Diese Hangbereiche weisen die höchste Konnektivität zum Gerinne auf. Außerdem führen in beiden Untersuchungsgebieten ausschließlich Sedimenteinträge durch Muren in das Gerinne zu länger anhaltenden Veränderungen in diesem. Zu den Anpassungen im Gerinne an den erhöhten Sedimenteintrag gehören das Größerwerden der Korngrößen, die Verschlechterung des Rundungsgrads und der Sortierung, die Zunahme der Blockdichte, die Erhöhung der Neigung sowie das tiefe Einschneiden des Gerinnes in das abgelagerte Material. Der Gerinnetyp kann in seiner Zustandsstufe zurückgeworfen werden (von Step Pool zu Cascade). Zwischen Schiefe bzw. Kurtosis der Korngrößenverteilung und erhöhtem Sedimenteintrag konnte kein Zusammenhang erkannt werden. Nicht jeder Murgang hat einen gleich starken Einfluss auf das Gerinne. Anhand eines Vergleichs der einzelnen Murgänge konnte festgestellt werden, dass Murgänge, deren EZG durch anstehendes Gestein dominiert wird und deren sedimentlieferndes Gebiet absolut und relativ zum EZG des Hauptgerinnes groß ist, einen stärkeren Einfluss auf das Gerinne haben. Dies spiegelt sich in Unterschieden zwischen den beiden Untersuchungsgebieten wider. Da in der VMu die Oberfläche durch anstehendes Gestein dominiert wird, haben die Murgänge hier einen größeren Einfluss auf die Gerinne. Hieran wird deutlich, dass der verschieden starke Einfluss auf die Gerinne in den beiden Untersuchungsgebieten auch mit Unterschieden der Überprägung durch die pleistozäne Vergletscherung zusammenhängt. Das bedeutet, dass die geomorphologische Geschichte heutige Prozesse beeinflusst und eine wichtige Rolle spielt. In beiden EZG ist die paraglaziale Periode noch nicht abgeschlossen. Dies muss zwingend bei Untersuchungen der Hang-Gerinne-Kopplungen in alpinen Systemen beachtet werden.

Basierend auf den Ergebnissen und der Diskussion der Fragestellungen können die erste und dritte Hypothese für beide untersuchten Gebiete bestätigt werden. Die zweite Hypothese kann nur für die VMu bestätigt werden. Es wird vermutet, dass es nur zu einer Veränderung des Gerinnetyps kommt, wenn sich die Neigung an den Sedimenteintrag anpasst. Insgesamt konnte gezeigt werden, dass Hang-Gerinne-Kopplungen und insbesondere Murgang-Gerinne-Kopplungen im alpinen System des Schweizer Nationalparks einen Einfluss auf die Gerinne haben.

Abstract

“The influence of hillslope-channel coupling on channels in the alpine system of the Swiss National Park”

Since the introduction of systems theory in geomorphology by CHORLEY AND KENNEDY (1971) sediment fluxes were studied in alpine systems with a focus on geomorphic coupling (e.g. CAINE AND SWANSON 1989). Alpine systems can be seen as cascading systems (after CHORLEY AND KENNEDY 1971) because different subsystems are connected through sediment transport. Hillslope-channel coupling is an important component of the sediment cascade. Coupling is defined as linkages through sediment transport in this thesis (e.g. after HARVEY 2001, HECKMANN AND SCHWANGHARDT 2012). These linkages connect slopes with the channel, which is the last part of the sediment cascade in a drainage basin. In alpine regions they are usually very effective due to the small spatial vicinity of slopes and channel.

The main goal of this thesis is to obtain a better understanding of the influence of slope-channel-coupling on the channel. Investigations of channel type, morphometric and sedimentological characteristics of the channel as well as investigations of slope-channel-coupling were performed in two mesoscale drainage basins in the Swiss National Park (SNP). The two study areas Val dal Botsch (VdB) and Val Müschauns (VMu) were glaciated in the Pleistocene but show contrasting glacial imprints. While VdB is a V-shaped valley that is dominated by unconsolidated rock (mainly talus and moraine material), VMu is a U-shaped valley in the upper valley segments. The surface is mainly covered with bedrock. Research in VdB and VMu was conducted as part of the project “Sediment transport by debris flows in natural alpine systems”, which is led by Dr. Thomas Hoffmann. It is possible to study geomorphic processes which are almost undisturbed by humans in the area of the national park.

For this thesis it was hypothesized that:

- (1) Hillslope-channel-coupling and especially sediment input through debris flows generates sedimentological and morphometric changes in the main channel.
- (2) Hillslope-channel-coupling and especially sediment input through debris flows changes the channel type and hence the typical sequence of channel types after MONTGOMERY AND BUFFINGTON (1997).
- (3) Downstream of a debris flow-channel coupling the particle sizes decrease.

To test the hypothesis several methods for data collection and data evaluation were used. The recent linkages between slopes and channel were mapped and a heuristic approach was used to determine the connectivity (effectivity of coupling). The channels in VdB and VMu were divided into reaches. For each reach the channel type was identified according to MONTGOMERY AND BUFFINGTON (1997). Furthermore, the sedimentological characteristics were investigated with a pebble count (modified from WOLMAN 1954) and a cross section was measured at a representative location of the reach. For

every pebble count the density of boulders (% of particles > 256 mm), percentiles and the arithmetic mean, sorting, skewness and kurtosis after FOLK AND WARD (1957) were calculated. Slope-channel coupling and channel reaches are displayed in maps. Additionally digital elevation models of VdB and VMu were analyzed to create and calculate long profiles, k_{sn} -values, and slope-area plots.

The results of this research show that sediment input into the channels in both study areas is dominated by debris flows. Parts of the slope where debris flow processes are active have the highest connectivity to the channel. Moreover, only sediment input by debris flows causes channel changes. Channel changes include an increase in sediment size and density of boulders as well as a decline in grain roundness and particle sorting; a slope steepening and cross sectional changes due to channel incision into the deposited debris flow material. The channel type can be altered as well (e.g. from step pool to cascade). No connection between skewness respectively kurtosis and increased sediment input was recognized. The intensity of the influence on channels varies among the investigated debris flows. A comparison of the larger debris flows in the two study areas revealed that debris flows whose catchments are dominated by bedrock, and which have large catchments (absolute and relative area to main channel drainage area) have the strongest influence on channels. Because the surface in VMu is dominantly covered with bedrock, debris flows in this study area have a stronger influence on the channel.

This makes it obvious, that the variable influence on the channel is linked to differences in the glacial imprint of the two study areas. Geomorphic history still plays a crucial role today and affects recent geomorphic processes. In both drainage basins the paraglacial period has not ended yet. This has to be considered when studying the coupling between slope and channel coupling in alpine systems.

Based on the results and the discussion of the research questions, the first and the third hypothesis can be verified for VdB and VMu. The second hypothesis can be partly corroborated, because only in VMu the channel type is changed due to an increased sediment input. It is supposed that channel type only changes if sediment input causes an alteration in channel slope. Overall it is shown that sediment input through hillslope-channel coupling and particularly debris flow-channel coupling has an influence on channels in the alpine system of the Swiss National Park.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung.....	1
2	Stand der Forschung.....	3
2.1	Gebirgsgeomorphologie und das alpine Kaskadensystem.....	3
2.2	Das Subsystem Gerinne in Gebirgsregionen	8
2.2.1	Fluviale Prozesse in Gebirgsbächen	10
2.2.2	Anpassung der Gerinneform	15
2.2.3	Klassifikation der Gerinneabschnittstypen von Gebirgsbächen nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997)	17
2.3	Das Subsystem Hang in Gebirgsregionen.....	26
2.3.1	Gravitative Massenbewegungen	26
2.3.2	Kriech- und Spülprozesse	29
2.3.3	Nivale Prozesse.....	29
2.4	Hang-Gerinne-Kopplungen: Verbindungen zwischen den Subsystemen Hang und Gerinne	30
2.4.1	Der Kopplungsbegriff.....	30
2.4.2	Kopplungen zwischen Hang und Gerinne im alpinen System	31
2.4.3	Raum- und Zeitskalen von Kopplungen.....	32
2.4.4	Puffer: Diskontinuität in der Sedimentkaskade	33
2.4.5	Kopplungen im Kontext des Sensitivitätskonzepts.....	35
2.4.6	Einflüsse von Hang-Gerinne-Kopplungen auf das Gerinne	36
3	Hypothesen	41
4	Daten und Methoden	42
4.1	Daten	42
4.2	Methoden der Datenerhebung	43
4.2.1	Aufnahme der Gerinneabschnitte.....	43
4.2.2	Pebble Count	44
4.2.3	Kartierung und Aufnahme der Hang-Gerinne-Kopplungen	47
4.3	Methoden der Datenanalyse.....	50
4.3.1	Auswertung und Analyse der Pebble Count Daten	50
4.3.2	Datenanalyse und Darstellung mit Esri ArcGIS 10.1.....	52
5	Untersuchungsgebiet	55
5.1	Lage und Untersuchungsgebiete.....	55
5.2	Geologie.....	56
5.3	Klima.....	58
5.4	Geomorphologie.....	59

5.5	Menschlicher Einfluss	61
6	Ergebnisse.....	62
6.1	Unterteilung der Gerinne in Abschnitte und Kartierung der Kopplungen	62
6.1.1	Val dal Botsch	63
6.1.2	Val Müschauns	66
6.2	Querprofile	69
6.2.1	Val dal Botsch	69
6.2.2	Val Müschauns	70
6.3	Längsprofile, k_{sn} -Werte und Slope-Area-Diagramme.....	70
6.3.1	Val dal Botsch	70
6.3.2	Val Müschauns	71
6.4	Korngrößenverteilungen, Analyse der Pebble Count Daten und Kornrundungen.....	75
6.4.1	Val dal Botsch	75
6.4.2	Val Müschauns	80
6.5	Einzugsgebietsgrößen der großen Murgänge	86
7	Diskussion.....	87
7.1	Verändern sich morphometrische Eigenschaften des Gerinnes (Breite, Tiefe, Neigung) durch den Sedimenteintrag vom Hang in das Gerinne?	87
7.2	Bewirkt der Sedimenteintrag vom Hang in das Gerinne sedimentologische Veränderungen im Gerinnebett?	90
7.3	Welche Hang-Gerinne-Kopplungen haben den größten Einfluss auf das Gerinne?	97
7.4	Haben Hang-Gerinne-Kopplungen Auswirkungen auf den Gerinnetyp nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997)?.....	105
7.5	Wie wirkt sich die pleistozäne Vergletscherung auf die morphometrischen und sedimentologischen Eigenschaften der Gerinne, den Gerinnetyp und die Hang-Gerinne-Kopplungen aus?	110
7.6	Weitere potentielle Fehlerquellen	114
8	Fazit und Ausblick	116
9	Literaturverzeichnis.....	119
10	Anhang.....	132
A	Abbildungen	132
B	Karten	143
C	Tabellen	151
D	Aufnahmebögen.....	170
E	Photographien.....	173

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Modell der Zeit- und Raumskalen in der Geomorphologie: Zeitdauer der Entstehung, Zeitdauer des Bestehens und ungefähre Größe der Form (nach BRUNSDEN 1996, S. 285)	4
Abbildung 2: Schematische Darstellung der Sedimentation in der paraglazialen Periode (nach CHURCH UND RYDER 1972, S. 3069).....	6
Abbildung 3: Kaskadensystem mit (Sub-)Systemen in den Untersuchungsgebieten.....	8
Abbildung 4: Schematische Darstellung der Veränderung von Gerinneigenschaften in einem EZG (basierend auf dem Konzept von SCHUMM (1977); nach CHURCH 1992, S. 129)	9
Abbildung 5: A: Die vier Hauptkomponenten der Gerinneform (nach KNIGHTON 1998, S. 157); B: Räumliche und zeitliche Skala der Gerinneanpassung auf den verschiedenen Ebenen: Korngröße, Gerinnebettkonfiguration bzw. -formen, Gerinnequerschnitt (Breite und Tiefe) und Neigung (Einschneidung und Aufschotterung sowie Veränderung der Sinuosität bzw. des Gerinnemusters) (teilweise nach KNIGHTON (1998), nach BUFFINGTON 2012, S. 436)	17
Abbildung 6: <i>links</i> : Cascade Gerinne; <i>rechts oben</i> : schematische Darstellung der Draufsicht auf ein Cascade Gerinne bei niedrigem Wasserstand: fast kontinuierlicher, hoch turbulenter Abfluss um große einzelne Partikel; <i>rechts unten</i> : schematisches Längsprofil eines Cascade Gerinnes bei niedrigem Wasserstand (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997, S. 598ff).....	19
Abbildung 7: <i>links</i> : Step Pool Gerinne; <i>rechts oben</i> : schematische Darstellung der Draufsicht auf ein Step Pool Gerinne bei niedrigem Wasserstand: sequentieller, hoch turbulenter Abfluss über Stufen und ruhigerer Abfluss in den dazwischen liegenden Pools; <i>rechts unten</i> : schematisches Längsprofil eines Step Pool Gerinnes bei niedrigem Wasserstand (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997, S. 598ff)	20
Abbildung 8: <i>links</i> : Plane Bed Gerinne; <i>rechts oben</i> : schematische Darstellung der Draufsicht auf ein Plane Bed Gerinne bei niedrigem Wasserstand: einzelne Blöcke ragen aus dem sonst gleichmäßigen Abfluss heraus; <i>rechts unten</i> : schematisches Längsprofil eines Plane Bed Gerinnes bei niedrigem Wasserstand (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997, S. 598ff).....	21
Abbildung 9: Idealisiertes Längsprofil von den Hängen flussabwärts durch ein EZG; gezeigt wird die generelle Abfolge der alluvialen Gerinnetypen und der Kontrollfaktoren auf die Prozesse in den Gerinnen in EZG in Gebirgen (nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997, S. 603)	24
Abbildung 10: Schematische Darstellung der generalisierten relativen Trends von Sedimentverfügbarkeit (Q_s) und Transportkapazität (Q_c) in EZG in Gebirgen (nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997, S. 606).....	25
Abbildung 11: Schematische Darstellung der Prozessdomänen (gestrichelte Linien) und topographischen Signaturen (durchgezogene Linien) in einem Slope-Area-Diagramm (doppelte logarithmische Skalierung) für eine nicht-vergletscherte Landschaft im Gleichgewichtszustand (nach MONTGOMERY UND FOUFOULA-GEORGIU 1993, BRARDINONI UND HASSAN 2006, S. F01013)	29
Abbildung 12: Darstellung der Achsen eines Partikels (BUNTE UND ABT 2001b, S. 15)	46
Abbildung 13: Rundungsklassen: A, kantig; B, sub-kantig; C, sub-gerundet; D, gerundet; E, wohl gerundet (PETTIJOHN 1975, S. 57)	47
Abbildung 14: Schematische Darstellung des heuristischen Ansatzes zur Bestimmung der Kopplungseffektivität	50
Abbildung 15: Die WENTWORTH-Korngrößenskala mit entsprechenden ϕ (phi)- und ψ (psi)-Werten nach KRUMBEIN (1934, 1938) (verändert nach PETTIJOHN (1975); nach KONDOLF et al. 2003, S. 348)	51
Abbildung 16: Längsprofil und k_{sn} -Werte der Ova da Val dal Botsch (keine Überhöhung).....	72
Abbildung 17: Längsprofil und k_{sn} -Werte der Ova da Müschauns, Val Müschauns (keine Überhöhung).....	74
Abbildung 18: Korngrößenverteilung an repräsentativen Stellen der einzelnen Abschnitte in der Val dal Botsch	76
Abbildung 19: Perzentile der einzelnen Pebble Counts und Lage dieser entlang des Längsprofils der Ova da Val dal Botsch (keine Überhöhung).....	77

Abbildung 20: Histogramme der Kornrundungen für die Pebble Counts in der Val dal Botsch: die Klassen 1 bis 5 entsprechen den Rundungsklassen a bis e nach PETTJOHN (1975; Abbildung 13, Tabelle 5); die Darstellung zeigt die prozentualen Anteile der jeweiligen Rundungsklasse an der gesamten Probengröße, den Mittelwert und die Standardabweichung.	78
Abbildung 21: Sortierungskoeffizient $S_{F\&W}$ für die Pebble Counts in der Val dal Botsch (Klassen in Tabelle 8)	79
Abbildung 22: Blockdichte (% der Partikel >256 mm) der einzelnen Gerinneabschnitte und ausgewählter Murgänge in der Val dal Botsch	80
Abbildung 23: Korngrößenverteilung an repräsentativen Stellen der einzelnen Abschnitte in der Val Müschauns	81
Abbildung 24: Perzentile der einzelnen Pebble Counts und Lage dieser entlang des Längsprofils der Ova da Müschauns, Val Müschauns (keine Überhöhung).....	82
Abbildung 25: Histogramme der Kornrundungen für die Pebble Counts in der Val Müschauns: die Klassen 1 bis 5 entsprechen den Rundungsklassen a bis e nach PETTJOHN (1975; Abbildung 13, Tabelle 5); die Darstellung zeigt die prozentualen Anteile der jeweiligen Rundungsklasse an der gesamten Probengröße, den Mittelwert und die Standardabweichung.	84
Abbildung 26: Sortierungskoeffizient $S_{F\&W}$ Val Müschauns (Klassen in Tabelle 8)	85
Abbildung 27: Blockdichte (% der Partikel >256 mm) der einzelnen Gerinneabschnitte und ausgewählter Murgänge in der Val Müschauns	86
Abbildung 28: Beispiel eines Schwellenwerts für die Bestimmung signifikanter und unbedeutender Sedimenteinträge unter Berücksichtigung der Größe des sedimentliefernden Gebiets (A) und dem Produkt aus EZG-Größe und Neigung (ω)	103
Abbildung 29: Längsprofil der Ova da Müschauns (1,5-fache Überhöhung) mit glazialen Makroformen und dominanten Gerinnetypen. Das Gerinne wurde nur bis Abschnitt 17 untersucht. (Abkürzungen: BR - Bedrock, C - Cascade, C/SP - Cascade/Step Pool, SP - Step Pool, PB - Plane Bed, beziehen sich auf die Gerinnetypen nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997; B - Bedrock, HF - hängend fluvial, F - fluvial, beziehen sich auf die geomorphologischen Prozessdomänen nach BRARDINONI UND HASSAN 2006) (nach BRARDINONI UND HASSAN 2007, S. 5)	107

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Eine hierarchische Klassifikation von geomorphologischen Formen (nach SLAYMAKER 1991, S. 429).....	7
Tabelle 2: Diagnostische Merkmale der Gerinnetypen nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997, S. 597)	22
Tabelle 3: Übersicht über die verwandten Methoden für die einzelnen Hypothesen.....	42
Tabelle 4: Parameter des Pebble Counts	45
Tabelle 5: Rundungsklassen nach PETTIJOHN (1975, S. 57)	47
Tabelle 6: Arten der Kopplungen zwischen Hang und Gerinne	49
Tabelle 7: Aktivitätsgrad der gekoppelten Elemente am Hang nach SCHROTT et al. (2002, 2003).....	49
Tabelle 8: Klassifizierung der Parameter nach FOLK UND WARD (1957)	52
Tabelle 9: Durchschnittliche Kopplungseffektivität und Standardabweichung für die primären Kopplungsprozesse (Kopplungseffektivität: 0 - keine Kopplung, 1 bis 5 - sehr gering bis sehr hoch)	63
Tabelle 10: Zusammenfassung der Veränderungen der morphometrischen und sedimentologischen Eigenschaften im Gerinne bedingt durch erhöhten Sedimenteintrag durch Murgänge in den Untersuchungsgebieten VdB und VMu und Einteilung in signifikante und unbedeutende Sedimenteinträge (Abkürzungen: SMK = Schutthalde-Murkegel-Komplex, n.b. = nicht belegbar anhand der erhobenen Daten).	95

1 Einleitung

Sedimentflüsse spielen eine bedeutende Rolle bei der Entstehung der Erdoberfläche und sind damit ein wichtiges geomorphologisches Thema. Seit der Einführung systemischer Ansätze in der Geomorphologie (CHORLEY UND KENNEDY 1971) wurden Sedimentflüsse in alpinen Systemen mit einem Fokus auf Kopplungen untersucht (z.B. CAINE UND SWANSON 1989). Alpine Systeme sind in Zeit und Raum hoch variabel und geomorphologische Prozesse laufen mit besonders hohen Raten und Intensitäten ab (BARSCH UND CAINE 1984). Sie sind sensitiv gegenüber Veränderungen der Umwelt, welche häufig zur Erhöhung der Sedimentflüsse führen (ORWIN et al. 2010). Das alpine System besteht aus verschiedenen Subsystemen, zwischen denen Sedimenttransport durch geomorphologische Prozesse stattfindet. Daher kann es als Kaskadensystem nach CHORLEY UND KENNEDY (1971) verstanden werden.

In dieser Arbeit werden das Subsystem Hang und das Subsystem Gerinne als Teile des alpinen Kaskadensystems des Schweizer Nationalparks (SNP) untersucht. Der Hang wird nicht komplett betrachtet, sondern nur die untersten Bereiche. Diese beginnen an den Ufern des Gerinnes bzw. fluvialen Ablagerungen (z.B. Terrassen). Der Hang ist eine geneigte Fläche, die an das Gerinne grenzt. Das Subsystem Hang wird mit Fokus auf den Murgangprozess untersucht, da in beiden Untersuchungsgebieten eine Vielzahl von Murgängen vorhanden ist. Als Gerinne werden die Tiefenlinien der Einzugsgebiete (EZG) definiert, in denen der Wasserabfluss stattfindet. Sie sind also ein lineares Element. In diesen können fluviale, aber auch Murgangprozesse wirken. Murgerinne, die in das Hauptgerinne münden, werden nicht als Gerinne in diesem Sinn verstanden, d.h. als Gerinne werden nur die Hauptgerinne der Täler bezeichnet. Sonstige Gerinne werden genauer spezifiziert (z.B. Murgerinne).

Zwischen den beiden Subsystemen bestehen Verbindungen durch Sedimenttransport, die als Kopplungen bezeichnet werden (u.a. HARVEY 2001, HECKMANN UND SCHWANGHARDT 2012). In Gebirgsregionen sind die Kopplungen zwischen den beiden Subsystemen aufgrund der Nähe von Hang und Gerinne besonders stark (WOHL 2000). Sie sind von hoher Bedeutung, da sie den Sedimenteintrag in das Gerinne, den letzten Teil der Sedimentkaskade in einem EZG, bestimmen (MORCHE et al. 2008). Das Wissen über Kopplungen zwischen den beiden geomorphologischen Subsystemen Hang und Gerinne in alpinen Regionen ist noch nicht ausreichend. Daher ist es wichtig, diese und vor allem den Einfluss der Kopplungen auf die Gerinne weiter zu untersuchen und zu verstehen (BUFFINGTON 2012).

Fragestellungen und Ziele der Arbeit

Das Hauptziel der Arbeit ist es, ein besseres Verständnis über den Einfluss von Hang-Gerinne-Kopplung auf das Gerinne in mesoskaligen EZG zu erlangen. Durch Untersuchungen des Gerinnetyps, der Morphometrie, der sedimentologischen Eigenschaften des Gerinnes sowie der Hang-Gerinne-Kopplungen können die Auswirkungen des erhöhten Sedimenteintrags nachgewiesen werden.

Diese Diplomarbeit analysiert die Einflüsse der Hang-Gerinne-Kopplungen auf die Gerinne in zwei mesoskaligen EZG, der Val dal Botsch (VdB) und der Val Müschauns (VMu), im alpinen System des Schweizer

Nationalparks (nach SLAYMAKER 1991). Beide Untersuchungsgebiete waren im Pleistozän vergletschert. Dies spiegelt sich in der heutigen Topographie, der Sedimentverfügbarkeit und in den Eigenschaften des Gerinnes wider, jedoch bestehen zwischen den Gebieten deutliche Unterschiede. Die VdB ist durch große Mengen an Moränen- und Schuttmaterial, eine V-förmige Talform und ein konkaves Längsprofil ohne Knickpunkte und Stufen charakterisiert. Die Topographie der VMu wurde anhaltend glazial überprägt; das Tal ist im oberen Bereich U-förmig und weist deutliche Stufen im Längsprofil auf. Moränenmaterial ist heute nur noch in geringen Mengen vorhanden. Das Tal wird durch Fels dominiert. Die VdB und die VMu wurden im Rahmen des Projekts „Sedimenttransport durch Muren in natürlichen alpinen Systemen“ unter der Leitung von Dr. Thomas Hoffmann im SNP untersucht. Im Gebiet des Nationalparks ist es möglich, durch den Menschen weitgehend ungestörte Prozesse zu erforschen.

Hieraus ergeben sich folgende Fragestellungen, die von besonderem Interesse sind:

- Verändern sich morphometrische Eigenschaften des Gerinnes (Breite, Tiefe, Neigung) durch den Sedimenteintrag vom Hang in das Gerinne?
- Bewirkt der Sedimenteintrag vom Hang in das Gerinne sedimentologische Veränderungen im Gerinnebett?
- Welche Hang-Gerinne-Kopplungen haben den größten Einfluss auf das Gerinne?
- Haben Hang-Gerinne-Kopplungen Auswirkungen auf den Gerinnetyp nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997)?
- Wie wirkt sich die pleistozäne Vergletscherung auf die morphometrischen und sedimentologischen Eigenschaften der Gerinne, den Gerinnetyp und die Hang-Gerinne-Kopplungen aus?

Für die Beantwortung der Fragen wurden die rezenten Hang-Gerinne-Kopplungen basierend auf Informationen aus Proxys im Gelände schematisch kartiert und kategorisiert, die Gerinne in der VdB und VMu nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) untersucht und die Korngrößen und Kornrundung der Gerinnebettoberfläche mit der Pebble Count-Methode (WOLMAN 1954) aufgenommen. Die erhobenen Daten wurden statistisch ausgewertet, in Karten dargestellt sowie mit einer Analyse von digitalen Höhenmodellen verbunden.

Die Gliederung dieser Diplomarbeit orientiert sich an den wichtigsten durchgeführten Arbeitsschritten. Für die Beantwortung der Fragestellungen wird zuerst der derzeitige Stand der Forschung in den Bereichen Gebirgsgeomorphologie und alpine Systeme, Subsystem Hang und Gerinne sowie Kopplungen zwischen diesen Subsystemen vorgestellt. Anschließend werden die daraus erarbeiteten Hypothesen und Erwartungen zusammengefasst. Darauf folgen eine Beschreibung der angewandten Methoden für die Datenerhebung und -analyse wie auch der beiden Untersuchungsgebiete. Die Ergebnisse werden in weiteren Kapiteln präsentiert und kritisch diskutiert. Abschließend wird die Arbeit zusammengefasst und ein Fazit gezogen.

2 Stand der Forschung

Gebirgsregionen zählen zu den wichtigsten morphologischen Einheiten der Erdoberfläche und sind gleichzeitig besonders sensitiv gegenüber Umweltveränderungen. Viele Menschen haben eine Verbindung zu Gebirgen: Sie sind von den Ressourcen abhängig, leben in diesen Regionen oder nutzen sie als Erholungsraum. Aus diesem Grund ist es wichtig, die dort stattfindenden Prozesse zu untersuchen und zu verstehen (OWENS UND SLAYMAKER 2004). Im SNP können geomorphologische Prozesse, die in alpinen Gebieten ohne oder mit nur geringem Einfluss des Menschen ablaufen, untersucht werden.

2.1 Gebirgsgeomorphologie und das alpine Kaskadensystem

Gebirgsgeomorphologie und Abgrenzung des Begriffs Gebirge

Die Gebirgsforschung hat in der Geomorphologie viel Aufmerksamkeit auf sich gezogen und beschäftigt sich mit den Prozessen und Formen in alpinen Regionen. Die Abgrenzung des Begriffs Gebirge ist nicht eindeutig (BARSCH UND CAINE 1984, Definitionen siehe z.B. TROLL 1973, CAINE 1974, BARSCH UND CAINE 1984). Auch wenn es visuell einfach erscheint, gibt es keine feste Definition, was ein Gebirge ist (OWENS UND SLAYMAKER 2004).

BARSCH UND CAINE (1984) definierten vier charakteristische Eigenschaften von Gebirgen: Höhe, steile Neigungen, felsiges Terrain und das Vorhandensein von Schnee und Eis. Weiterhin grenzten sie den Begriff durch vier Eigenschaften, die für das geomorphologische Verständnis von alpinen Räumen wesentlich sind, ein: (1) Gebirgsregionen sind intern divers und variabel. Diese Variabilität beruht auf der Höhe, der Reliefenergie und darauf, dass diese Regionen ungeschützt sind im Vergleich zu anderen Regionen. (2) Sie zeigen meist Spuren der pleistozänen Vergletscherung. (3) Viele Gebirge sind heute noch tektonisch aktiv und in manchen Fällen übersteigt die Hebung den Abtrag. (4) Sie scheinen sich in einem metastabilen Zustand zu befinden, sodass sie besonders vulnerabel gegenüber Störungen sind.

Die Prozesse, die heute in Hochgebirgsregionen ablaufen, sind zum Großteil auch in anderen Regionen zu finden (BARSCH UND CAINE 1984). Jedoch sind Intensität und Raten der Prozesse aufgrund der hohen potentiellen Energie und der Kombinationen der Prozesse unterschiedlich. Neben den topographischen sind weitere Faktoren für die hohen Erosionsraten verantwortlich: z.B. niedrige Temperaturen, erhöhte Niederschläge und die daraus resultierenden hydrologischen und Vegetations-Unterschiede, tektonische Aktivität (Erdbeben und Vulkanismus), und pleistozäne Vergletscherungen (CAINE 1974).

Zeit und Raum in alpinen Systemen

Die zeitliche und räumliche Variabilität ist die wohl wichtigste geomorphologische Charakteristik von Hochgebirgen. Geomorphologische Formen sind in Zeit und Raum skalenabhängig (Abbildung 1). Unterschiedlich große Formen haben verschieden lange Zeitdauern des Entstehens und Bestehens. Die zeitliche Skala beinhaltet also zwei Aspekte (BRUNSDEN 1996).

Der Term Palimpsest beschreibt die räumliche Anordnung von geomorphologischen Formen in der Landschaft. Sie sind hierarchisch angeordnet, da sie zu unterschiedlichen Zeitpunkten entstanden sind. Im Allgemeinen überlagern kleinere, jüngere Formen ältere, größere Formen (CHORLEY et al. 1984). Ein alpi-

nes Tal wurde beispielsweise durch mehrere Zyklen pleistozäner Vergletscherung (mehrere hunderttausend Jahre) überprägt. Die Schutthalden wurden in relativ kurzer Zeit (mehrere hundert bis tausend Jahre) nach dem Abschmelzen der Gletscher abgelagert und werden heute durch Prozesse wie Murgänge, die innerhalb von Minuten, Stunden oder Jahren ablaufen) verändert. Dies zeigt deutlich, dass Raum und Zeit gemeinsam betrachtet werden müssen (OTTO 2006).

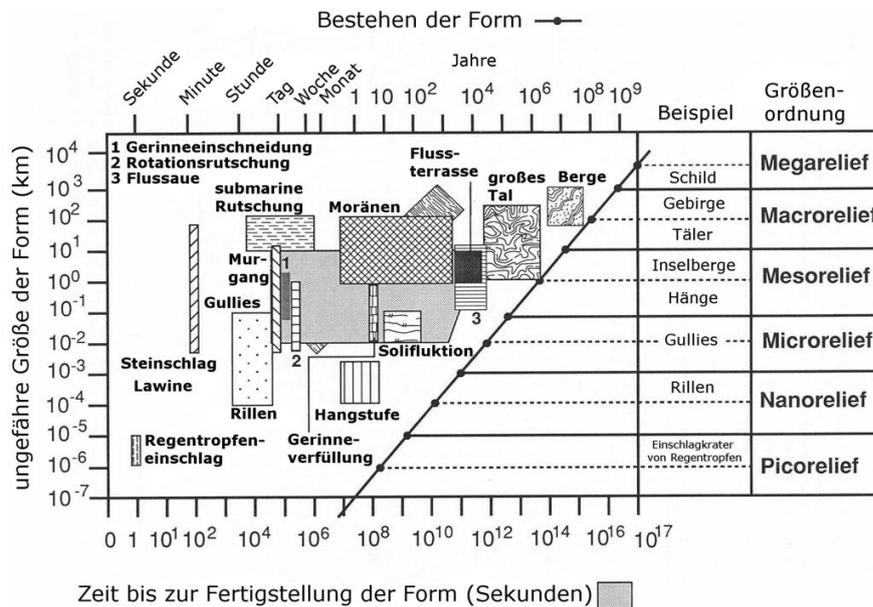


Abbildung 1: Modell der Zeit- und Raumskalen in der Geomorphologie: Zeitdauer der Entstehung, Zeitdauer des Bestehens und ungefähre Größe der Form (nach BRUNSDEN 1996, S. 285)

Viele Prozesse in Gebirgsregionen wirken nicht kontinuierlich sondern unregelmäßig. Die meiste geomorphologische Arbeit wird von selten auftretenden und zufällig stattfindenden Ereignissen geleistet. Neben der zeitlichen Variabilität ist auch die räumliche Variabilität von großer Bedeutung. Der größte Anteil der geomorphologischen Arbeit bei Erosion und Transport findet auf einem kleinen Teil der Gesamtfläche statt. Die größte Aktivität ist an steilen Hängen, Stellen mit konzentrierter Schneebedeckung und in Gletschergebieten zu finden (BARSCH UND CAINE 1984).

Die räumliche und zeitliche Variabilität wird durch verschiedene Eigenschaften von Gebirgen bedingt. Geologischen Faktoren (Lithologie und Struktur) bewirken diese, z.B. durch Unterschiede in der Erosionsresistenz der Gesteine und Erdbeben, die Auslöser von großen gravitativen Massenbewegungen sein können. Die Topographie bewirkt in Gebirgen eine hohe potentielle Energie. Hohe klimatische Variabilität entsteht durch räumliche Unterschiede in der Einstrahlung bedingt durch Topographie und Vegetation sowie durch zeitliche Unterschiede der jahreszeitlichen Einflüsse. Die Hydrologie und der Abfluss in Gebirgsbächen sind saisonabhängig. Biotische Faktoren bewirken durch Unterschiede in der Vegetationsbedeckung ebenfalls lokale Veränderungen der geomorphologischen Aktivität. Historische Faktoren sind u.a. die Formung der Erdoberfläche durch die Vergletscherungen des Pleistozäns, die heute noch deutlich erkennbar ist und derzeit ablaufende Prozesse beeinflusst (CAINE 1974).

Das paraglaziale Konzept

Der Begriff Paraglazial wurde von RYDER (1971) eingeführt, um die alluvialen Fächer im Inland von British Columbia, Kanada, die durch die Aufarbeitung und Ablagerung von glazialen Sedimenten nach der letzten Eiszeit entstanden, zu beschreiben. Das paraglaziale Konzept wurde von CHURCH UND RYDER (1972) formuliert: Paraglaziale Prozesse sind „[...]nicht-glaziale Prozesse, die direkt durch Vergletscherung bedingt werden. [Der Term] bezieht sich auf proglaziale Prozesse und die, die innerhalb und um das ehemals vergletscherte Gebiet stattfinden und direkt aus der früheren Präsenz des Eises resultieren“ (S. 3059). Vergletscherungen hinterlassen großen Mengen Moränenmaterial (CHURCH UND RYDER 1972), da Gletscheraktivität die Erosionsraten erhöht (HALLET et al. 2006, MONTGOMERY 2002). Glaziale Ablagerungen dominieren häufig derzeit und ehemals vergletscherte Gebiete und können somit in alpinen Räumen einen wichtigen Sedimentspeicher darstellen (OTTO 2006). Das Moränenmaterial ist nach dem Ende der Vergletscherung nicht mehr stabil und wird z.B. durch fluvialen Transport aufgearbeitet. Erhöhter Sedimenttransport, im Vergleich zur heutigen Produktion von verwittertem Lockermaterial, wird so lange bestehen, wie Material für den Fluss verfügbar ist (CHURCH UND RYDER 1972).

Die Beeinflussung der paraglazialen Sedimentzufuhr beinhaltet drei Aspekte: (1) Der dominierende Teil des aufgearbeiteten Sediments kann von Moränenablagerungen zu sekundären Quellen wechseln, (2) regionale Hebung kann den Zeitpunkt des Ausgleichs zwischen Erosion und Deposition verändern und (3) die gesamte paraglaziale Periode ist länger als die Periode der initialen Aufarbeitung von glazialen Ablagerungen (CHURCH UND RYDER 1972). CHURCH UND SLAYMAKER (1989) fanden heraus, dass verschiedene Landschaftselemente unterschiedlich lange brauchen, um sich an die veränderten Bedingungen anzupassen. In EZG bis 30 000 km² ist der Prozess heute noch nicht abgeschlossen. Sie befinden sich nicht im Gleichgewicht, da der Sedimentaustrag pro Flächeneinheit mit steigender EZG-Größe eine Konsequenz der Vergletscherungen im Quartär ist. Er nimmt im Gegensatz zu ehemals nicht vergletscherten EZG zu. Heutige fluviale Sedimentausträge (EZG-Größe > 1 km²) aus ehemals vergletscherten Gebieten spiegeln also nicht holozäne Denudationsraten wider, sondern sind eine Konsequenz der Vergletscherungen im Pleistozän. Es wird angenommen, dass der Effekt noch mehrere zehntausend Jahre anhält.

Das paraglaziale Konzept wurde auf verschiedene Bereiche angewandt und in Einklang damit folgende (Arbeits-)Definition formuliert: Paraglazial sind „[...] nicht-glaziale Prozesse an der Erdoberfläche, Sedimentablagerungen, Landschaften, geomorphologische Formen und Systeme, die direkt durch Ver- oder Entgletscherung bedingt werden“ (BALLANTYNE 2002, S. 1938). Die Anpassung der unterschiedlichen Elemente des paraglazialen Systems weist eine hohe zeitliche Variabilität auf. Steile, mit Sediment bedeckte Hänge können sich in wenigen Jahrhunderten anpassen, wohingegen große fluviale Systeme mehr als 10 000 Jahre benötigen.

Generell wird das paraglaziale Konzept als abnehmende Kurve dargestellt. Zu Beginn ist der Sedimentaustrag hoch und nimmt bis zum Ende der paraglazialen Periode konstant ab (Abbildung 2; CHURCH UND RYDER 1972). Diese vereinfachte Darstellung des Konzepts ist vor allem auf den primären Transport der

glazialen Sedimente anwendbar. Der Transport von Material aus sekundären paraglazialen Sedimentquellen ist komplexer (BALLANTYNE 2002). Die paraglaziale Periode ist als der Zeitraum definiert, in dem paraglaziale Prozesse stattfinden (CHURCH UND RYDER 1972). Sie kann also als die Anpassungszeit von einer glazialen in eine nicht-glaziale Periode verstanden werden (CHURCH UND SLAYMAKER 1989). Sie beginnt, wenn die glaziale Sedimentation endet, und hält an, bis die Sedimentquellen geleert oder ein stabiler Zustand erreicht wurde (engl. glacially conditioned sediment availability, BALLANTYNE 2002).

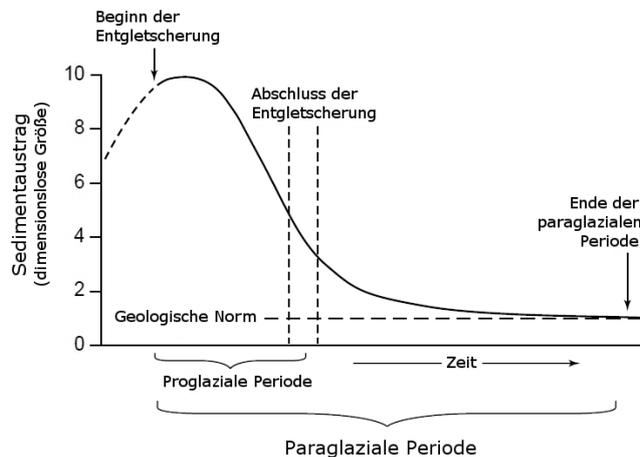


Abbildung 2: Schematische Darstellung der Sedimentation in der paraglazialen Periode (nach CHURCH UND RYDER 1972, S. 3069)

Neben dem abgelagerten glazialen Sediment wurden durch die Gletscher im Pleistozän auch Formen wie Kare, Hängetäler und Stufen im Längsprofil von Tälern geschaffen und die Topographie stark verändert (BRARDINONI UND HASSAN 2006). Das paraglaziale Konzept ist das fundamentale geomorphologische Modell für Sedimentflüsse und Landschaftsentwicklung in Gebirgsregionen, die durch Vergletscherung beeinflusst sind (OTTO 2006).

Alpine Systeme als Kaskadensysteme

CHORLEY UND KENNEDY (1971) führten den System-Begriff in die Geomorphologie ein. Systeme sind strukturierte Anordnungen von Komponenten. Mit Hilfe von hierarchisch angeordneten, untereinander vernetzten Systemen wird ein Abbild der Wirklichkeit erstellt. Sie befinden sich auf unterschiedlichen Skalen und sind unterschiedlich komplex. Die in dieser Arbeit berücksichtigten (Sub-)Systeme des alpinen Systems sind offene Systeme, die Masse und Energie mit der Umgebung austauschen und Teile eines größeren Systems sind. Die Begriffe System und Subsystem in Bezug auf Hang und Gerinne werden synonym gebraucht. Sie können entweder als einzelnes System oder Subsystem des alpinen Systems angesehen werden.

In der physischen Geographie sind morphologische Systeme, Kaskaden-, Prozessrespons- und Kontrollsysteme von Bedeutung (CHORLEY UND KENNEDY 1971). Kaskadensysteme, die von AHNERT (2003) als Prozesssysteme bezeichnet werden, bestehen aus einer Kette von Subsystemen, die durch eine Kaskade von Energie und/oder Masse dynamisch miteinander verbunden sind. In dieser Kaskade wird der Output des einen Subsystems zum Input des angrenzenden. Der Output in Form von Wasser und/oder Sediment des Hang-Subsystems ist der Input des Gerinne-Subsystems. Schwellenwerte sind oft von Bedeutung in Kas-

kadensystemen. Wird ein Schwellenwert überschritten, kommt es zu Veränderungen. Dies kann z.B. zum Weitertransport von zuvor gespeichertem Material führen. Interne Regulatoren bestimmen, ob Material in einem Subsystem gespeichert oder in ein angrenzendes Subsystem weitergeleitet wird (CHORLEY UND KENNEDY 1971).

Seit der Einführung der Systemtheorie in der Geomorphologie wurden diese auch in der Gebirgsgeomorphologie angewandt. In verschiedenen Arbeiten wurden Ideen entwickelt, wie Systeme in alpinen Gebieten zu einem besseren Verständnis und Abbild der Wirklichkeit führen können (z.B. CAINE 1974, BARSCH UND CAINE 1984, CAINE UND SWANSON 1989, SLAYMAKER 1991). Im Gegensatz zu anderen Arbeiten wurden nicht nur einzelne Prozesse, sondern das gesamte System bzw. Sedimentkaskaden oder Kopplungen untersucht. SLAYMAKER (1991) identifizierte fünf geomorphologische Systeme für Gebirgsregionen auf Basis der Systemtheorie von CHORLEY UND KENNEDY (1971), die jeweils auf zwei Skalen angewandt werden können. Sie sollen als Ausgangspunkt für die Auswahl passender Fragestellungen und Methoden dienen (Tabelle 1). Hang-Gerinne-Kopplungen sind mesoskalige Kaskadensysteme, die durch Materialflüsse gekennzeichnet sind. Neben den Materialflüssen könnten auch der Transport von Energie, gelösten Stoffen oder Sedimentbudgets mit mesoskaligen Kaskadensystemen untersucht werden (siehe z.B. OTTO UND DIKAU 2004).

Tabelle 1: Eine hierarchische Klassifikation von geomorphologischen Formen (nach SLAYMAKER 1991, S. 429)

Räumliche Skala		in Worten	Zeitliche Skala, Persistenz (Jahre)	Charakteristische Einheiten
m ²	km ²			
	> 10 ⁸	Giga	?	Planeten und Galaxien
	10 ² - 10 ⁸	Makro	10 ⁷ +	Tektonische Einheiten, Gebirge, physiographische Regionen, Oberflächen von Planeten
10 ⁻² - 10 ⁸	10 ⁻⁸ - 10 ²	Meso	10 ² - 10 ⁶	Pools und Riffles, Deltas, Hänge, EZG erster Ordnung
10 ⁻¹⁰ - 10 ⁻²	10 ⁻¹⁶ - 10 ⁻⁸	Mikro	?	Tonpartikel, Poren, Gletscherschliff, Rippel
10 ⁻¹⁸ - 10 ⁻¹⁰	10 ⁻²⁴ - 10 ⁻¹⁶	Nano	?	Atomare Strukturen

(Sub-)Systeme und im Untersuchungsgebiet ablaufende Prozesse

Um die Komplexität des mesoskaligen Kaskadensystems der Hang-Gerinne-Kopplungen besser darstellen zu können, wird es in zwei Subsysteme unterteilt: das Hangsystem und das Gerinnesystem (nach CAINE 1974). Die beiden Subsysteme bestehen jeweils aus Sedimentquellen, Transportprozessen, Regulatoren, und Sedimentspeichern (Abbildung 3, Abbildung 4). Aus jedem dieser Systeme wird Material und Energie ausgetragen, die in ein anderes Subsystem eingetragen werden. In dieser Arbeit werden vor allem die Kopplungen zwischen dem Subsystem Hang und dem Subsystem Gerinne untersucht. Folglich liegt der Fokus auf dem Austrag des Hangsystems, der in das Gerinnesystem eingetragen oder zwischengespeichert wird (z.B. Übergang von Hang zu Gerinne), und dem Einfluss des eingetragenen Materials auf das

Gerinne. Die dabei ablaufenden Prozesse des Sedimenttransports am Hang, im Gerinne sowie vom Hangsystem in das Gerinnesystem werden in den folgenden Kapiteln beschrieben.

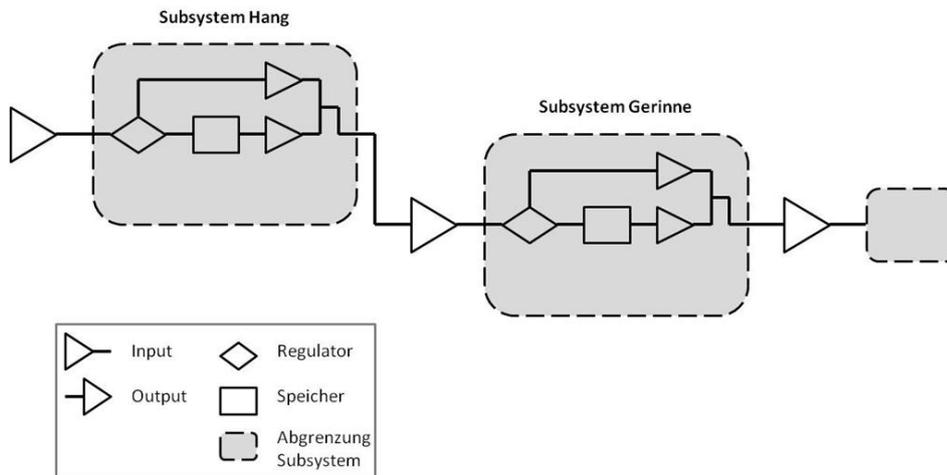


Abbildung 3: Kaskadensystem mit (Sub-)Systemen in den Untersuchungsgebieten

2.2 Das Subsystem Gerinne in Gebirgsregionen

Flüsse sind Erosions- und Transportagenzien, die Material und Wasser, das ihnen von der Erdoberfläche zugeliefert wird, in den Ozean transportieren. Sie sind offene Systeme, die Material und Energie mit der Umgebung austauschen. Das Gerinne an einem bestimmten Punkt im System spiegelt die Einflüsse von flussaufwärts gelegenen Kontrollfaktoren wie Klima, Geologie, Landnutzung und Einzugsgebietsphysiographie, die die Hydrologie und Menge an verfügbarem Sediment bestimmen, und von flussabwärts gelegenen Kontrollfaktoren (z.B. Erosionsbasis) wider. Flüsse sind dynamisch und ihre Eigenschaften passen sich räumlich und zeitlich an Veränderungen der Kontrollfaktoren an (KNIGHTON 1998).

Der Abfluss in Gerinnen findet auf einem großen Bereich der räumlichen Skala statt, es existieren kleine Gerinne in den Oberläufen und Quellgebieten sowie die Hauptflüsse, die in den Ozean münden (KNIGHTON 1998). Die Gerinnegröße nimmt mit zunehmender Größe des EZG ebenfalls systematisch zu. Die Gerinne in den Oberläufen werden hauptsächlich durch extreme Abflussereignisse geformt (CHURCH 1992). SCHUMM (1977) unterteilte das fluviale System in drei Zonen: die Oberlaufzone, die primäre Sedimentquelle des EZG, eine mittlere Transferzone und eine Unterlaufzone, in der primär Ablagerung stattfindet (Abbildung 4). Die Oberläufe machen 60 bis 80 % der kumulativen Länge eines EZG aus (BENDA et al. 2005).

Die einfachste Definition für Gebirgsbäche umfasst alle Flüsse, die sich innerhalb einer Gebirgsregion befinden (WOHL 2000). Allerdings ist diese nicht präzise und daher wird folgende Definition gewählt: Ein Gebirgs- bzw. Wildbach hat eine Neigung von größer gleich oder gleich $0,002 \text{ m/m}$ über den Großteil der Gerinnelänge (WOHL 2000, S. 1). Es ist wichtig, dass die Definition nur den Großteil und nicht die gesamte Gerinnelänge umfasst, da die Neigung entlang des Längsprofils in Gebirgsregionen oft durch externe Einflüsse bedingt stark variiert (WOHL 2000, MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). Gebirgsbäche sollten in der Regel nicht als Gerinne mit Kiesbett bezeichnet werden, da vor allem Geröll (64-256 mm) und Blöcke

(> 256 mm, nach der WENTWORTH-Skala (WENTWORTH 1922)) die Gebirgs- bzw. Wildbäche dominieren und die ablaufenden Prozesse und Dynamik beeinflussen (COMITI UND MAO 2012).

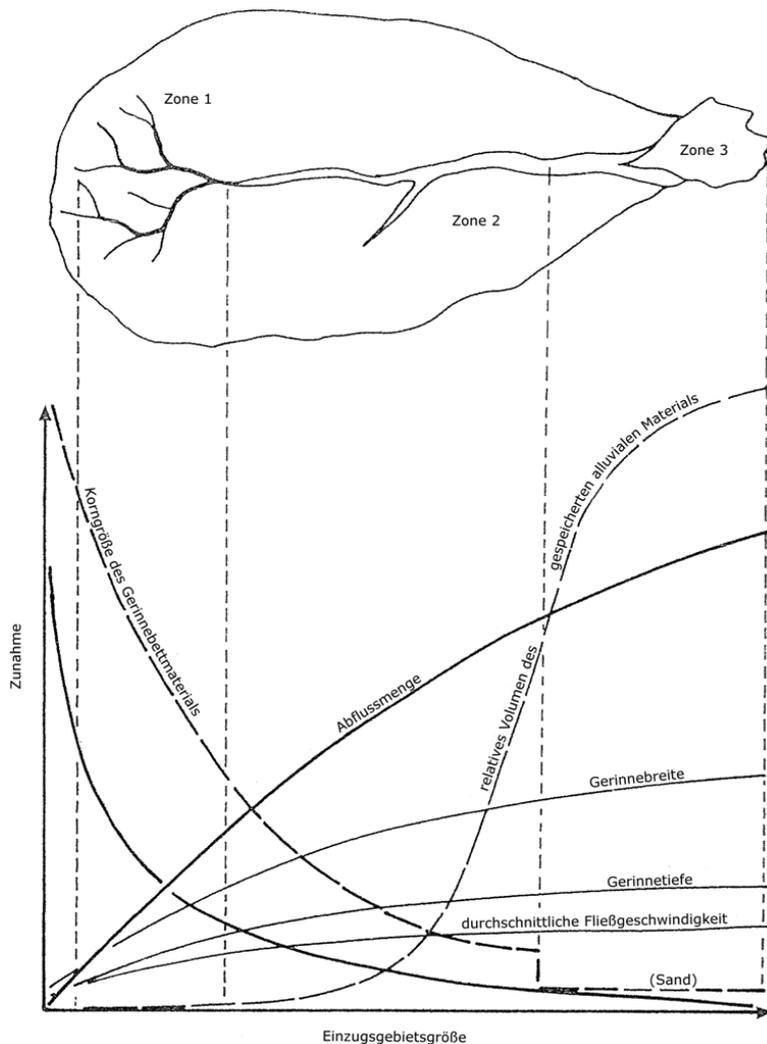


Abbildung 4: Schematische Darstellung der Veränderung von Gerinneigenschaften in einem EZG (basierend auf dem Konzept von SCHUMM (1977); nach CHURCH 1992, S. 129)

CHURCH (1992) klassifizierte Gerinne in kleine, mittlere und große Gerinne auf der Basis vom Abfluss, den Dimensionen des Gerinnes, der Materialgröße des Gerinnebetts und dem relativen Volumen an gespeichertem alluvialen Material (Abbildung 4). Die hier untersuchten Gerinne gehören in die Klasse der kleinen Gerinne (Zone 1 in Abbildung 4), deren Form durch die Größe der einzelnen Sedimentpartikel bestimmt wird. Die räumliche Ausdehnung der Gerinne ist üblicherweise in der Größenordnung 1 bis 10 Partikel. Blöcke und Geröll stellen bedeutende Elemente der Gerinnegrenzen dar. Die Gerinnetiefe beträgt typischerweise 0,1-1 große Partikel, wodurch die relative Rauigkeit (Verhältnis von Partikeldurchmesser und Wassertiefe, D/d) meist größer 1,0 ist (CHURCH 1992). Die Gerinne werden selten neu geformt, da der Widerstand des Gerinnebetts sehr hoch ist (WOHL 2000). Die größten Partikel können ausschließlich während Extremereignissen (CHURCH 1992) oder nie bewegt werden. Das Gerinne kann sich folglich nur teilweise anpassen, da sehr große Blöcke, die z.B. durch gravitative Massenbewegungen oder

glaziale Prozesse ins Gerinne gelangten, durch fluviale Prozesse nicht bewegt werden (COMTI UND MAO 2012).

Gebirgsbäche sind selten echte fluviale Systeme und Hangprozesse wirken auf sie ein. Daher werden sie auch als semi-alluviale Gerinne bezeichnet (sensu HALWAS UND CHURCH 2002). Eine weitere wichtige Eigenschaft der Gebirgsbäche ist der hohe Sedimentaustrag. Alle Flüsse mit großer Sedimentfracht haben ihren Ursprung in Gebirgen und ein Großteil der Sedimentfracht kommt aus dem Gebirge (MILLIMAN UND SYVITSKY 1992).

Es gibt eine Vielzahl von Möglichkeiten die Diversität der Gebirgsbäche zu klassifizieren. WOHL (2000) wählt einen klimatischen Ansatz, da das Klima den Abfluss, die Sedimentmenge zu und entlang des Gerinnes und die Eigenschaften der Gerinnegrenzen bestimmt. Die Alpen gehören zur Klasse des kalten, feuchten Klimaregimes. Der Abfluss ist beständig (perennierend) und wird durch Regenfall oder die Schneeschmelze dominiert. Die Gerinne werden oft mit großen Mengen groben Sediments beliefert.

2.2.1 Fluviale Prozesse in Gebirgsbächen

Die Form eines Gebirgsbachs hängt von der Interaktion zwischen dem Fließen des Wassers und dem erodierbaren Material der Gerinnegrenze ab. Diese Interaktion schließt die Prozesse der Erosion, des Transports und der Deposition von Sediment ein (KNIGHTON 1998). Die Prozesse in Wildbächen weichen stark von denen mit Kiesbett und/oder niedrigeren Neigungen ab. In diesem Fall werden hauptsächlich die fluvialen Prozesse in alluvialen Gerinnen beschrieben, da diese den Großteil der Gerinne in den Untersuchungsgebieten ausmachen. Der Begriff alluvial bezieht sich auf Gerinne, deren Gerinnebett aus Sediment besteht, das vom Fluss aufgeschüttet wurde (MONTGOMERY et al. 2003). Die Begriffe alluvial und fluvial, z.B. in Verbindung mit Ablagerungen oder Sediment, werden synonym verwandt. Neben den fluvialen Prozessen können auch andere Prozesse, v.a. Murgänge, in den Gerinnen wirksam sein (siehe Kapitel 2.3.1 und 2.4.6).

Hydraulische Grundlagen

Die Hydraulik in Gebirgsbächen ist sehr komplex und unterscheidet sich deutlich von Gerinnen mit Kiesbett. Die Komplexität kann mehreren zusammenhängenden topographischen, hydrologischen und morphologischen Faktoren zugeschrieben werden: Sie besitzen eine hohe durchschnittliche Neigung, einen relativ geringen Abfluss und sehr schlecht sortiertes Gerinnebettmaterial mit großen Blöcken. Die direkte Konsequenz ist, dass sie durch eine sehr geringe Überflutung der Partikel und folglich durch eine hohe Rauigkeit ausgezeichnet werden.

Wasser in einem offenen Gerinne ist zwei grundlegenden Kräften ausgesetzt: Schwerkraft und Reibung. Die Schwerkraft wirkt hangabwärts und die Reibung entgegengesetzt. Der Abfluss in einem offenen Gerinne kann anhand von vier Kriterien in verschiedene Typen klassifiziert werden: Geschwindigkeit räumlich (uniform, nicht-uniform), Geschwindigkeit zeitlich (stetig, unstetig), Turbulenzverhalten (laminar, turbulent; Reynolds-Zahl) und Strömungszustand (ruhend, strömend, kritisch, schießend; Froude-Zahl). Der Abfluss in natürlichen Gerinnen ist meist nicht-uniform (Schwerkraft und Reibung nicht im Gleichge-

wicht), unstetig (Abflussgeschwindigkeit variiert) und turbulent. Bei laminarem Abfluss bewegt sich jedes Element der Flüssigkeit entlang eines bestimmten Pfads, ohne dass es zu Vermischung zwischen den aneinandergrenzenden Schichten kommt. Wenn die Geschwindigkeit oder die Tiefe eine Grenze überschreiten, entsteht turbulenter Abfluss. Die Elemente der Flüssigkeit folgen ungleichmäßigen Pfaden. Vermischungen finden durch großskalige Wirbel statt. Turbulenzen üben einen wichtigen Einfluss auf Momentumtransfer und Sedimenttransport aus (WOHL 2000, COMTI UND MAO 2012).

Der Abfluss in Gebirgsbächen kann nach PETERSON UND MOHANTY (1960) als ungeordnet, fallend (engl. tumbling flow) bezeichnet werden. Dieser unterscheidet sich deutlich durch den Energieverlust von Gerinnen mit geringer Neigung. Er ist gekennzeichnet durch kleinräumige Wechsel zwischen schießendem und strömendem Strömungszustand, die durch Stufen entlang des Profils zustande kommen. Die Stufen müssen in Relation zur Abflusstiefe ausreichend hoch sein, sodass der Abfluss beschleunigt wird und einen schießenden Strömungszustand erreicht. Der schießende Abfluss verliert seine erosive Kraft, indem er einen Pool unterhalb der Stufe formt, wo der Abfluss abgebremst wird. Durch Ausbildung eines hydraulischen Sprungs im Pool geht er in einen strömenden Strömungszustand über (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997, COMTI UND MAO 2012). Hinter jeder Stufe in einem Gerinne befindet sich demnach ein hydraulischer Sprung, die zusammen einen bedeutenden Teil am Gesamtwiderstand ausmachen. Hieraus ergibt sich, dass der Strömungszustand gemittelt über einen Abschnitt des Gerinnes strömend ist. Dies gilt auch für öfter auftretende Hochwasser, jedoch nicht für extreme Abflussereignisse. Ab einer gewissen Abflusstiefe tritt geglätteter, überfliegender Abfluss (engl. skimming flow) auf. Der Widerstand, bedingt durch den Tumbling Flow, besteht nur bis zu diesem Punkt, denn die hydraulischen Sprünge treten nicht mehr auf, wenn die Stufen überflutet werden. Skimming Flow ist durch einen schießenden Strömungszustand, hohe Luftkonzentration und, neben dem Hauptabfluss, durch Rezirkulations-Wirbel an den Stufenkanten gekennzeichnet. Er kann schnell zur Instabilität des Gerinnebetts und der Gerinnebettformen führen. Wann genau der Wechsel vom Tumbling zum Skimming Flow auftritt, ist bisher unzureichend erforscht (COMTI UND MAO 2012).

Die Abflussgeschwindigkeit ist eine Vektorgröße, die Magnitude und Richtung angibt. Da sie von vielen Variablen abhängig ist, ist sie eine der sensitivsten und variabelsten Eigenschaften in Gerinnen (KNIGHTON 1998). Abflussgeschwindigkeit und die damit verbundene Schubspannung und Hebekraft werden stark vom Widerstand gegenüber dem Abfluss beeinflusst, da die Geschwindigkeitsverteilung von der Korngröße des Gerinnebetts, der Überflutung der Partikel und der Gerinneneigung abhängig ist. Letztendlich spiegelt sie das Gleichgewicht zwischen verfügbarer und aufgewendeter Energie zum Überwinden des Widerstands wider (WOHL 2000). Die Geschwindigkeit variiert in vier Dimensionen: Abstand vom Gerinnebett, Abstand von den Ufern, gerinneabwärts und zeitlich. Bei turbulentem Abfluss ist sie bei variabler Tiefe in einem Profil relativ gleichbleibend, da die großskaligen Wirbel Geschwindigkeitsunterschiede ausgleichen, und sie nimmt nahe dem Bett abrupt ab. Ausschließlich laminarer Abfluss existiert in natürlichen Gerinnen nicht, sondern nur als dünne laminare Subschicht nahe der Gerinnegrenze. In stark tur-

bulentem Abfluss ist diese Schicht oft gestört oder nicht vorhanden (KNIGHTON 1998). In Gebirgsbächen findet Abfluss zwischen großen Blöcken und/oder unterhalb der Gerinnebettoberfläche statt. Die Geschwindigkeit unterhalb der Grenze ist langsam und steigt abrupt oberhalb an. Dieses zweigeteilte Geschwindigkeitsprofil wird als s-förmig bezeichnet, jedoch variiert es stark in Abhängigkeit von Partikel- und Gerinnebettraugigkeit (WOHL 2000).

Zwischen dem Widerstand gegenüber dem Abfluss und der Geschwindigkeit besteht ein starker Zusammenhang. Er ist eines der wichtigsten Elemente der Interaktion zwischen dem Fluss des Wassers und den Gerinnegrenzen. Der gesamte Widerstand besteht aus mehreren Komponenten: dem Widerstand der Gerinnegrenzen, dem Widerstand durch transportiertes Sediment, dem Widerstand des Gerinnes assoziiert mit unregelmäßigen Ufern und Wechseln der Gerinneausrichtung sowie dem Widerstand an der Wasseroberfläche durch Störung wie Wellen und hydraulische Sprünge. Der Widerstand der Gerinnegrenzen ist in der Geomorphologie am wichtigsten und wird in Partikelrauigkeit und Formrauigkeit unterteilt (KNIGHTON 1998, WOHL 2000). Gebirgsbäche haben insgesamt eine hohe Rauigkeit, die sich nur sehr schwer bestimmen lässt (WOHL 2000). Die Partikelrauigkeit, eine Funktion der relativen Rauigkeit (KNIGHTON 1998), erzeugt Energieverlust durch Oberflächenreibung und Widerstand von einzelnen Partikeln. Mit zunehmender Tiefe sinkt der Einfluss der einzelnen Partikel und der Effekt wird abgeschwächt (WOHL 2000). Die Formrauigkeit entsteht durch Elemente (z.B. Steps und Pools), die sich im Gerinnebettmaterial formen (KNIGHTON 1998).

Die Abflussenergie eines Gebirgsbaches besteht aus drei Komponenten, von denen nur die beiden ersten mechanische Arbeit leisten können: der potentiellen, der kinetischen und der thermalen Energie (KNIGHTON 1998). In Gebirgsbächen wird kinetische Energie durch den Widerstand im Gerinne in thermale Energie (Hitze) umgewandelt und geht dem fluvialen System so verloren (WOHL 2000). Die Arbeit des Flusses kann auf verschiedene Art geleistet werden: durch die (1) Schubspannung des Wassers (viskose Flüssigkeit) und Turbulenz, (2) durch die Reibung an der Gerinnegrenze, (3) durch die Erosion der Gerinnegrenzen und (4) durch den Transport des Sediments. Die Energie muss zuerst ein kritisches Niveau erreichen, um die Arbeit (1) und (2) zu leisten, bevor Erosion und Transport stattfinden können. Hierauf beruht das Konzept des Erosionsschwellenwerts (KNIGHTON 1998) bzw. der kritischen Abflussenergie (BULL 1979). Die komplexen hydraulischen Bedingungen in Gebirgsbächen können am besten als stochastisch beschrieben werden und lassen sich aufgrund der Diskontinuität nur sehr schwer modellieren (WOHL 2000).

Erosionsprozesse

Die Erosionsprozesse in fluvialen Gerinnen können in die Prozesse der Tiefenerosion und der Seitenerosion unterteilt werden. Der Erosionsschwellenwert der Tiefenerosion ist der Zustand, bei dem die Kräfte, die Partikel bewegen, im Gleichgewicht mit den haltenden Kräften sind (KNIGHTON 1998).

Die Konzepte, gleichzeitige Bewegung und selektive Erosion, werden genutzt, um die Erosion von Gerinnebettmaterial zu erklären. Bei der gleichzeitigen Bewegung wird davon ausgegangen, dass alle Partikel

bei ungefähr gleicher Schubspannung erodiert werden. Die kritische Schubspannung hängt von der mittleren Korngröße ab. Selektive Erosion bedeutet, dass die Erosion entsprechend der Korngröße erfolgt und die kritische Schubspannung von dieser abhängt. Beide Erklärungen sind wichtig, da die Erosion in den meisten Gebirgsbächen in Phasen abläuft (WOHL 2000). In der initialen Phase ist der Sedimenttransport auf kleine Korngrößen, die über eine stabile Oberfläche aus groben Partikeln transportiert werden, limitiert. Die zweite Phase ist durch die episodische Mobilisierung von einzelnen Partikeln charakterisiert und die Erosion ist auf die Oberfläche des Gerinnebetts begrenzt. In der dritten Phase wird das gesamte Gerinnebett bis in größere Tiefen (mehrere Partikeldurchmesser) mobilisiert (ASHWORTH UND FERGUSON 1989, CHURCH 2010b). Die dritte Phase kann zur Ausbildung von Murgängen im Gerinne führen (CHURCH 2010a), wenn die Gerinneneigung ausreichend ist ($> 17 - 22\%$ bzw. $> 10^\circ - 12^\circ$) (CHURCH 1992).

Bei der Seitenerosion sind zwei Prozesse beteiligt: hydraulische Erosionsprozesse und gravitative Massenbewegungen. Die hydraulischen Erosionsprozesse werden durch die Schubkraft des Wassers ausgelöst und sind dort am effektivsten, wo die höchste Abflussgeschwindigkeit gemessen wird (z.B. äußeres Ufer in Kurven). Neben der direkten Erosion des Material wird das Ufer unterschritten, übersteilt und gravitative Massenbewegungen werden möglich. Vegetation, Materialeigenschaften und hydrologische Bedingungen haben einen starken Einfluss auf die Stabilität der Ufer (KNIGHTON 1998).

Bedrock Gerinne (Gerinnetyp nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997, Kapitel 2.2.3) haben keine durchgehende alluviale Bedeckung des Gerinnebetts. Gerinne mit bloßem anstehendem Gestein an Ufer und Gerinnebett sind jedoch selten. Zu den Prozessen des Einschneidens gehören Detraktion, Makroabrasion (Absplittern und Zerschneiden von Blöcken durch Sedimentaufprall), Abrasion (schrittweise Abnutzung, von Partikel zu Partikel), chemische und physische Verwitterung und möglicherweise Kavitation (WHIPPLE 2004).

Transportprozesse

Alluviale Gerinne werden durch die transportierten und abgelagerten Sedimente geformt, sie formen sich also selbst. Die Geomorphometrie und Form des Gerinnes sind eine direkte Folge der Sedimenttransportprozesse (CHURCH 2006). Das Material in natürlichen Gerinnen kann in drei Komponenten unterteilt werden: Material in Lösung, Schwebmaterial (engl. wash material) und das Gerinnebettmaterial (engl. bed material) (KNIGHTON 1998, CHURCH 2006). Wichtig ist, dass das Gerinnebettmaterial nicht der Geröllfracht und das Schwebmaterial nicht der Schwebfracht entspricht; die beiden Unterteilungen sind nicht deckungsgleich.

Das Schwebmaterial besteht aus Sediment, das, einmal erodiert, für eine längere Distanz in Suspension transportiert wird (CHURCH 2006), da die Ablagerungsgeschwindigkeit geringer als die Erosionsgeschwindigkeit ist. Die Menge des Schwebmaterials wird durch die Verfügbarkeit limitiert (CHURCH 2010a). Es ist nur in geringen Mengen in den Zwischenräumen im Gerinnebett abgelagert. Das Gerinnebettmaterial bestimmt hauptsächlich die Form des Gerinnes und bildet das Gerinnebett und die unteren Uferbereiche (CHURCH 2006). In Gebirgsbächen kann es den Großteil der Sedimentfracht ausmachen (KNIGHTON 1998,

WOHL 2000). Es entspricht der gröberen Fraktion der Sedimentfracht und kann entweder als Geröllfracht rollend, rutschend oder springend über das Gerinnebett, wobei der Großteil des Gewichts vom Gerinnebett getragen wird, oder periodisch als Suspensionsfracht transportiert werden. Eine dritte Form des Transports ist die Saltation (CHURCH 2006). Die Geröllfracht bewegt sich nur über kurze Distanzen. In Gebirgsbächen mit einem großen Anteil grober Korngrößen (Kies bis Blöcke) ist der Transport von einzelnen Partikeln dominant (KNIGHTON 1998). Das Material wird in unregelmäßigen Wellen, die über einen weiten Bereich von räumlichen und zeitlichen Skalen auftreten, transportiert (NICHOLAS et al. 1995, CHURCH 2010a). Punktueller Materialeintrag in größeren Mengen kann als einzelne Welle aus Gerinnebettmaterial durch das EZG transportiert werden (u.a. GILBERT 1917, MADEJ UND OZAKI 1996, MILLER UND BENDA 2000). Die Sedimentwelle kann sich streuen oder transgressiv bewegen (WOHL 2000). Die Geröllfracht ist hauptsächlich eine Funktion der Transportkapazität (Q_c), jedoch kann eine Panzerschicht (engl. armor layer) die Sedimentverfügbarkeit (Q_s) einschränken (KNIGHTON 1998). Q_c ist definiert als eine Funktion der effektiven Grenzschubspannung, Q_s als Größe und Menge von Material, das für den Transport verfügbar ist (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). Eine Panzerschicht ist meist nicht mehr als einen Partikeldurchmesser mächtig, besteht aus groben Korngrößen und bedeckt und schützt feineres, schlechter sortiertes Material. Es gibt verschiedene Erklärungen für die Entstehung von Panzerschichten (Übersicht siehe WOHL 2000, S. 95ff).

Ausschließlich während extremen Abflüssen, wenn die kritische Schubspannung erreicht wird, kann das grobe Material mobilisiert werden. Der Sedimenttransport und -austrag ist dann sehr hoch (gleichzeitige Bewegung). Schwellenwertgerinne sind typisch für Gebirgsbäche (CHURCH 2006). Neben den Abflüssen ist die Häufigkeit der Umformung auch von der Sedimentverfügbarkeit abhängig. Gerinne mit reichlichem Sedimenteintrag werden häufiger reorganisiert (CHURCH 1992).

Flussabwärts nimmt die Korngröße generell ab (engl. downstream fining), in Gebirgsbächen besonders schnell (KNIGHTON 1998). Dieser Zusammenhang und die damit verbundenen Prozesse und Einflüsse wurden seit der Studie von STERNBERG (1875) am Rhein oft untersucht. Drei Prozesse spielen eine Rolle: Abrasion, hydraulische Sortierung und Verwitterung, wobei die ersten beiden in der Regel wichtiger sind (KNIGHTON 1998). Über die relative Wichtigkeit der beiden Prozesse herrscht in der Wissenschaft keine Einigkeit. Abrasion umfasst mehrere Abnutzungsprozesse wie Abschleifen, Zerschlagen und Abspalten, die mechanisch die Partikelgröße reduzieren. Selektive Ablagerung bzw. Sortierung bezieht sich auf den differentiellen Transport von Partikeln, der eine Funktion der Größe ist. Es wird angenommen, dass kleinere, mobilere Partikel weiter transportiert werden können als größere (RUSSELL 1939, PARKER 1991, RICE UND CHURCH 1998). In vielen Studien wird dies als der wichtigste Prozess herausgestellt (Übersicht siehe GASPARINI et al. 1999); vor allem bei resistenten Lithologien trifft dies nach PARKER (1991) zu. Weitere Faktoren wie Neigung und Sedimenteintrag beeinflussen die Korngrößenabnahme flussabwärts. Durch Abnahme der Neigung sinken Transportkapazität und Kompetenz des Gerinnes (BUNTE UND ABT 2001b). Materialzufuhr in das fluviale Gerinne kann vor allem in Gebirgsbächen, wo Kopplungen zwischen Hang

und Gerinne stark ausgeprägt sind, diesen Trend stören (RICE UND CHURCH 1996a; siehe Kapitel 2.4.6). Sediment in Flüssen wird flussabwärts nicht nur kleiner, sondern auch runder durch Abrasion und besser sortiert (KNIGHTON 1998). In Bedrock Gerinnen übersteigt die Transportkapazität die Sedimentverfügbarkeit über einen langen Zeitraum, weshalb sich kein bzw. kaum Material im Gerinne befindet (GILBERT 1914, WHIPPLE 2004).

Ablagerungsprozesse

Ablagerung beginnt, wenn die Abfluss- oder Schubgeschwindigkeit unter die Absenkungsgeschwindigkeit des Partikels fällt. Diese ist geringer als die Geschwindigkeit, die für die Mobilisierung benötigt wird. Die Ablagerung ist von der Korngröße abhängig; die grobe Fraktion wird zuerst abgelagert und dann progressiv die feinere. Resultierend ergibt sich eine vertikale und horizontale (flussabwärts und längs zum Gerinne) Sortierung der Korngrößen (KNIGHTON 1998). Aus dem akkumulierten Material wird durch fluvialen Transport im Anschluss wieder die Form des Gerinnes hergestellt (CHURCH 1992). Es können Gerinnebettformen wie laterale und transversale Bänke, Mäanderbänke und Stufen geformt werden (WOHL 2000), die wiederum den Widerstand und die Dynamik des Sedimenttransports beeinflussen. In diesen Gerinnebettformen wird das Material gespeichert. Weitere alluvial abgelagerte Sedimentspeicher sind Auen und alluviale Fächer (KNIGHTON 1998). Bedrock-Gerinne besitzen kein zusammenhängendes alluviales Bett. Zeitweise kann Sediment jedoch in Vertiefungen oder an Hindernissen gespeichert werden (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997).

2.2.2 Anpassung der Gerinneform

Gerinne in Gebirgsregionen müssen sich an vielfältige und ausgeprägte Kontrollfaktoren der Umwelt anpassen (WOHL 2000). Bei der Anpassung von Gebirgsbächen ist das Sensitivitätskonzept nach BRUNSDEN UND THORNES (1979) von Bedeutung (Kapitel 2.4.5). Im Vergleich zu Flüssen im Tiefland, in tektonisch stabilen und/oder nicht vergletscherten Gebieten, sind Gebirgsbäche sehr instabil bzw. sensitiv (WOHL 2000). Von DOWNS UND GREGORY (1993) wurde das Konzept in die Fluvialgeomorphologie übertragen. Sensitivität hat mehrere Aspekte, u.a. den Widerstand gegenüber störenden Kräften, die Nähe zu einem Schwellenwert und die Fähigkeit eines Systems, sich von einer Störung zu erholen.

Eine wichtige Eigenschaft von offenen Systemen ist die Möglichkeit der Selbstregulation. Negative Rückkopplungen gleichen die Auswirkungen von externen Faktoren aus und das System bleibt in einem dynamischen Gleichgewichtszustand, d.h. eine gewisse Stabilität entwickelt sich. Diese Systeme werden von DOWNS UND GREGORY (1993) als robuste Systeme bezeichnet. Wenn ein Schwellenwert überschritten wird, wird das System instabil und kann sich möglicherweise in einem neuen Gleichgewichtszustand stabilisieren. Sie werden empfindliche Systeme genannt (DOWNS UND GREGORY 1993). In Gebirgsbächen wird nur selten ein Gleichgewichtszustand erreicht, da häufige Impulse und Sedimenteinträge, wie z.B. durch geomorphologische Prozesse des Hangsystems, dies verhindern. Die Erholung nach einem solchen Ereignis kann langsam oder unvollständig verlaufen (DOWNS UND GREGORY 1993, AHNERT 1994, KNIGHTON 1998).

Die dominierenden Kontrollfaktoren der Gerinneformanpassung sind Abfluss und Sedimentlast (v.a. Gerinnebettmaterial). Beide Faktoren sind unabhängige Variablen, die Auswirkungen des Klimas, der Vegetation, der Böden, der Geologie und der Topographie umfassen. Abfluss und Sedimentlast sind räumlich und zeitlich variabel. Räumlich variieren sie entlang eines Flusses und zwischen verschiedenen EZG. Entlang eines Flusses können Wasser- und Sedimenteinträge von Nebenflüssen und Hängen Veränderungen der Kontrollfaktoren und gleichzeitig auch der Gerinneform bedeuten (KNIGHTON 1998). Die von SCHUMM UND LICHTY (1965) definierten Zeitskalen spiegeln die zeitliche Variabilität der Flüsse wider. Die Neigung ist auf Zeitskalen unter 100 Jahren beispielsweise unabhängig, aber auf längeren Zeitskalen abhängig von den Prozessen im Gerinne. Auf einer Zeitskala von zwei Jahren, in denen ein Murgang stattfindet, scheint ein Gerinne sich schnell zu verändern; über ein Jahrhundert macht es jedoch dem Eindruck im Gleichgewicht zu sein (WOHL 2000). Diese Beispiele zeigen, dass Gerinne, wenn auf verschiedenen Zeitskalen betrachtet, unterschiedlich stabil erscheinen.

Neben Abfluss und Sedimentlast existieren weitere unabhängige Kontrollfaktoren wie z.B. Neigung, Geologie, Vegetation und menschlicher Einfluss sowie dessen Geschichte. Die Neigung bestimmt die Rate des Energieverlusts entlang eines Gerinnes und kann demnach die Beziehung zwischen Gerinneform und den primären Variablen verändern. Die Geologie beeinflusst neben der Sedimentverfügbarkeit auch die Anpassung des Gerinnes, dessen Sohle und Ufer aus Materialien mit bestimmten Eigenschaften bestehen. Vegetation kann stabilisierend auf Sohle und Ufer wirken. In bewaldeten Gebieten spielen große Holzteile (LWD, engl. large woody debris), d.h. Stämme, Äste und Wurzeln mit einem Durchmesser von mindestens 10 cm, eine wichtige Rolle und können die Gerinneform und den Sedimenttransport stark verändern (KNIGHTON 1998, WOHL 2000, BUFFINGTON 2012).

Die Anpassung des Gerinnes an die externen Kontrollfaktoren kann auf vier Ebenen stattfinden, die auch als Freiheitsgrade bezeichnet werden: (1) Konfiguration des Gerinnebetts, (2) Form des Gerinnequerschnitts, (3) Gerinne in der Draufsicht bzw. Gerinnemuster und (4) Gerinneneigung bzw. Längsprofil (Abbildung 5A). Die vier Ebenen können getrennt voneinander betrachtet werden, jedoch sind sie nicht voneinander unabhängig. Veränderungen einer Ebene können Veränderungen der anderen Ebenen nach sich ziehen (KNIGHTON 1998). Die Anpassung der Ebenen benötigt unterschiedlich lange: Korngröße und Konfiguration des Gerinnebetts passen sich am schnellsten an, Gerinnequerschnitte benötigen mehr Zeit und die Anpassung des Gerinnemusters und der Neigung geschehen in der Regel über die längsten Zeiträume (Abbildung 5B; BUFFINGTON 2012).

Das Längsprofil von Gebirgsbächen ist meist stark segmentiert und kann verschiedene Formen (gestreckt, konvex und/oder konkav) aufweisen. Die Eigenschaften des Profils können durch mehrere Kontrollfaktoren bedingt sein. Zu diesen zählen der Widerstand des Gesteins, die Energie des Abflusses, die räumliche Variabilität der Lithologie, die Vergletscherung im Pleistozän sowie tektonische und klimatische Faktoren. Gebirgsbäche sind durch ausgeprägte und abrupte Veränderungen der Neigung, der Talbreite, des Gerinnemusters, und der Materialgröße charakterisiert. Breitere Talabschnitte haben oft eine

geringere Neigung mit einem grobkörnigen, alluvialen Gerinne. Engere Abschnitte sind dagegen steiler und weisen oft keine alluvialen Ablagerungen auf (WOHL 2000). Weitere und detaillierte Aspekte der Gerinneform werden im Zusammenhang mit der Klassifikation der Gerinneabschnittstypen nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) aufgeführt.

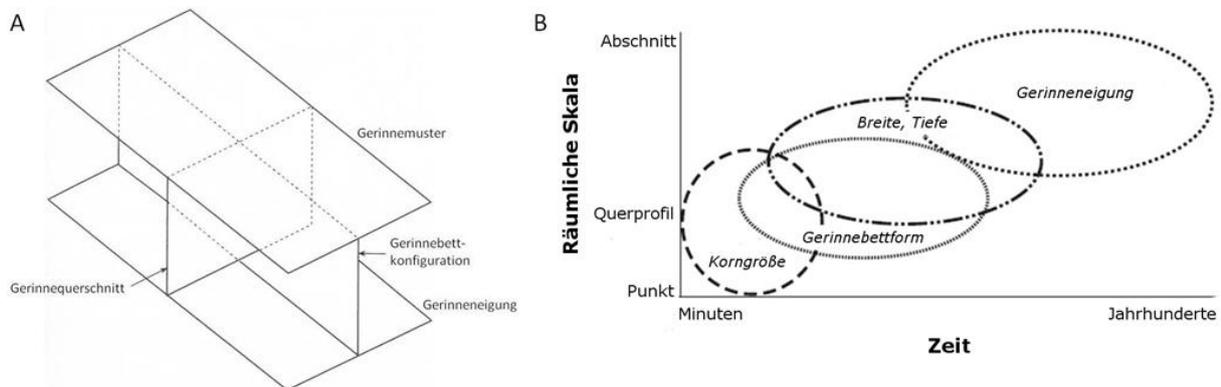


Abbildung 5: A: Die vier Hauptkomponenten der Gerinneform (nach KNIGHTON 1998, S. 157); B: Räumliche und zeitliche Skala der Gerinneanpassung auf den verschiedenen Ebenen: Korngröße, Gerinnebettkonfiguration bzw. -formen, Gerinnequerschnitt (Breite und Tiefe) und Neigung (Einschneidung und Aufschotterung sowie Veränderung der Sinuosität bzw. des Gerinnemusters) (teilweise nach KNIGHTON (1998), nach BUFFINGTON 2012, S. 436)

2.2.3 Klassifikation der Gerinneabschnittstypen von Gebirgsbächen nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997)

Eine Vielzahl von Klassifikationen für (fluviale) Gerinne existiert und zeigt die große Variabilität von Gerinnetypen (Übersichten siehe KONDOLF 1995 und MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1998). Es kann nicht eine einzelne Klassifikation geben, die alle Gerinnetypen umfasst und jede einzelne hat Vor- und Nachteile (KONDOLF 1995, MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). Daher ist es wichtig, eine passende Klassifikation für das Untersuchungsgebiet und die Fragestellungen der Forschungsarbeit zu finden. In dieser Arbeit wird die Klassifikation nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) angewandt. Der von MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) und anderen verwandte Begriff Gerinnemorphologie für die einzelnen Gerinnetypen soll nicht benutzt werden. Alternativ soll ausschließlich der Term Gerinnetyp gebraucht werden. Die Morphologie ist die Lehre von der Gestalt bzw. Form und kann und sollte nicht synonym mit dem Begriff Form (griech. morphé) eingesetzt werden.

MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) entwickelten eine Klassifikation für Gebirgsbäche, die Prozesse und Form der Gerinne verbindet und auf Formen basiert, die die Prozesse im Gerinne widerspiegeln. Vor allem in Gebirgsbächen kann eine Klassifikation schwierig sein, da eine sehr große räumliche Variabilität besteht (WOHL 2000). Die Klassifikation nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) ist in verschiedenen Gebirgsregionen anwendbar, kann wenn nötig angepasst werden und ist prozessbasiert. Der Gerinnetyp wird als qualitativer Ausdruck der Konkurrenz zwischen Wasser- bzw. Sedimentverfügbarkeit und Transportkapazität betrachtet. Auf der Grundlage des prozessbasierten Verständnisses des Gebirgsbachs und EZG können Untersuchungen über den Zustand des Bachs, Vorhersagen über die Reaktion auf Impulse und Sedimenteinträge und Interpretationen über Gründe von historischen Gerinneveränderungen durchgeführt und getroffen werden.

In einem EZG werden verschiedene hierarchische Ebenen definiert. Gerinne werden in Abschnitte mit einheitlichen Eigenschaften unterteilt. Ein Gerinneabschnitt (räumliche Skala 10 bis 1000 m²) ist Teil eines Talsegments (100 bis 10 000 m²) und wird subjektiv definiert. Er beinhaltet eine Sequenz von Gerinneeinheiten (1 bis 10 m²) mit relativ homogenem Erscheinungsbild (z.B. Steps und Pools). Durch diese Unterteilung wird angenommen, dass die Variabilität innerhalb eines Abschnitts im Vergleich zur Variabilität zwischen den Abschnitten vernachlässigbar ist (FRISSELL et al. 1986, MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1998, BISSON et al. 2006, BRARDINONI UND HASSAN 2007).

Drei primäre Substrate für Gerinneabschnitte werden identifiziert: Bedrock, Alluvium und allochthoner Hangschutt (engl. colluvium; hangial geprägte Gerinne) (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). Jeder der Gerinnetypen weist eine charakteristische Gerinnebettform auf, mit der sie durch schnelle visuelle Klassifikation im Gelände voneinander abgegrenzt werden können. Die diagnostischen Merkmale der relevanten Gerinnetypen werden in den folgenden Abschnitten beschrieben und sind in Tabelle 2 zusammengefasst. Die englischen Namen werden weitgehend beibehalten, da es keine adäquaten Übersetzungen gibt.

Bedrock Gerinne

Bedrock Gerinne werden typischerweise durch die Talflanken begrenzt und sind steiler als alluviale Gerinne, die eine ähnliche EZG-Größe haben. Das bedeutet, dass ein Überschuss bei der Transportkapazität besteht, weshalb sie keine durchgehende alluviale Bedeckung des Gerinnebetts haben (MONTGOMERY et al. 1996, MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997).

Hangial beeinflusste Gerinne

Die hangial beeinflussten Gerinne (engl. colluvial channel) werden als ein getrennter Abschnittstyp angesehen. Sie haben wie die alluvialen Gerinne eine dünne Decke Sediment im Gerinne. Allerdings handelt es sich um allochthonen Hangschutt und nicht um alluviale Sedimente. Sie sind meist die ersten Gerinne im Oberlauf von Gebirgsbächen, weisen keinen oder nur schwachen, kurzlebigen fluvialen Transport auf (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997) und werden von gravitativen Massenbewegungsprozessen wie Murgängen dominiert oder stark von diesen bestimmt (BRARDINONI UND HASSAN 2007). Die niedrigen Abflüsse sind nicht ausreichend, um Sediment zu erodieren und das Gerinne einzuschneiden. Die vorhandene Energie für den Sedimenttransport wird durch größere Blöcke, LWD, Stufen im anstehenden Gestein und Vegetation weiter reduziert. Daher sammelt sich Material im Gerinne, das von den angrenzenden Hängen eingetragen wird: Hangial beeinflusste Gerinne bilden einen wichtigen Materialspeicher. Das meiste Material im Gerinne wird vermutlich von episodisch auftretenden Murgängen transportiert. Die Frequenz der Extremereignisse variiert in verschiedenen EZG (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997).

Alluviale Gerinne

Im Gegensatz zu den Bedrock Gerinnen haben alluviale Gerinne eine große Variabilität von verschiedenen Gerinnebettformen und Rauigkeitskonfigurationen, die sich mit der Neigung und der Position im Gerinnenetzwerk verändern. Insgesamt werden von MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) fünf verschie-

dene alluviale Gerinnetypen identifiziert: Cascade, Step Pool, Plane Bed, Pool Riffle und Dune Ripple Gerinne, von denen nur die für die Arbeit relevanten detailliert beschrieben werden.

Cascade Gerinne

Cascade Gerinne sind durch Tumbling Flow über und um einzelne Klaster gekennzeichnet, wodurch ein Großteil der Energie verloren geht (Abbildung 6, *links*). Sie kommen meist in steilen Gerinnen vor. Das Material im Gerinne ist sowohl im Längsprofil als auch lateral unorganisiert (Abbildung 6, *rechts oben und unten*) und besteht typischerweise aus Geröll und Blöcken. Kleinere Pools, die nur einen Teil des Gerinnes ausmachen und weniger als eine Gerinnebreite voneinander entfernt sind, kommen häufig vor. Die großen Partikel, die das Gerinnebett formen, sind während normaler Abflussmengen immobil und werden nur während Extremereignissen bewegt (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). Der Sedimenttransport ist verfügbarkeitslimitiert, da kaum Material im Gerinne gespeichert ist und abgelagertes Material während stärkeren Abflüssen schnell erodiert wird (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). Solche Gerinne werden als Schwellenwert-Gerinne bezeichnet, da Transport nur stattfindet, wenn ein Schwellenwert überschritten wird (WOHL 2000).

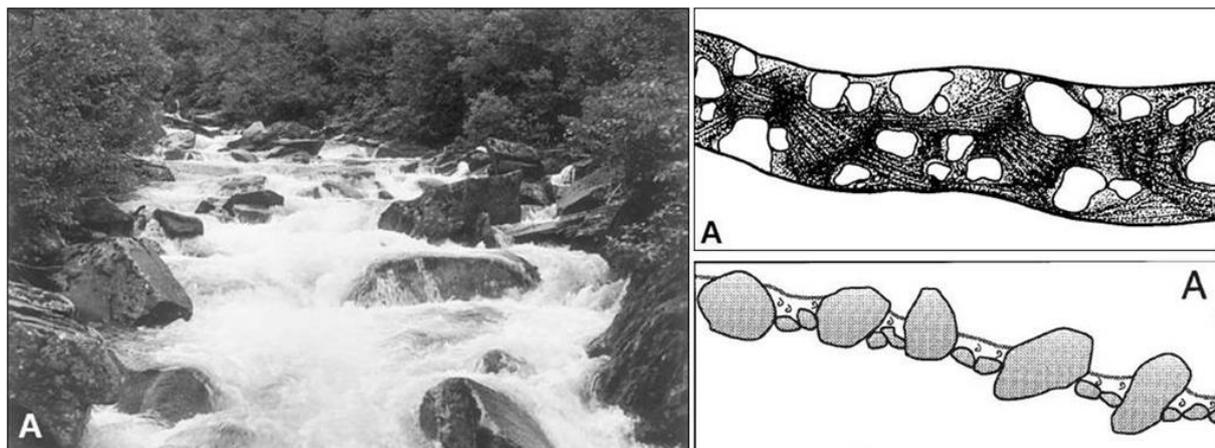


Abbildung 6: *links*: Cascade Gerinne; *rechts oben*: schematische Darstellung der Draufsicht auf ein Cascade Gerinne bei niedrigem Wasserstand: fast kontinuierlicher, hoch turbulenter Abfluss um große einzelne Partikel; *rechts unten*: schematisches Längsprofil eines Cascade Gerinnes bei niedrigem Wasserstand (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997, S. 598ff)

Step Pool Gerinne

Step Pool und Cascade Gerinne weisen beide einen verfügbarkeitslimitierten Transport auf, unterscheiden sich jedoch in der räumlichen Anordnung und Dichte der großen Klaster. Step Pool Gerinne werden durch ein Längsprofil mit Stufen aus großen Klaster über die gesamte Gerinnebreite charakterisiert (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). Neben großen Klaster können die Stufen auch aus LWD oder Bedrock bestehen (WOHL 2000). Sie trennen Pools (dt. Vertiefungen, Becken), die feineres Material enthalten, voneinander (Abbildung 7). Der Strömungszustand ist abwechselnd kritisch bis schießend über den Stufen und strömend (subkritisch) in den Pools (Tumbling Flow). Rauigkeit und Höhenunterschied werden hauptsächlich von den Stufen ausgemacht. Step Pool Gerinne werden generell mit steilen Neigungen, kleinen Breite zu Tiefe-Verhältnissen und ausgeprägten Begrenzungen durch die Talflanken assoziiert. Die regelmäßigen Sequenzen von Stufen und Pools zeigen vermutlich das Aufkommen eines fluvial

organisierten Gerinnebetts, während die unorganisierten Ablagerungen in Cascade Gerinnen möglicherweise durch nicht-fluviale Prozesse wie z.B. Murgänge oder andere Sedimenteintragsprozesse in das alluviale Gerinne gezwungen werden (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997).

Die Prozesse, die bei der Entstehung von Step Pool Gerinnetypen wirksam sind, sind noch nicht vollständig erklärt (siehe z.B. WOHL 2000, S. 157f oder CHURCH 2010a, S. 30f). Die Abstände der Stufen entsprechen dem maximalen Widerstand gegenüber dem Abfluss, wodurch das Gerinnebett stabil ist (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). Maximaler Widerstand bedeutet maximale Stabilität, da Energie, die sonst für Sedimentmobilität vorhanden wäre, verloren geht (CHURCH 2010a). Step Pool Gerinne sind wie Cascade Gerinne durch mehrere Sedimenttransportschwellenwerte gekennzeichnet. Der Transport der Gerinnebettmaterials ist räumlich und zeitlich höchst variabel (WOHL 2000). Die Transportraten sind abhängig von saisonalen und unregelmäßigen Sedimenteinträgen, Abflüssen und früheren Ereignissen (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997).

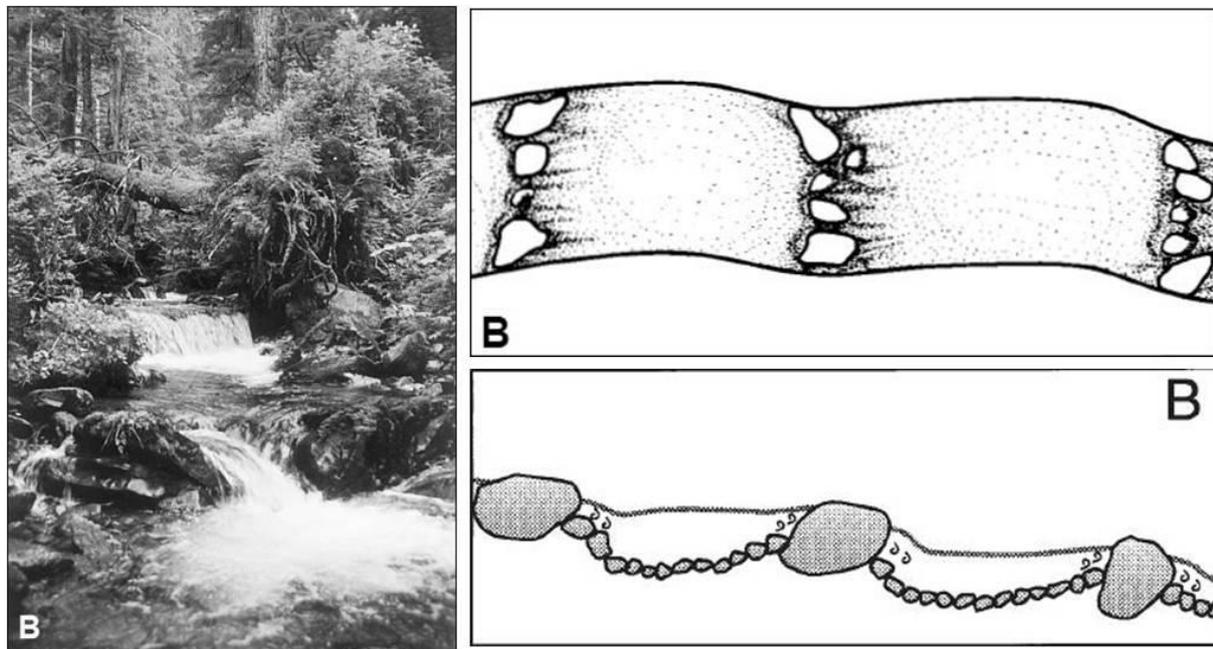


Abbildung 7: links: Step Pool Gerinne; rechts oben: schematische Darstellung der Draufsicht auf ein Step Pool Gerinne bei niedrigem Wasserstand: sequentieller, hoch turbulenter Abfluss über Stufen und ruhigerer Abfluss in den dazwischen liegenden Pools; rechts unten: schematisches Längsprofil eines Step Pool Gerinnes bei niedrigem Wasserstand (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997, S. 598ff)

Plane Bed Gerinne

Der Term Plane Bed Gerinne wird für relativ gerade Gerinne mit einem flachen Bett aus Kies und Geröll verwandt (Abbildung 8, rechts oben und unten). Im Unterschied zu Step Pool Gerinnen haben Plane Bed Gerinne keine sich regelmäßig wiederholenden Gerinnebettformen, sondern werden durch relativ lange Abschnitte ohne bestimmte Formen gekennzeichnet. Im Vergleich zu Step Pool und Cascade Gerinnen fehlt der fallende Abfluss von Wasser über Stufen. Die relative Rauigkeit ist geringer. Es entwickelt sich kein Pool Riffle Typ, da das Breite-Tiefe-Verhältnis zu gering und die relative Rauigkeit zu hoch ist. Durch Hindernisse im Gerinne (Abbildung 8) können lokale Vertiefungen (Pools) oder Aufschüttungen (Bänke) geformt werden (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). Eine weitere Form eines Hindernisses sind Strom-

schnellen (engl. rapids), die die gesamte Gerinnebreite einnehmen (WOHL 2000), weshalb u.a. CHURCH (2010a) diesen Gerinnetyp auch als Rapids bezeichnet.

Das Gerinnebett hat meist eine gepanzerte Oberfläche, die bei der Überschreitung eines Schwellenwerts (fast bordvoller Abfluss (engl. near-bankfull discharge)) in Bewegung gerät. Bedingt durch die gepanzerte Oberfläche ist die Transportkapazität größer als die Sedimentverfügbarkeit (verfügbarkeitslimitiert). Wird der Schwellenwert überschritten, besteht in Plane Bed Gerinnen ein enger Zusammenhang zwischen Gerinnebettmaterial und Abfluss, was auf transportlimitierte Bedingungen hindeutet (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). Diese Gerinne sind somit Schwellenwertgerinne (WOHL 2000). Bei nicht gepanzerten Oberflächen besteht ein Gleichgewicht zwischen Transportkapazität und Sedimentverfügbarkeit (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997).

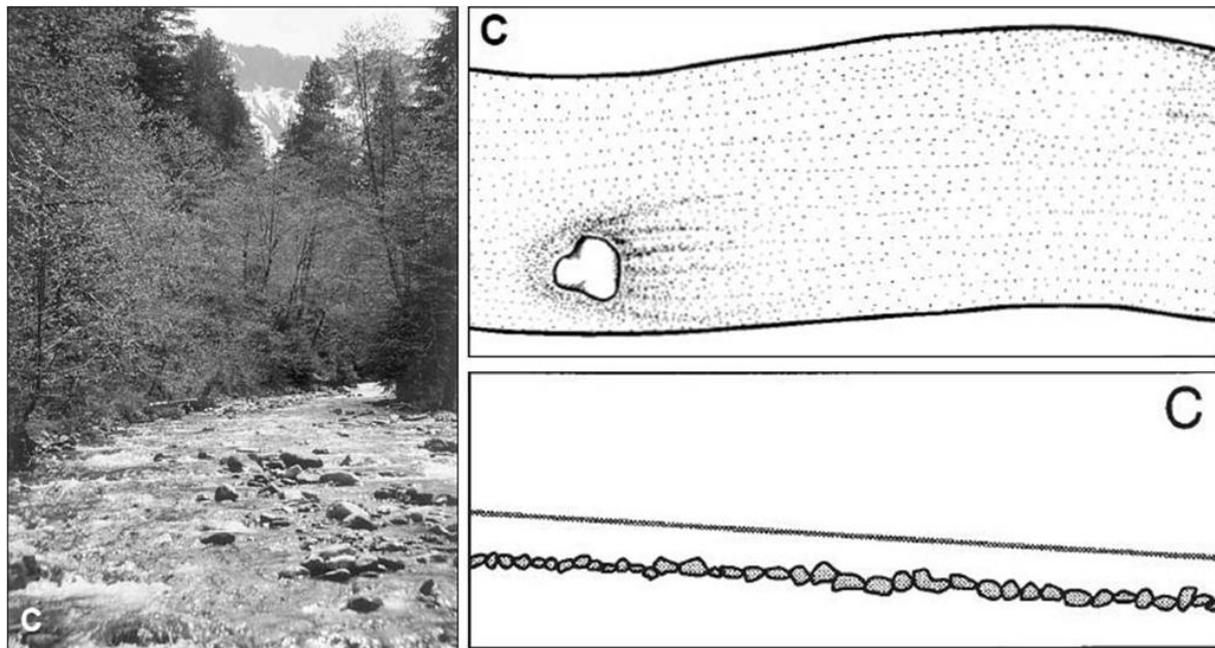


Abbildung 8: *links*: Plane Bed Gerinne; *rechts oben*: schematische Darstellung der Draufsicht auf ein Plane Bed Gerinne bei niedrigem Wasserstand: einzelne Blöcke ragen aus dem sonst gleichmäßigen Abfluss heraus; *rechts unten*: schematisches Längsprofil eines Plane Bed Gerinnes bei niedrigem Wasserstand (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997, S. 598ff)

Zwischenformen der Gerinnetypen und mögliche andere Typen

Die vorgestellten Gerinnetypen stellen identifizierbare Teile eines Kontinuums dar, in dem Zwischenformen auftreten. So können beispielsweise Cascade/Step Pool Gerinne als Zwischenformen klassifiziert werden. Auch Zwischenformen zwischen alluvialen Gerinnen und Bedrock Gerinnen sind je nach Mächtigkeit der Sedimentdecke im Gerinne möglich. Die genannten Gerinnetypen decken die Form der meisten Gebirgsbäche ab, jedoch muss in manchen Fällen die vorhandene Klassifikation um andere Typen erweitert werden (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997).

Tabelle 2: Diagnostische Merkmale der Gerinntypen nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997, S. 597)

	Dune Ripple	Pool Riffle	Plane Bed	Step Pool	Cascade	Bedrock	Hangial beeinflusst
Typisches Gerinnebettmaterial	Sand	Kies	Kies-Geröll	Geröll-Blöcke	Blöcke	anstehendes Gestein	variabel
Muster der Gerinnebettformen	mehrschichtig	lateral oszillierend	eigenchaftslos	vertikal oszillierend	zufällig	unregelmäßig	variabel
Dominierende Rauigkeits-elemente	Sinuosität (Windungen), Gerinnebettformen (Dünen, Rippel, Bänke), einzelne Partikel, Ufer	Gerinnebettformen (Bänke, Pools), einzelne Partikel, Sinuosität (Windungen), Ufer	einzelne Partikel, Ufer	Gerinnebettformen (Stufen, Pools), einzelne Partikel, Ufer	einzelne Partikel, Ufer	Begrenzungen (Gerinnebett und Ufer)	einzelne Partikel
Dominierende Sedimentquellen	fluvial, Ufererosion, -einsturz	fluvial, Ufererosion, -einsturz	fluvial, Ufererosion, -einsturz, Murgänge	fluvial, Hang, Murgänge	fluvial, Hang, Murgänge	fluvial, Hang, Murgänge	Hang, Murgänge
Sedimentspeicher-elemente	Auenbereich, Gerinnebettformen	Auenbereich, Gerinnebettformen	Auenbereich	Gerinnebettformen	beidseitig von Hindernissen	Taschen (Vertiefungen)	Gerinnebett
Typische Begrenzung	unbegrenzt	unbegrenzt	variabel	begrenzt	begrenzt	begrenzt	begrenzt
Typische Pool-Abstände (Gerinnebreiten)	5 bis 7	5 bis 7	keine	1 bis 4	< 1	variabel	variabel

Gezwungene Gerinntypen

Hindernisse im Gerinne können die Form in einem Gerinneabschnitt verändern. Dadurch entstehen gezwungene Gerinntypen, die sich von den natürlicherweise entstehenden Gerinntypen bei gleichen Sedimentverfügbarkeits- und Transportkapazitätsbedingungen unterscheiden und deren Reaktionen oft von denen der natürlich geformten Gerinntypen abweichen (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997).

In bewaldeten EZG kann LWD die Prozesse in einem Gerinne stark verändern. Es führt lokal zu Erosion, Sedimentation und Umleitung des Abflusses, erhöht die Rauigkeit und die Widerstandsfähigkeit des Gerinnes sowie die Substratdiversität (HASSAN et al. 2005). Bänke können stabilisiert oder verstärkt erodiert werden. Pools, Bänke oder Stufen können sich bilden. Am häufigsten führen die Veränderungen durch LDW zur Ausbildung von gezwungenen Step Pool oder Pool Riffle Gerinnen. Neben dem Einfluss auf den Gerinntyp verändern sich auch das Potential für Anpassungen der Sedimentspeicherung und die Rauigkeit (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). LWD bis zu einer bestimmten Größe kann während starker Abflussereignisse und LWD aller Größen durch Murgänge bewegt werden (CHURCH 2010a).

Weitere Impulse, die Veränderungen der Hydrologie, der Sedimentzufuhr oder der Vegetation bewirken, können natürlich oder durch den Menschen ausgelöst sein. Ufervegetation erhöht durch Wurzeln die Stabilität des Gerinnes. Durch den Verlust der Ufervegetation (z.B. Abholzung, Waldbrand) kann es vor allem in Abschnitten mit geringer Neigung und ohne Begrenzung durch Talflanken zur Verbreiterung des Gerinnes kommen. Die Begrenzung des Gerinnes durch die Talflanken verhindert eine Anpassung des Gerinnes in der Breite und die Speicherung von Material in Flussauen. Erhöhte Abflüsse bedingen starke Anpassungen in diesen Gerinnen (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). Veränderungen, die durch den Sedimenteintrag über Hang-Gerinne-Kopplungen ausgelöst werden (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997; siehe Kapitel 2.4.6), können sehr stark sein (höhere Heterogenität, Diskontinuität). Daher schlagen BIGELOW et al. (2007) vor, dass in die bestehende Klassifikation der Gerinnetyp Mündung aufgenommen wird.

Sequenz der Gerinnetypen in einem Einzugsgebiet

Gerinneabwärts verändern sich Hangneigung, EZG-Größe und Prozessdomänen systematisch, wodurch auch die vorgestellten Gerinnetypen und das Reaktionspotential des Gerinnes eine systematische Abfolge aufweisen. Dies kann jedoch durch verschiedene Faktoren wie die Geologie (Lithologie und Struktur), die geomorphologische Geschichte (z.B. Vergletscherung) und die Einmündungen von Nebenflüssen oder Murgängen gestört werden (BUFFINGTON 2012). Die Abfolge der Gerinnetypen ist Teil eines Kontinuums von unorganisierten großen Klasten bis hin zu einem Gerinnebett aus feinem Material in einer geordneten Dünen und Rippel Anordnung. Das Kontinuum spiegelt die Veränderungen von Gerinneneigung, Korngröße und die Ausgabe der Energie des Abflusses flussabwärts wider (WOHL 2000). MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) konnten anhand von Felduntersuchungen in vier EZG im Nordwesten der USA (Oregon, Washington, Alaska) zeigen, dass die Gerinnetypen in folgender Reihenfolge entlang eines idealisierten, konkaven Längsprofils flussabwärts auftreten: hangial beeinflusste, Cascade, Step Pool, Plane Bed oder gezwungene Pool Riffle und Pool Riffle Gerinne (Abbildung 9). Nicht alle Gerinnetypen konnten in jedem EZG gefunden werden. Dune Ripple Gerinne waren in keinem der untersuchten EZG jedoch in angrenzenden vorhanden. Bedrock Gerinne treten lokal an steilen Abschnitten auf. Die Abfolge der einzelnen Gerinnetypen spiegelt die lokalen Kontrollfaktoren Gerinneneigung, Abfluss, Sedimentverfügbarkeit, Geologie und Störungen (z.B. Hindernisse im Gerinne, erhöhter Sedimenteintrag) wider (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). Die von SCHUMM (1977) erstellte Einteilung eines gesamten EZG in Quell-, Transport- und Ablagerungszonen kann auf Gebirgsbäche übertragen werden. Die steilsten und am höchsten gelegenen Gerinne, hangial beeinflusste und teilweise Cascade Gerinne, erhalten Material direkt von den Hängen. Die mittleren Gerinne der Transportzone sind Cascade und Step Pool Gerinne und die niedriger gelegenen Plane Bed, Pool Riffle und Dune Ripple Gerinne reagieren auf das Sediment mit erhöhter Speicherung und Veränderungen der Gerinnebettkonfiguration (WOHL 2000).

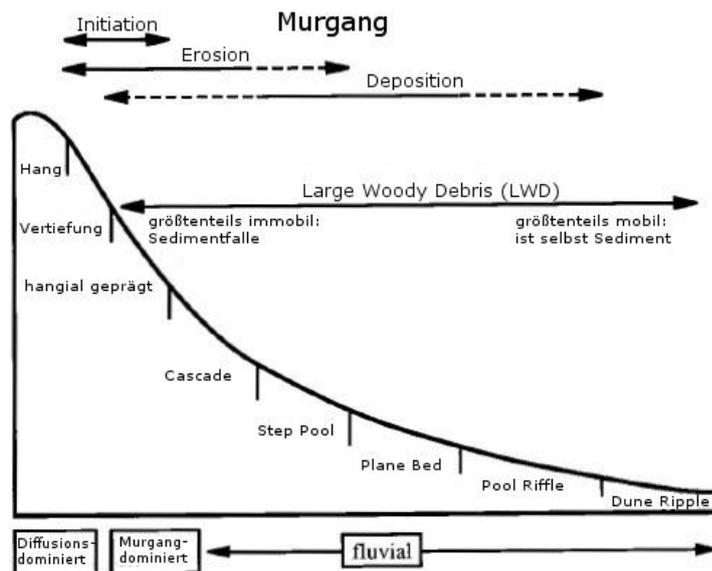


Abbildung 9: Idealisertes Längsprofil von den Hängen flussabwärts durch ein EZG; gezeigt wird die generelle Abfolge der alluvialen Gerinnetypen und der Kontrollfaktoren auf die Prozesse in den Gerinnen in EZG in Gebirgen (nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997, S. 603)

Die idealisierte Abfolge von Gerinnetypen kann durch verschiedene Einflüsse auf das Gerinne modifiziert werden (BRARDINONI UND HASSAN 2007). Die Effekte von verschiedenen hydroklimatischen, lithologischen und tektonischen Situationen auf die Gerinnetypen wurden in verschiedene Studien untersucht (z.B. WOHL UND MERRITT 2005, 2008, FLORES et al. 2006, THOMPSON et al. 2006, 2008, BRARDINONI UND HASSAN 2007, ADDY et al. 2011, GREEN et al. 2012).

WOHL UND MERRITT (2005) wandten die Klassifikation auf einen umfassenden Datensatz von Gerinneabschnitten aus dem Westen der USA, Panama und Neuseeland an. Die Gerinneform kann am besten mit einer Funktion aus den Variablen Neigung, D_{84} (84. Perzentil der Korngrößenverteilung, i.d.R. Korngrößendurchmesser der b-Achse) und Gerinnebreite oder der einzelnen Variablen Neigung vorhergesagt werden. WOHL UND MERRITT (2008) untersuchten die Eigenschaften von steilen Gerinnen (Step Pool, Plane Bed und Pool Riffle) anhand von 335 Gerinneabschnitten aus dem Westen der USA, Nepal, Panama und Neuseeland. Unterschiede zwischen den Gerinnetypen bezüglich Hydraulik, Gerinnegeometrie, Rauigkeit und Gerinnebettformen wurden analysiert. THOMPSON et al. (2006) nutzten die Klassifikation im Südosten Australiens und stellten einen starken Einfluss der Geologie auf den Gerinnetyp fest. FLORES et al. (2006) diskutieren die Abhängigkeit des Gerinneabschnittstyps von Energie, Skala und hydroklimatischen Prozessen. ADDY et al. (2011) übertrugen die Gerinnetypen auf die geologisch alte, geomorphologisch wenig aktive Landschaft des Schottischen Hochlands und erweiterten die Klassifikation. Die morphologischen Eigenschaften der Gerinnetypen stimmen ungefähr mit denen in den Untersuchungsgebieten überein, jedoch sind die Neigungsbereiche der einzelnen Typen deutlich niedriger. BRARDINONI UND HASSAN (2007) untersuchten die Gerinneabschnittstypen in Verbindung mit der komplexen Organisation der gerbten Topographie und geomorphologischen Prozessdomänen des Quartärs. Ehemals vergletscherte Gebiete wurden in anderen Studien nicht oder nicht explizit untersucht. Die Untersuchung der Gerinneabschnitte ist besonders wichtig in diesem Kontext, da sie eine kritische Skala für die Beurteilung der Sensitivität

sind. Der Palimpsest der Landschaft bedingt eine hohe Variabilität der Sequenz der Gerinneabschnittstypen entlang des Längsprofils, die von der idealen Sequenz nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) abweicht.

Sedimentverfügbarkeit und Transportkapazität

Die Sequenz der Gerinnetypen flussabwärts (Abbildung 9) geht einher mit einer Abnahme der Begrenzung des Gerinnes durch die Talflanken, die einem gegenläufigen Verlauf der Sedimentverfügbarkeit (Q_s) und der Transportkapazität (Q_c) entspricht (Abbildung 10). Flussabwärts nimmt die Transportkapazität im Allgemeinen ab, da sich die Neigung schneller verringert als die Tiefe zunimmt. Die Sedimentverfügbarkeit steigt mit der EZG-Größe grundsätzlich, obwohl der Sedimentaustrag pro Flächeneinheit oft geringer wird. Resultat dieser Trends kann über einen langen Zeitraum die Entwicklung breiter Flussauen und Ablagerung von Sediment in den unteren Flussläufen ohne Begrenzung durch Talflanken sein. Die Menge des gespeicherten Materials in einem Tal deutet darauf hin, ob das Gerinne transport- oder verfügbarkeitslimitiert ist. Geringe Mengen an gespeichertem Material bedeuten, dass alles Material, das in das Gerinne geliefert wird, flussabwärts transportiert wird. Große Mengen weisen auf einen langfristigen Überschuss an Sedimentzufuhr oder eine geerbte Talverfüllung hin (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997).

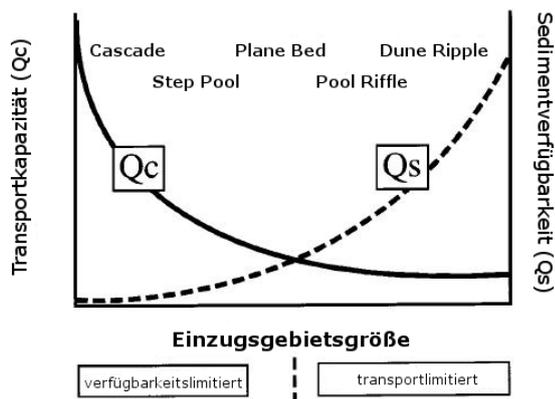


Abbildung 10: Schematische Darstellung der generalisierten relativen Trends von Sedimentverfügbarkeit (Q_s) und Transportkapazität (Q_c) in EZG in Gebirgen (nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997, S. 606)

Der Gerinnetyp ist durch ein bestimmtes Verhältnis (q_r) von Transportkapazität (Q_c) zu Sedimentverfügbarkeit (Q_s) charakterisiert:

$$q_r = Q_c / Q_s \quad (1)$$

Hangial beeinflusste Gerinne sind transportlimitiert und daher ist $q_r \ll 1$. Allochthoner Hangschutt sammelt sich in den Talböden an und wird gespeichert. Im Gegensatz dazu stehen Bedrock Gerinne, die verfügbarkeitslimitiert sind und für die $q_r \gg 1$ ist. Sie haben keine alluvialen Ablagerungen. Alluviale Gerinne kommen über einen großen q_r -Bereich vor und können sowohl transport- als auch verfügbarkeitslimitiert sein. Steile alluviale Gerinne (Cascade und Step Pool), in denen eine hohe Schubspannung auf die Gerinnesohle wirkt, haben höhere Q_c und q_r -Werte bei bestimmter EZG-Größe und Sedimentverfügbarkeit. Plane Bed und Pool Riffle Gerinnetypen mit niedrigeren Neigungen liegen zwischen $q_r > 1$ und $q_r \approx 1$ in Abhängigkeit vom Panzerungsgrad der Oberfläche und der Häufigkeit der Gerinnebettmobilität. Dune

Ripple Gerinne mit live bed-Mobilität haben q_r -Werte von ≤ 1 (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997), d.h. Sedimenttransport findet immer, außer bei den niedrigsten Abflüssen, statt (WOHL 2000).

2.3 Das Subsystem Hang in Gebirgsregionen

Gestein, das in Gebirgen mehrere Kilometer über den Meeresspiegel gehoben wurde, muss zerbrochen und zerlegt werden, bevor es erodiert und zur Erosionsbasis transportiert werden kann. Dies wird hauptsächlich durch chemische, physische und biologische Verwitterung sowie tektonischen Druck erreicht. Große, seltene gravitative Massenbewegungen tragen ebenfalls einen signifikanten Teil zur Produktion von Lockermaterial bei (DAVIES UND KORUP 2010). Dieses Lockermaterial am Hang wird durch verschiedene Prozesse erodiert und transportiert. In dieser Arbeit sind vor allem die Prozesse am Hang, die Material in das Gerinne liefern, von Bedeutung. Sie können in gravitative Massenbewegungen sowie Kriech- und Spülprozesse (engl. slope wash processes) unterteilt werden. Auch Lawinen können eine Rolle spielen.

2.3.1 Gravitative Massenbewegungen

Gravitative Massenbewegungen sind als die hangabwärts gerichtete Bewegung von Boden, Fels- oder Lockergestein (CRUDEN 1991) unter der Wirkung der Schwerkraft definiert (VARNES 1978; zusammengefasst in DIKAU et al. 1996). Sie werden in verschiedene Typen unterteilt: Fallen, Kippen, Gleiten, Driften und Fließen (CRUDEN UND VARNES 1996). In den beiden Untersuchungsgebieten wird Material v.a. durch Fallen und Fließen (Murgänge) in das Gerinne geliefert.

Fallen

Fallen beginnt durch die Abtrennung von Locker- oder Festgestein von einem steilen Hang oder einer Felswand, wobei keine oder in geringem Maße Scherung stattfindet. In diesem Fall handelt es sich hauptsächlich um Festgestein. Das Material bewegt sich schnell und hauptsächlich fallend, springend oder rollend durch die Luft (CRUDEN UND VARNES 1996). Der Prozess kann auf verschiedenen Skalen stattfinden, je nachdem wie viel Material bewegt wird. Steinschlag bezieht sich auf einzelne Partikel, die als Folge der Verwitterung von einer Felswand gelöst werden, Felsstürze auf größere Materialmengen (SELBY 1993).

Fließen

Fließen bezeichnet eine räumlich kontinuierliche Bewegung, in welcher die Scherflächen kurzlebig und eng aneinander sind und die in verschiedenen Materialien vorkommen können (CRUDEN UND VARNES 1996). **Murgänge** treten auf, wenn schlecht sortiertes Material (meist mehr als 50 % des Volumens), aufgrund der Schwerkraft hangabwärts fließt, wobei es irreversibel deformiert wird. Das Fließen ist un- stetig und nicht-uniform. Geschwindigkeiten von 1 bis 20 m/s können erreicht werden. Die Zusammensetzung eines Murgangs ist von dem vorhandenen Material im Quellgebiet und der Transportzone abhängig. In alpinen Gebieten bestehen Murgänge häufig aus grobem Material (COROMINAS et al. 1996). Die Dichte eines Murgangs beträgt in der Regel zwischen 2,0 und 2,4 g/cm³ und die Viskosität liegt bei über 1000 Poise. Das Fließverhalten ist daher nicht-Newtonisch (COROMINAS et al. 1996) und ein Murgang

wird häufig als Bingham-Fluid (Ein-Phasen-Modell) modelliert, d.h. der Murgang wird als homogene Masse angesehen. Ein Bingham-Fluid beginnt erst ab einer kritischen Schubspannung zu fließen (viskos), darunter verhält es sich wie ein plastischer Körper. Der Unterschied zu newtonischen Fluiden zeigt sich auch in der Geschwindigkeitsverteilung. Während in einem Newtonischen Fluid (z.B. Wasser) die Geschwindigkeit eine parabelförmige Verteilung hat, ist die Verteilung in einem plasto-viskosen Bingham-Fluid geteilt: Das Fluid bewegt sich als starrer Stopfen mit einheitlicher Geschwindigkeit auf einer Schicht, in der es zu Scherung und Deformation kommt (IVERSON 1997, TAKAHASHI 2007). Das Bingham-Modell hat jedoch starke Limitationen: z.B. werden Interaktionen zwischen den groben Partikeln und dem Fluid durch die Annahme einer Phase nicht realistisch wiedergegeben. Daher ist es wirklichkeitsgetreuer, Murgänge mit Zwei-Phasen-Modellen zu modellieren. Die verschiedenen Modelle und ihre Limitationen werden ausführlich in IVERSON (1997) diskutiert.

Nach CRUDEN UND VARNES (1996) können Murgänge in zwei Typen unterteilt werden: Murgänge am offenen Hang, die sich ihren eigenen Weg formen, und Murgänge in Gerinnen, die bereits existierenden Gerinnen folgen. Diese Unterteilung ist in dieser Studie wichtig, denn in beiden Untersuchungsgebieten treten kanalisierte Gerinne-Murgänge (werden in dieser Arbeit als Murgänge bezeichnet) und Murgänge, die sich auf Schutthalden oder am offenen Hang bilden, auf. Ein Schutthalden-Murkegel-Komplex ist eine Schutthalde, in die sich Murgänge einschneiden. Die Murgänge entstehen aus dem Material der Schutthalde und bauen innerhalb dieser einen Murkegel auf (nach SCHROTT et al. 2006).

Ein Murgang kann in (1) Quellgebiet, (2) Transportzone und (3) Ablagerungsgebiet unterteilt werden (COROMINAS et al. 1996). (1) Im Quellgebiet entwickeln sie sich meist aus abgelagerten Sedimentmassen, wenn diese z.B. durch starke Regenfälle, Schneeschmelze oder einen (Gletscher-)Seeüberlauf mit Wasser gesättigt sind. Die meisten Murgänge werden jedoch durch Rutschungen in Lockermaterial, die den Porenwasserdruck erhöhen, ausgelöst. Für die initiale Bewegung muss die Sedimentmasse zusammenbrechen (engl. failure), genug Wasser vorhanden sein und potentielle Energie in interne kinetische Energie umgewandelt werden, sodass aus einer Rutschbewegung Fließen wird (IVERSON 1997).

(2) Die meisten Murgänge beginnen mit wenigen Hundert m^3 , aber durch Erosion entlang der Transportzone (oft viele km lang) kann sich das Volumen auf 10^3 bis 10^5 m^3 vergrößern (COSTA 1984, CHURCH 2010a, HUNGR et al. 2005). Murgänge können sehr große Klaster transportieren, die durch Kohäsion, Auftriebskräfte, strukturelle Unterstützung und Turbulenzen in Suspension gehalten werden. Die Erosionskraft und die kinetische Energie eines Murgangs sind um ein Vielfaches größer als die von Wasser (höhere Dichte, größere Tiefe, höhere Geschwindigkeit) (SELBY 1993). Ein Murgang fließt nicht kontinuierlich, sondern in Wellen. Die Front ist meist eine große Welle, in der die größten Blöcke transportiert werden und die Sedimentkonzentration besonders hoch ist. Der anschließende Ausläufer des Murgangs ist wässriger und weniger mächtig (IVERSON 1997). Während der Bewegung werden größere Klaster an die Front, nach oben und die Seiten gezwungen. Entlang des Transportpfades kann der Murgang Levees ablagern (COSTA 1984, IVERSON 1997, CHURCH 2010a).

(3) Materialablagerung in der Depositionszone beginnt, wenn ausreichend Wasser abläuft. Die Neigung dafür ist vom Gefüge des Materials und der Gerinnetopographie abhängig. Abrupte Abnahme der Begrenzung des Gerinnes und Kurven im Abflusspfad können höhere Neigungen für die Deposition bedingen. Die Meinungen über die Sortierung der Ablagerung gehen auseinander: Während CHURCH (2010a) beschreibt, dass Murgangablagerungen keine Sortierung aufweisen, werden z.B. in IVERSON (1997) und BREIEN et al. (2008) Sortierungen in Murgangablagerungen erwähnt. BREIEN et al. (2008) schildern u.a. umgekehrte vertikale Korngrößen-sortierung und IVERSON (1997) die Ablagerungen der größten Partikeln der Front der Ablagerungen. Unsortierte Murgangablagerungen bestehen aus großen Klusten, die zufällig verteilt in einer Matrix aus feinem Material eingebettet sind. Mehrere Murgänge können im Ablagerungsgebiet einen Murkegel aufbauen (COROMINAS et al. 1996; Kapitel 2.4.4).

Die Frequenz von Murgangereignissen wird durch die Akkumulationsrate von Material in Mulden oder Gerinnen sowie vom Wiederkehrintervall der auslösenden Ereignisse kontrolliert und variiert stark. Die Magnitude eines Murgangs (Volumen an Material, das bis in das Ablagerungsgebiet transportiert wird (HUNGR et al. 2005)) ist von der Länge des Transportpfades und dem Volumen an gespeichertem Material pro Längeneinheit abhängig (CHURCH 2010a, HUNGR et al. 2005).

Die **Rolle von Murgängen in der Landschaftsgenese** ist noch nicht ausreichend erforscht. In mehreren Studien wurde jedoch die Dominanz von Murgängen im Sedimentbudget herausgestellt (u.a. BENDA UND DUNNE 1987, BENDA UND DUNNE 1997a, SLAYMAKER 1993, WELLS UND HARVEY 1987, EATON et al. 2003). Dies muss besser verstanden werden, da Murgänge eine Verbindung zwischen Hang und Gerinne herstellen und die Sedimentverteilung in alluvialen Gerinnen durch Erosion oder Ablagerung beeinflussen (DIETRICH UND DUNNE 1978, BENDA UND DUNNE 1987). Dies bedeutet hauptsächlich einen stochastischen Sedimenteintrag in die Gerinne (BENDA UND DUNNE 1997a). Gebirgsregionen stehen im Gegensatz zum Konzept von WOLMAN UND MILLER (1960). Das Konzept besagt, dass relativ gesehen mehr Arbeit in der Modifizierung der Erdoberfläche von vielen Ereignissen von mittlerer Frequenz und Magnitude geleistet wird. Seltene Ereignisse hoher Magnitude sind wahrscheinlich gleich wichtig oder wichtiger in der Landschaftsgenese von Gebirgsregionen. Murgänge können vor allem durch den Einfluss großer Partikel anstehendes Gestein erodieren und sich in dieses einschneiden. Dies führt zu einer typischen topographischen Signatur im Slope-Area-Diagramm (Gerinneneigungs-Einzugsgebietsgrößen-Diagramm) (Kapitel 4.3.2), die sich stark von der Signatur für fluviales Einschneiden in anstehendes Gestein unterscheidet (MONTGOMERY UND FOUFOULA-GEORGIOU 1993, STOCK UND DIETRICH 2003, 2006; Abbildung 11).

MONTGOMERY UND FOUFOULA-GEORGIOU (1993) untersuchten die räumliche Anordnung von Prozessdomänen. Der Begriff Prozessdomäne wird genutzt, um die räumliche Vergesellschaftung von geomorphologischen Prozessen, in denen einer oder mehrere Prozesse dominieren oder hochgradig die Erosion und den Transport von Material beeinflussen, zu beschreiben (BRARDINONI UND HASSAN 2006). Eine Abgrenzung der geomorphologischen Prozessdomänen und der zusammenhängenden topographischen Signatur kann durch die logarithmische Darstellung von Neigung und Einzugsgebietsgröße erreicht werden

(Abbildung 11). In nicht-vergletscherten, sich im Gleichgewicht befindenden Landschaften gibt es folgende Domänen: (1) Hang, (2) murgangdominierte und (3) fluviale Gerinne (MONTGOMERY UND FOUFOULA-GEORGIU 1993).

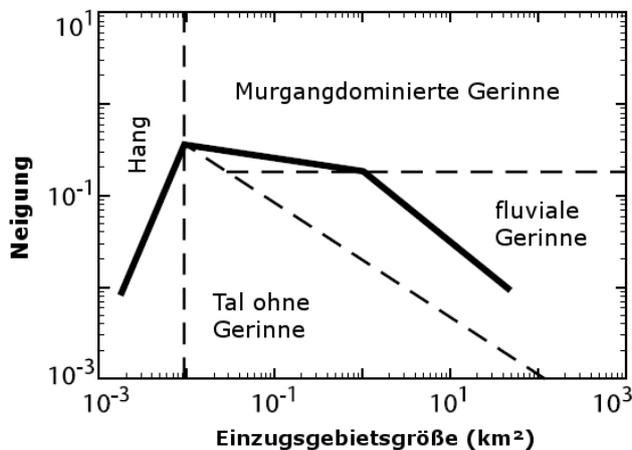


Abbildung 11: Schematische Darstellung der Prozessdomänen (gestrichelte Linien) und topographischen Signaturen (durchgezogene Linien) in einem Slope-Area-Diagramm (doppelte logarithmische Skalierung) für eine nicht-vergletscherte Landschaft im Gleichgewichtszustand (nach MONTGOMERY UND FOUFOULA-GEORGIU 1993, BRARDINONI UND HASSAN 2006, S. F01013)

2.3.2 Kriech- und Spülprozesse

Es wird angenommen, dass **Kriechprozesse** (engl. creep) auf allen Hängen, die mit Lockermaterial bedeckt sind, aktiv sind (SLAYMAKER 1993). Sie wirken entweder auf einzelne Partikel oder eine Lockermaterialschicht (SELBY 1993). Es handelt sich um einen langsamen Prozess mit niedriger Magnitude, der fast kontinuierlich aktiv und von der gravitativen Beschleunigung abhängig ist. Auf einzelnen Hängen wird nur eine kleine Menge Material bewegt, im gesamten EZG kann der Prozess jedoch effektiver sein, da er ubiquitär wirksam ist. Das Material wird am Hangfuß abgelagert, wenn Gerinne und Hang nicht gekoppelt sind. Die Materialmenge, die durch Bodenkriechen in das Gerinne gelangt, ist von den Hang-Gerinne-Kopplungen (Flussdichte), der Kriechrate und der Mächtigkeit der bewegten Lockermaterialschicht abhängig (SLAYMAKER 1993).

Spülprozesse am Hang wirken hauptsächlich durch das Agens Wasser, das Kraft auf das Lockermaterial ausübt (SELBY 1993). Zu diesen erosiven Prozessen am Hang gehören flächenhafte Erosion, Rillen-, Gully-, und Tunnelerosion (SLAYMAKER 1993). In den Untersuchungsgebieten findet der Transport vor allem an der Oberfläche statt. Flächenhafte Erosion durch Wasser und konzentrierten Abfluss in Rillen kann Sediment vom Hang in das Gerinne liefern. Klima, Geologie, und Vegetation, die von Klima und Geologie abhängig ist, sind die wichtigsten Einflüsse auf die Spülprozesse am Hang. Vegetation kann stabilisierend auf Lockermaterial und Boden wirken und so die Erosion beeinflussen. Bei starken Niederschlägen und geringer Vegetationsbedeckung können größere Mengen durch flächenhafte Erosion abgetragen werden (SELBY 1993).

2.3.3 Nivale Prozesse

Schneelawinen sind ein häufig zu beobachtender Prozess in steilen EZG in Gebirgsregionen. Sie finden im Winter und Frühjahr an den Stellen statt, an denen ausreichend Schnee abgelagert und die Neigung grö-

ßer 58 % (bzw. 30°) ist. Die Voraussetzung für Schneebrettlawinen, die die größte Gefahr darstellen, ist die Entwicklung einer Schwachstelle in der Schneedecke (SCHWEIZER 2003). Neben Schneebrettlawinen gibt es Lockerschneelawinen; beide kommen in trockenem und nassem Schnee vor (MCCLUNG UND SCHAEERER 1993). Sie haben die Kapazität, Gesteinsmaterial und Vegetation zu erodieren, transportieren und abzulagern. Diese Ablagerungen nehmen teilweise Formen an, die direkt Lawinen zugeordnet werden können. Lawinen bewegen sich entweder auf einer Schneesicht oder direkt auf der Erdoberfläche, wo sie Material aufnehmen können. Geomorphologisch bedeutende Lawinen treten vor allem an Hängen mit Neigungen von 58 bis 120 % (bzw. 30° bis 50°) und einer ebenen Oberfläche ohne Vegetation auf, also oberhalb der Baumgrenze. Große Lawinen können bis zum Talboden reichen (SELBY 1993) und somit Material in das Gerinne liefern bzw. zu Ablagerungen am Hangfuß führen (LUCKMAN 1977). Kleinere und mittlere Lawinen sind nicht in der Lage, größere Mengen an Material und größere Blöcke zu bewegen (SELBY 1993).

2.4 Hang-Gerinne-Kopplungen: Verbindungen zwischen den Subsystemen Hang und Gerinne

Räumliche Beziehungen sind ein zentraler Aspekt in der Geographie und damit auch in der Geomorphologie. Die räumliche Anordnung von und die Verbindungen zwischen Formen in einem EZG bestimmen die Sedimentkaskade sowie die Reaktion auf Veränderungen unterschiedlicher Magnitude und Frequenz (BRIERLEY et al. 2006).

2.4.1 Der Kopplungsbegriff

Die Begriffe Kopplung und Konnektivität werden nicht einheitlich in der Literatur verwandt und definiert. Eine klare Trennung der Begriffe besteht nicht und sie werden oft als Synonyme genutzt. Seit der Einführung der Systemtheorie (CHORLEY UND KENNEDY 1971) wird ein EZG als Anordnung von Systemelementen, die miteinander verbunden sind, angesehen. Kopplungen werden von HECKMANN UND SCHWANGHARDT (2012) als Verbindungen zwischen bestimmten Formen oder Landschaftseinheiten durch Sedimenttransport definiert. Nach FRYIRS (2012) kann Konnektivität als der durch Wasser ermöglichte Transfer von Sediment zwischen zwei verschiedenen Teilen der Sedimentkaskade eines EZG verstanden werden. HOOKE (2003) hingegen definiert Konnektivität als die physische Verbindung von Sediment durch ein Gerinnesystem, d.h. ein Partikel hat das Potential, durch das System transportiert und dabei nicht ausgetauscht zu werden (Konnektivität vs. Kontinuität). BRAKEN UND CROKE (2007) identifizieren drei Haupttypen der Konnektivität, die in der Geomorphologie und Hydrologie verwandt werden: (1) Landschaftskonnektivität (physische Verbindung zwischen zwei Landschaftselementen wie z.B. Hang und Gerinne), (2) hydrologische (Durchfluss von Wasser von einem Landschaftselement in ein anderes), und (3) sedimentologische Konnektivität (physischer Transfer von Sediment durch ein EZG, abhängig von der Korngröße). JAIN UND TANDON (2010) zeigen, dass Konnektivität in einem geomorphologischen System zwischen zwei Teilen entweder als physischer Kontakt, Sedimenttransport oder beides definiert werden kann.

Diese Vielzahl von Definitionen, die sicherlich nur einen Teil der bestehenden Definitionen widerspiegelt, zeigt, dass eine Festlegung der Terminologie wichtig und überfällig ist. In dieser Arbeit werden die Begriffe Kopplung und Konnektivität nicht synonym verwandt, sondern klar voneinander abgegrenzt. Eine solche Unterscheidung ist wichtig für die einheitliche Verwendung der Begriffe. Kopplungen werden sensu HECKMANN UND SCHWANGHARDT (2012) als Verbindung zwischen bestimmten Formen oder Landschaftseinheiten, hier Hang und Gerinne, durch Sedimenttransport definiert (vgl. z.B. HARVEY 2001, HOOKE 2003, FRYIRS 2012, HECKMANN UND SCHWANGHARDT 2012). Da der Sedimenttransport von den wirksamen Prozessen und deren Frequenz abhängig ist, werden die Kopplungen entsprechend weiter unterteilt (kontinuierlich, periodisch, stochastisch (episodisch)). Die Teile des Systems (Formen bzw. Landschaftseinheiten) sind physisch miteinander verbunden. Zwischen diesen Elementen kann der Sedimenttransport z.B. durch Puffer (Kapitel 2.4.4) gestört werden oder nicht bestehen. Während die Kopplung die Möglichkeit des Sedimenttransports angibt, ist die Konnektivität als die Kopplungseffektivität des Sedimenttransports zwischen den beiden Elementen definiert. Die Konnektivität bzw. Kopplungseffektivität kann auch für ein gesamtes EZG angegeben werden (FRYIRS 2012). Die beiden Begriffe werden in dieser Arbeit synonym eingesetzt.

In einem EZG bestehen longitudinale, laterale und vertikale Verbindungen, die durch entsprechende Landschaftselemente (Puffer, Barrieren und Decken), unterbrochen werden können (BRIERLEY et al. 2006, FRYIRS et al. 2007a, FRYIRS 2012). Laterale Verbindungen beinhalten Hang-Gerinne- und Gerinne-Auen-Beziehungen, die die Zufuhr von Material in das Gerinne steuern. Longitudinale Verbindungen bestehen zwischen flussaufwärts und flussabwärts liegenden Abschnitten des Gerinnes und zwischen Neben- und Hauptfluss. Sie bestimmen den Transfer von Wasser und Material durch das System und die Möglichkeit, dass Sediment am Talboden transportiert oder akkumuliert wird. Vertikale Verbindungen beziehen sich auf Oberflächen-Untergrund-Interaktionen von Wasser, Sediment und Nährstoffen (BRIERLEY et al. 2006). In Zusammenhang mit den lateralen Verbindungen zwischen Hang und Gerinne und deren Einfluss auf das Gerinne müssen auch die longitudinalen Verbindungen beachtet werden, die sich auf den Transport von Sediment einer bestimmten Korngröße flussabwärts auswirken und das Ausmaß des Einflusses auf das Gerinne mitbestimmen.

2.4.2 Kopplungen zwischen Hang und Gerinne im alpinen System

In allen EZG sind die Prozesse am Hang, die Wasser- und Sedimentaustag kontrollieren, mit den Prozessen im Gerinne verbunden. In Gebirgsregionen ist die Verbindung aufgrund der Nähe von Hang und Gerinne besonders stark. Die Täler sind oft schmal und haben keine bzw. kaum Auenablagerungen, was die Hänge zu den primären und direkten Quellen für Wasser und Sediment macht. Veränderungen der Prozesse am Hang oder der Hangform können nicht oder nur wenig durch Sedimentspeicher im Tal gepuffert und entkoppelt werden (WOHL 2000). Neben den am Hang wirksamen Prozessen kann die Kopplung auch aufgrund eines sich aktiv einschneidenden fluvialen Gerinnes bestehen (HARVEY 2002). Flussabwärts nimmt die Kopplung zwischen Hang und Gerinne ab (LANE UND RICHARDS 1997). Hang-Gerinne-Kopplungen

spielen in Gebirgsregionen eine besonders wichtige Rolle, da sie die Menge an Sediment, das in das fluviale Gerinne geliefert wird, kontrollieren (HARVEY 1997) und die Gerinne den letzten Teil in EZG darstellen (MORCHE et al. 2008).

Hang-Gerinne-Kopplungen in alpinen Systemen wurden schon früh z.B. von CAINE (1974) und CAINE UND SWANSON (1989) untersucht und seitdem zeigt sich in der Literatur ein zunehmendes Interesse an diesem Thema. CAINE (1974) stellte die Prozesssysteme als Kaskade von Prozessen am Hang und Prozessen im Gerinne (zwei dynamische Subsysteme des Systems alpines EZG) dar. CAINE UND SWANSON (1989) beschäftigten sich mit Prozesskopplungen. Die Untersuchungen beziehen die Evaluation der Effektivität von Kopplungen zwischen Hang- und Gerinnesystem in einem EZG niedrigerer Ordnung ein.

Gebirgsregionen haben generell eine hohe Konnektivität; ein großer Teil des EZG ist durch Sedimenttransport an den Auslass des EZG gekoppelt und die lateralen Kopplungen sind sehr effektiv (FRYIRS et al. 2007a). Hohe Prozessaktivität und Reliefenergie bewirken im Allgemeinen die Entstehung von großen Sedimentmengen und einen effektiven Transport, also eine relativ kurze Verweildauer von Sediment in Speichern (FRYIRS et al. 2007a). Gebirgsregionen werden deshalb als Sedimentquellzonen angesehen (SCHUMM 1977). Kopplungen bestehen für eine relative kurze Zeitdauer, sind dynamisch und variabel (FRYIRS et al. 2007a). Es hängt von den Kopplungen ab, ob das Material das Gerinne erreicht oder am Hang oder Hangfuß abgelagert wird. In Systemen mit hoher Kopplungseffektivität werden die Auswirkungen von erhöhten Erosionsraten am Hang schnell systemabwärts weitergeleitet, wodurch sich der Sedimenteintrag in die Gerinne erhöht (HARVEY 2001).

Extreme Ereignisse, die Schwellenwerte überschreiten, können die Hang-Gerinne-Kopplungen radikal verändern (HARVEY 2001, SCHUMM 1979) und steigern die Konnektivität (MICHAELIDES UND WAINWRIGHT 2002). Erreicht ein Murgang das Gerinne, wird eine große Menge grobes Sediment in das fluviale System geliefert, wodurch meist ein Schwellenwert im fluvialen System überschritten wird (HARVEY 2001). Diese Systeme, die sich nahe einem Schwellenwert befinden, werden von DOWNS UND GREGORY (1993) als empfindlich bezeichnet und sind typisch für alpine Systeme.

In ehemals vergletscherten Gebieten befinden sich große Sedimentmengen, die sich nicht mehr im Gleichgewicht mit den heutigen Klima- und Umweltbedingungen befinden und daher umverteilt werden können. Durch starke Erosion an den Hängen konnte seit dem späten Holozän viel Material mobilisiert werden und über Hang-Gerinne-Kopplungen in die Gerinne gelangen (CHIVERRELL et al. 2009).

2.4.3 Raum- und Zeitskalen von Kopplungen

Kopplungen, Konnektivität sowie Formen, die die Kontinuität im Sedimenttransport stören, können auf verschiedenen räumlichen Skalen betrachtet werden. In dieser Arbeit werden die Kopplungen auf der lokalen Skala betrachtet. Diese schließt die Verbindungen am Hang, zwischen dem Hangsystem und dem Gerinnesystem und innerhalb des Gerinnes mit ein und ist für den Sedimenttransport von Bedeutung.

In verschiedenen Landschaften unterscheiden sich das Abflussregime, die Kontrollfaktoren der Sedimentverfügbarkeit und die Konfiguration der EZG, wodurch das Ausmaß der Kopplungen stark unter-

schiedlich ist. Auch innerhalb eines EZG und über verschiedene Zeitskalen variieren die Kopplungen (HARVEY 2002).

Auf den unterschiedlichen räumlichen Skalen verändern sich die Kopplungen je nach betrachteter Zeitskala. Generell können Veränderungen auf einer kleinen räumlichen Skala schnell sein und auf größeren räumlichen Skalen länger dauern. Drei Aspekte der Zeitskalen sind wichtig: (1) Ereignisse, die Veränderungen des Kopplungszustands bewirken können; (2) die Verzögerungszeit oder Erholungsdauer nach einem Ereignis (BRUNSDEN UND THORNES 1979), während der die Auswirkungen der Veränderung der Kopplungen gedämpft werden und (3) die Rate, mit der sich Veränderungen, die nicht gedämpft werden, durch das System ausbreiten. Auf der lokalen Skala sind vor allem die ersten beiden Aspekte von Bedeutung (HARVEY 2001, HARVEY 2002). Zu (1): Magnitude und Frequenz des Ereignisses sind von Bedeutung (WOLMAN UND MILLER 1960). Es kann sich um ein einzelnes Ereignis oder langsame Veränderungen handeln, die mit Schwellenwerten zusammenhängen können (SCHUMM 1979). Auswirkungen können lokal oder weit verbreitet sein (HARVEY 2001, HARVEY 2002).

Jedes Element einer Landschaft unterliegt bestimmten Prozessen mit eigenem Frequenz-Magnitude-Spektrum (FRYIRS 2012). Die Prozesse, die an Hängen Sediment produzieren und transportieren, wirken innerhalb eines deutlich unterschiedlichen Spektrums als Prozesse im Gerinne (BRIERLEY et al. 2006). Ereignisse, die Sediment in das Gerinne liefern, unterscheiden sich von denen, die Sedimenttransport im Gerinne auslösen. Die Hänge sind also nicht ständig, sondern nur phasenweise an das Gerinne gekoppelt. Somit ist der Sedimenttransport in einem System im Laufe der Zeit nicht konstant, sondern verläuft eher in Pulsen, die den stochastischen Eintrag und Transfer von Sediment widerspiegeln (BENDA UND DUNNE 1997a, FRYIRS 2012). HARVEY (2001) stellt fest, dass in einem Untersuchungsgebiet im Nordwesten Englands ca. 30 Mal im Jahr sedimentproduzierende Ereignisse am Hang auftreten. Das Material wird am Hangfuß gespeichert. Alle 2 bis 5 Jahre tritt ein Abfluss im Gerinne von ausreichender Magnitude auf, der das gespeicherte Sediment erodieren kann. Dies zeigt, dass für Hang-Gerinne-Kopplungen auf der lokalen Skala die Frequenz und Magnitude von Ereignissen, die die beiden Systemkomponenten mit einander koppeln, von Bedeutung sind. Während Ereignissen mit hoher Frequenz und geringer Magnitude ist die Konnektivität eines EZG am geringsten. Bei Ereignissen niedriger Frequenz und hoher Magnitude ist die Konnektivität am höchsten, da Puffer, Barrieren und Decken durchbrochen werden (FRYIRS et al. 2007a).

2.4.4 Puffer: Diskontinuität in der Sedimentkaskade

Die Verbindungen an einer bestimmten Stelle eines Systems können je nach betrachteter Zeitskala verbunden bzw. gekoppelt oder nicht verbunden bzw. entkoppelt sein. Die Diskontinuität in der Sedimentkaskade führte dazu, dass diese von FERGUSON (1981) als ruckartiges Förderband bezeichnet wurde. BRUNSDEN (1993) definierte drei Kopplungszustände: nicht gekoppelt, gekoppelt und entkoppelt. Zwischen nicht gekoppelten Systemkomponenten besteht eine Diskontinuität, obwohl sie eine gemeinsame Grenze haben. Gekoppelte Verbindungen bedeuten einen freien Transport von Energie und Material sowie Rückkopplungen. Eine entkoppelte Verbindung ist temporär inaktiv, da der Transport zwischen

zwei Komponenten behindert ist, die in der Theorie verbunden sein könnten (BRUNSDEN 1993). Unter anderem führten HOOKE (2003) und JAIN UND TANDON (2010) weitere Klassifikationen der Kopplungszustände ein.

Puffer (engl. buffer), Barrieren (engl. barriers) oder Decken (engl. blankets) können die verschiedenen Verbindungen stören bzw. entkoppeln oder teilweise entkoppeln und wirken wie eine Reihe von Schaltern, die den Sedimenttransport an- und ausschalten (FRYIRS et al. 2007a). Sie haben eine bedeutende Auswirkung auf die Dynamik des Systems (HARVEY 2010). Die verschiedenen Blockaden sind Sediment-senken (lange Verweildauer des Sediments) oder -speicher (kurze Verweildauer), die auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen bestehen. Sie entfernen das Sediment für unterschiedliche Zeitperioden vom Förderband. Daher beeinflussen sie primär die (Dis-)Konnektivität in EZG (FRYIRS 2012). Aufgrund der Störungen im Sedimenttransport trägt zu einem bestimmten Zeitpunkt nur ein bestimmter Anteil der Fläche des EZG zum Sedimentaustag bei (engl. sediment delivery ratio, siehe z.B. WALLING 1983, MILLIMAN UND SYVITSKI 1992, DE VENTE et al. 2007) (FRYIRS et al. 2007b). Puffer verhindern, dass Sediment in das Gerinne eingetragen werden kann. Sie stören z.B. laterale Verbindungen zwischen Hang und Gerinne. Barrieren stören meist longitudinale Verbindungen und können z.B. Stufen im anstehenden Gestein oder aus LWD sein. Hinter den Störungen im Längsprofil wird Material gespeichert und die Sedimentkaskade unterbrochen. Decken hemmen die vertikalen Verbindungen (FRYIRS et al. 2007a).

Puffer zwischen Hang und Gerinne

Puffer und die mit ihnen verbundene Entkopplung sind von der betrachteten Zeitskala abhängig. Als entkoppelnde Elemente werden in dieser Arbeit jedoch nur Puffer angesehen, die den Sedimenttransport zwischen Hang und Gerinne über einen langen Zeitraum verhindern: z.B. werden Murkegel in der Regel nicht als Puffer aufgefasst. Wie schon erwähnt, spielt die Frequenz und Magnitude von Ereignissen bei der Betrachtung von Puffern eine wichtige Rolle. In den Perioden zwischen Extremereignissen wirkt abgelagertes Material als Puffer bzw. Barriere und kann langsam durch fluviale Prozesse erodiert und systemabwärts transportiert werden (FRYIRS et al. 2007a). Während Extremereignissen sind die Verbindungen aktiv und die Konnektivität im System erhöht (HARVEY 2010). Ob das Sediment transportiert werden kann, hängt vom Schwellenwert der kritischen Kraft des Abflusses ab (BULL 1979). Ist die Kraft nicht groß genug, wird Material am Übergang vom Hang in das Gerinne abgelagert. In diesem Bereich passt sich das Gerinne an die veränderten Bedingungen an (HARVEY 2002). Puffer können in alpinen Gebieten Murkegel, Geröllkegel, Schutthalden und andere Speicherformen sein. Speicherformen, die für diese Arbeit relevant sind, sollen an dieser Stelle kurz beschrieben werden.

Murkegel entstehen, wenn ein Murgerinne in das Hauptgerinne mündet. Durch die Abnahme der Begrenzung und der Neigung kommt es zu Deposition, weil die Transportkraft nicht mehr ausreicht. Kleine Murkegel (bis ca. 10 m) werden oft durch starke Niederschlagsereignisse oder Schneeschmelze ausgelöst. Diese Murgänge reichen entweder direkt bis in das Gerinne oder werden am Hangfuß abgelagert. Das Material kann teilweise oder vollständig durch fluviale Abflüsse entfernt werden. Größere Murkegel

(ca. 10 bis mehrere 100 m) bestehen über längere Zeitskalen. Sie können nicht durch einzelne starke Abflüsse im Gerinne entfernt werden und bestehen oft aus den Ablagerungen mehrerer Muren. Die untersten Bereiche des Murkegels können durch fluviale Prozesse erodiert oder unterschritten werden (HARVEY 2010). Typische Neigungen eines Murkegels liegen zwischen 5 und 20 % (COROMINAS et al. 1996). Schutthalden bestehen aus Schutt, der sich unterhalb einer Felswand sammelt. Typische Neigungen liegen zwischen 58 und 84 % (bzw. zwischen 30° und 40°) (DAVIES UND KORUP 2010). Schutthalden sind oft schlecht gekoppelt (HARVEY 2012). SCHROTT et al. (2003) untersuchten verschiedene Speichertypen und ihren Kopplungsstatus in einem alpinen EZG und fanden heraus, dass Schutthalden Reliktformen sind, die nicht mehr an die heutige Sedimentkaskade gekoppelt sind. In Bereichen, wo das Gerinne solche Speicher unterschneidet bzw. Material daraus ins Gerinne transportiert wird, sind die Komponenten Hang und Gerinne gekoppelt (HARVEY 2002). Schutthalden können auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen existieren und verschiedene Formen haben: Kegel, mehrere zusammenwachsende Kegel oder Halden, die den gesamten Hang bedecken (BALLANTYNE UND HARRIS 1994). Sie haben als erstes Element eine wichtige Stellung in der alpinen Sedimentkaskade. Fallprozesse sind hauptsächlich an der Bildung beteiligt. Sekundäre Prozesse (z.B. gravitativ oder periglazial) transportieren das Material weiter (OTTO 2006). Spielen Murgänge eine besondere Rolle, werden die Schutthalden als Schutthalden-Murkegel-Komplex bezeichnet (SCHROTT et al. 2006, Kapitel 2.3.1).

Allochthoner Hangschutt wird in diesem Zusammenhang als Sediment, das durch Prozesse am Hang (z.B. Kriech- und Spülprozesse, Schneelawinen) transportiert und abgelagert wird, verstanden. Diese Ablagerungen treten z.B. am Hangfuß auf (GOUDIE 2004) und können als Puffer wirken.

Fluviale Ablagerungen und Terrassen können den Sedimenttransport zwischen Hang und Gerinne verhindern, da die Prozesse am Hang kein Material in das Gerinne liefern können, sondern dieses am Hangfuß abgelagert wird. Der Abfluss reicht nicht bis an den Hang und kann daher diesen nicht unterschneiden und Material erodieren (FRYIRS et al. 2007a).

2.4.5 Kopplungen im Kontext des Sensitivitätskonzepts

BRUNSDEN UND THORNES (1979) führten den Kopplungsbegriff im Kontext der Sensitivität in die Geomorphologie ein. Kopplungen sind ein wichtiger Bestandteil des Sensitivitätskonzepts, da die Sensitivität eines Systems von der Dichte der Prozesskopplungen und der Stärke der Kopplungen (Konnektivität) zwischen Systemkomponenten abhängig ist. Für das Verständnis der Reaktion einer Landschaft auf Veränderungen sind zwei Punkte von Bedeutung. Zum einen müssen Veränderungen einer isolierten Form oder eines isolierten Prozesses verstanden, interpretiert und vorhergesagt werden. Zum anderen müssen die Verbindungen zwischen Systemen und den einzelnen Komponenten der Systeme erkannt und verstanden werden, um die volle Komplexität der Sensitivitätsfragen bzw. der Reaktion einer Landschaft zu erfassen (ALLISON UND THOMAS 1993).

BRUNSDEN UND THORNES (1979) definieren die Sensitivität einer Landschaft gegenüber Veränderungen als die Wahrscheinlichkeit, dass eine bestimmte Veränderung der Kontrollfaktoren eines Systems eine sen-

sible, merkbare und anhaltende Reaktion hervorruft. Diese Definition beinhaltet die Neigung zur Veränderung und den Aspekt der Kapazität eines Systems, die Veränderung der Kontrollfaktoren abzufangen (S. 477). Das Konzept ist ein zentraler Punkt für das Verständnis der Reaktion geomorphologischer Systeme auf Umweltveränderungen (HARVEY 2001). Zwischen den Flüssen und Hängen in Gebirgsregionen bestehen Kopplungen und starke Abhängigkeiten der einzelnen Variablen. Alpine Systeme reagieren schnell und haben eine hohe Sensitivität gegenüber externen (Stör-)Faktoren (BRUNSDEN UND THORNES 1979).

Die Sensitivität von geomorphologischen Formen (z.B. Gerinnen bzw. Gebirgsbächen) gegenüber intern und extern hervorgerufenen Veränderungen kann als Ausgleichsform-Verhältnis TF dargestellt werden.

$$TF = \frac{\text{durchschnittliche Erholungszeit}}{\text{durchschnittliche Wiederkehrzeit von Störungsereignissen}}$$

Dieses umfasst die beiden Aspekte der zeitlichen Skala, die auf der lokalen räumlichen Skala von Bedeutung sind. In instabilen Systemen ist das Verhältnis $TF > 1$ und die Formen passen sich die meiste Zeit an Störungen an. Dies liegt daran, dass die Wiederkehrzeit eines Ereignisses, das Veränderungen bedingt, kürzer ist als die Anpassungszeit der Form an die Störung. Ist $TF < 1$, ist das System stabil. Formen können nach einer Störung einen Gleichgewichtszustand erreichen, bevor es zu einer weiteren Störung kommt. Die Wiederkehrzeit von Ereignissen, die zu Veränderungen führen, ist sehr unterschiedlich in Gebirgsregionen (BRUNSDEN UND THORNES 1979, WOHL 2000).

2.4.6 Einflüsse von Hang-Gerinne-Kopplungen auf das Gerinne

Gebirgsbäche und ihre Form werden stark von externen Prozessen, die nicht im Gerinne ablaufen und Sediment eintragen, und deren Zusammenspiel mit fluvialen Prozessen beeinflusst (GRANT UND SWANSON 1995). Der Sedimenteintrag in Gerinne in Gebirgsregionen ist zum Großteil stochastisch, da er durch Regenfälle und andere Ereignisse wie z.B. Erdbeben, Stürme und Waldbrände, die in Zeit und Raum unregelmäßig sind und eine charakteristische Wahrscheinlichkeitsverteilung aufweisen, ausgelöst wird. Stochastische Prozesse wie Murgänge und andere gravitative Massenbewegungen dominieren den Sedimenttransport in vielen alpinen Gebieten (siehe Kapitel 2.3.1). Sie wirken in einer Landschaft mit räumlich variabler Topographie und Untergrundeigenschaften, die auch zeitlich variabel sein können. Folglich geschieht der Sedimenteintrag als eine komplexe Serie von räumlich und zeitlich begrenzten Pulsen (BENDA UND DUNNE 1997a).

Um die Entwicklung von alpinen EZG zu verstehen, muss die Rolle der seltenen und großen Sedimenteinträge bei der Entstehung der Gerinneform und des fluvialen Sedimenttransports identifiziert werden (HOFFMAN UND GABET 2007). Das Gerinne passt sich an einen erhöhten Sedimenteintrag durch Veränderungen des Querprofils (Breite und Tiefe), der Neigung, der Sedimentspeicher, des Sedimenttransports, der Gerinnebettkonfiguration, der Rauigkeit, der Korngrößen und der Abflussdynamik an (LEOPOLD UND MADDOCK 1953, MADEJ et al. 2009; siehe Kapitel 2.2.2). Da vor allem Extremereignisse die Konnektivität von Hang und Gerinne antreiben, führt ein hoher Sedimenteintrag in diesen Phasen zu Ablagerungen am

Hangfuß bzw. im Gerinne selbst (FRYIRS et al. 2007a). Die Magnitude, die Zeitspanne und die Dauer der Gerinneanpassung in Gebirgsbächen sind noch nicht gut erforscht, da Anpassungsprozesse über Jahrzehnte andauern können, die Sedimenttransportraten in Zeit und Raum variieren und die Prozesse im Gerinne durch viele Faktoren beeinflusst werden (BUFFINGTON 2012). WOHL UND PEARTHREE (1991) beobachteten, dass Murgangablagerungen in einem Gerinne durch fluviale Prozesse innerhalb von zehn Jahren nach dem Ereignis nur wenig modifiziert wurden. Nicht immer kann der Zustand, der vor der Veränderung herrschte, erreicht werden, jedoch entwickelt sich ein ausgeglichener Zustand von Transportkapazität und Sedimentverfügbarkeit. Die Magnitude und Frequenz des Sedimenteintrags sind von Bedeutung für die Anpassung des Gerinnes (MADEJ et al. 2009). Kriech- und Spülprozesse liefern kontinuierlich geringe Mengen an Material, die jedoch keine bedeutenden Auswirkungen auf das Gerinne haben (BENDA UND DUNNE 1987). Stochastische Sedimenteinträge haben dagegen einen großen Einfluss auf das Gerinne (u.a. HOFFMAN UND GABET 2007, BENDA 1990).

Das Ausmaß der Einflüsse von Hang-Gerinne-Kopplungen auf das Gerinne ist stark von der Effektivität des Sedimenttransports (Konnektivität) im Hauptgerinne abhängig (HARVEY 2002). In Gebirgsregionen sind auch die Talbereiche eines EZG durch hohe potentielle Energie und damit hohe Sedimenttransportraten gekennzeichnet. Das abgelagerte Material im Gerinne formt eine temporäre Barriere, die abhängig von Korngröße und den hydraulischen Bedingungen als Welle systemabwärts transportiert werden kann (FRYIRS et al. 2007a, GILBERT 1917, MADEJ UND OZAKI 1996, MILLER UND BENDA 2000). Dabei können vier Veränderungen der Sedimentwelle auftreten: Translation, Diffusion, wechselseitige Beeinflussung an Einmündungen und Wechsel von Gerinnebettmaterial in Schwebmaterial durch Abrasion oder durch den Austausch mit abgelagertem Material (BENDA UND DUNNE 1997b). Auch vorhandene Barrieren können den longitudinalen Sedimenttransport durch ihren Einfluss auf die Erosionsbasis oder das Längsprofil behindern. Sediment kann beispielsweise hinter einer Stufe oder bedingt durch eine Verengung des Tals gespeichert werden (FRYIRS 2012). Während feines Material einen hohen Grad an Konnektivität aufweist, hat gröberes Material oft ein eher lokales Sedimentbudget (HOOKE 2003).

Nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) hängt die Stärke des Einflusses von Hang-Gerinne-Kopplungen (Veränderungen von Sediment- und Abflussmenge) auf das Gerinne von der Position im EZG, vom Gerinnetyp, von den externen Einflüssen (z.B. Begrenzung des Gerinnes, Vegetation und LWD) und der Geschichte dieser ab. Die obersten Bereiche eines EZG sind am stärksten von Sedimenteinträgen durch Hang-Gerinne-Kopplungen betroffen, da die Gerinne durch Talflanken (Hänge) begrenzt sind. Weiter flussabwärts werden die Hang-Gerinne-Kopplungen durch breitere Täler und Auenablagerungen gepuffert und die Gerinne sind damit weniger anfällig für Sedimenteinträge. Unterschiede in der Begrenzung des Gerinnes, der Transportkapazität relativ zur Sedimentverfügbarkeit (q_s , Formel (1)) und der Gerinnetypen sowie deren räumliche Verteilung beeinflussen die Reaktion des Gerinnes auf Störungen von Abfluss und Sedimentverfügbarkeit. In transportlimitierten hangial geprägten Gerinnen löst eine veränderte Sedimentverfügbarkeit eine Veränderung des Sedimentspeichers aus. Bedrock, Cascade und Step Pool

Gerinne sind meist resilient gegenüber Modifikationen der Sedimentverfügbarkeit, da die Transportkapazität hoch ist. Plane Bed, Pool Riffle und Dune Rippel Gerinne reagieren im Allgemeinen eher auf Störungen (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997).

Das Ausmaß der Einflüsse bzw. der Anpassung wird auch durch die Anzahl der Freiheitsgrade in einem Gerinne bestimmt. Bedrock Gerinne haben weniger Möglichkeiten sich anzupassen als alluviale Gerinne. Steile, durch die Talflanken begrenzte Gerinne (z.B. Cascade und Step Pool Gerinne) zeigen weniger Anpassung als unbegrenzte Gerinne mit geringerer Neigung (BUFFINGTON 2012).

Einflüsse von Murgängen auf das Gerinne

Da Murgänge das Sedimentbudget, die Hang-Gerinne-Kopplungen und Sedimenteinträge in Gerinne in vielen EZG in Gebirgsregionen dominieren (u.a. BENDA UND DUNNE 1997a, Kapitel 2.3.1), haben Sie einen bedeutenden Einfluss auf das Gerinne. Die Form des Gerinnes kann durch den stochastischen Eintrag von unsortiertem Material unterschiedlicher Korngrößen bzw. Erosion teilweise oder komplett verändert werden (BENDA 1990, BENDA UND DUNNE 1997a, MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1998). Murgänge können im Gerinne an sich oder an den Hängen auftreten. In steilen Gerinnen können sie das gesamte abgelagerte Material bis zum anstehenden Gestein erodieren (WOHL 2000). Das durch den Murgang erodierte und transportierte Material wird systemabwärts im Gerinne oder an Einmündungen abgelagert, wenn die Transportkapazität nicht mehr ausreicht (BENDA UND CUNDY 1990). Im Gerinne ist das Sediment in Form von Terrassen oder Levees abgelagert. Levees werden entlang des Transportpfads akkumuliert und treten sowohl in Paaren als auch einzeln auf. Terrassen bilden dagegen die distalen Positionen der Murgangablagerungen (BENDA 1990). Murgänge, die vom Hang oder Murgerinnen in das Hauptgerinne eines Tals münden, können erhebliche Sedimentmengen und große Klaster im Gerinne oder an Mündungen ablagern. Die Entstehung eines Murkegels ist durch wiederholte Murereignisse möglich (WOHL 2000, BENDA et al. 2003). Die Murgangablagerungen können die Gerinnebreite reduzieren und den Gebirgsbach zwingen, die Position zu ändern (BENDA 1990). Flussaufwärts kann es zu Verbreiterung des Gerinnes, Verringerung der Neigung und Sedimentablagerung, flussabwärts zu einer höheren Neigung durch die Verringerung der Gerinnebreite kommen (BENDA et al. 2004).

Der erhöhte Sedimenteintrag in das Gerinne löst diverse Veränderungen aus: Material wird akkumuliert und anschließend schneidet sich das Gerinne in die Ablagerungen ein (GRIFFITHS 1979). Es kommt zur Verbreiterung des Gerinnes gefolgt von Verengung (BESCHTA 1984). Die Korngrößen im Gerinne werden feiner und danach wieder gröber, da das feine Material ausgewaschen wird. Das Gerinne kann durch sehr hohen Sedimenteintrag in ein verzweigtes Gerinne, das weniger stabil ist, umgeformt werden (ROBERTS UND CHURCH 1986, CHURCH 1992, HARVEY 1991). Die Fläche und Tiefe der Pools in Step Pool Gerinnen verkleinern sich zuerst und werden anschließend größer. Ufervegetation stirbt häufig ab (MADEJ UND OZAKI 1996; zusammengefasst in BENDA UND DUNNE 1997a). BENDA (1990) stellte fest, dass die Ablagerung von Sediment zur Ausbildung eines Kiesbetts und die anschließende Erosion zu einem gemischten Gerinnebett aus Kies bzw. anstehendem Gestein und Blöcken führen. Die feineren Korngrößen werden

nach und nach erodiert und grobe Blöcke, die eine Panzerschicht bilden, bleiben zurück. Murgänge bedingen durch ihren starken Einfluss auf die Gerinne eine Heterogenität bzw. Diskontinuität dieser infolge der unterschiedlichen morphologischen Bedingungen an und nahe der Mündungen (BENDA UND DUNNE 1987, BENDA et al. 2003, BIGELOW et al. 2007).

Die Veränderungen im Gerinne halten von wenigen Jahren bis zu mehreren Jahrzehnten an, sind unterschiedlich stark und können sich über mehrere Kilometer im Gerinne ziehen (BENDA UND DUNNE 1997a, BENDA et al. 2003). Im Laufe der Zeit nimmt die durch einen Murgang bedingte Heterogenität im Gerinne ab. Möglicherweise ist dies u.a. von der Position im Gerinne abhängig (BENDA 1990), da sowohl die Menge und die Komposition des abgelagerten Materials, als auch die Größe und Energie des Gerinnes, in dem das Material abgelagert wird, von Bedeutung sind (BENDA et al. 2003).

Es gibt mehrere Gründe, warum Sediment, das durch Murgänge in das Gerinne geliefert wird, nicht durch fluviale Prozesse weitertransportiert werden kann und als rückständige Ablagerung (engl. lag deposit) zurückbleibt: (1) Lokal wird die Neigung reduziert und die Rauigkeit erhöht, wodurch sich der Sedimenttransport verringert. (2) In kleinen EZG sind die maximalen Abflüsse zu gering, um die größten Korngrößen zu transportieren. (3) Mächtige Sedimentdecken, die durch Murgänge im Gerinne abgelagert wurden, verhindern, dass das Sediment in der Tiefe durch anschließenden fluvialen Transport modifiziert wird (BENDA UND DUNNE 1987). Vor allem große Blöcke können nicht durch fluviale Prozesse erodiert und weitertransportiert werden (BENDA 1990, WOHL UND PEARTHREE 1991). Sie sind große Rauigkeitselemente, die einen Einfluss auf die Gerinneform und -prozesse ausüben. Hinter den Blöcken wird Sediment abgelagert und sie kontrollieren lokale Veränderungen der Energie des Abflusses und der potentiellen Energie (LEOPOLD 1992, HARRISON UND KELLER 2003).

Einflüsse von Hang-Gerinne-Kopplungen auf die sedimentologischen Eigenschaften des Gerinnes

Die Untersuchung des Einflusses von Hang-Gerinne-Kopplungen auf die Korngröße des Gerinnebettmaterials ist besonders wichtig. Die Korngröße ist einer der Hauptfaktoren, der die Formen des Gerinnebetts, den Gerinnetyp und die Hydraulik im Gerinne bestimmt (SURIAN 2002). Neben der Untersuchung der Prozesse der Korngrößenabnahme flussabwärts (siehe Kapitel 2.2.1) wurden vor allem die Muster der Korngrößenverteilung und Faktoren, die eine kontinuierliche Abnahme stören, untersucht (siehe z.B. BRIERLEY UND HICKIN 1985, RICE UND CHURCH 1996a, RICE 1998, SURIAN 2002, BRUMMER UND MONTGOMERY 2003). Die Abnahme der Korngrößen des oberflächlichen Materials in einem Gerinne resultiert in einer großskaligen räumlichen Variabilität der Korngrößen (BUNTE UND ABT 2001b). Der generelle Trend abnehmender Korngrößen flussabwärts (engl. downstream fining) ist in den obersten Kilometern der Gerinne am stärksten ausgeprägt, da dort große Korngrößen vorhanden sind und sie besonders schnell kleiner werden (Abbildung 4; KNIGHTON 1980, KNIGHTON 1998). In Oberläufen, wo Hang und Gerinne stark gekoppelt sind, kann dieser Trend durch hoch variablen Sedimenteintrag und Materialtransport gestört sein (RICE UND CHURCH 1996a). Deshalb bezeichnet SURIAN (2002) das räumliche Muster als komplex und

ohne Trend. Die Varianz der Korngröße wird durch den Grad der Kopplung bzw. die Kopplungseffektivität bestimmt (RICE UND CHURCH 1996a).

Sedimenteintrag in das Gerinne kann aus verschiedenen Quellen erfolgen: Hang, Nebenflüsse und Gerinnegrenzen. In Oberläufen sind v.a. nicht fluviale Quellen (Prozesse am Hang wie Kriechen und gravitative Massenbewegungen) von Bedeutung. Große Rauigkeitselemente in Gebirgsbächen haben häufig einen nicht-fluvialen Ursprung und beeinflussen die hydrologischen und geomorphologischen Prozesse im Gerinne (RICE UND CHURCH 1996a). Die genannten Quellen werden unter dem Begriff laterale Sedimentquellen zusammengefasst (RICE UND CHURCH 1998). Sedimenteintrag führt neben der Vergrößerung der Korngröße oft auch zur Erhöhung des Sortierungskoeffizienten (TROUTMAN 1980, KNIGHTON 1998). KNIGHTON (1980) vermutete bereits, dass zwischen der Stärke der Veränderung und der Größe des sedimentliefernden Gebiets (z.B. EZG-Größe des Murgangs) eine Beziehung besteht. Dies wurde in weiteren Arbeiten bestätigt (z.B. RICE 1998, BENDA et al. 2004), ist jedoch nicht der einzige Faktor, der einen Einfluss auf die Stärke der Veränderung hat. Je größer das Volumen des Sedimenteintrags und je größer der Unterschied zwischen den Korngrößen des Materials von Hauptgerinne und lateralem Sedimenteintrag, desto größer sind die Einflüsse auf die Textur des Gerinnebettmaterials und damit den Gerinnetyp und die Gerinneform (RICE 1998). RICE UND CHURCH (1998) definierten signifikante und unbedeutende Sedimenteinträge. Signifikante Sedimenteinträge stören die Korngrößenabnahme flussabwärts und verändern die Korngrößenverteilungen im Gerinne. Unbedeutende Sedimenteinträge haben kein ausreichendes Volumen und/oder die Korngrößenverteilung unterscheidet sich nicht ausreichend, um die Korngrößenverteilung im Hauptgerinne zu verändern. RICE (1998) entwickelte als erster ein Schema für die Identifikation von signifikanten Sedimenteinträgen durch Nebenflüsse, ohne Informationen über die Korngrößen im Gerinne erheben zu müssen. Neben dem Parameter der EZG-Größe des Nebenflusses, können weitere betrachtet werden: z.B. die EZG-Größe relativ zu der des Hauptflusses oder die Neigung des Nebenflusses und deren Relation zur Neigung des Hauptflusses (RICE 1998, BENDA et al. 2004).

HOFFMAN UND GABET (2007) stellten fest, dass die Einmündung eines Murgangs in das Hauptgerinne zu Veränderungen der Korngröße (D_{50}) oberhalb und unterhalb der Mündung führt. Oberhalb, wo das Gerinne tendenziell akkumuliert, verringert sich die Korngröße. Unterhalb, wo sich das Gerinne einschneidet und feines Material erodiert wird, wird das Material durch den Einfluss des Murgangs gröber. Dies kann auf kleinstem Raum (< 10 m) zu Veränderungen der Korngröße von zwei Größenordnungen führen.

3 Hypothesen

Auf Basis der Fragestellungen und des aktuellen Forschungsstands wurden für die Bearbeitung des Themas die folgenden Hypothesen formuliert. Die Erwartungen sind im Anschluss an die jeweilige Hypothese zusammengefasst.

Hypothese 1

Hang-Gerinne-Kopplungen und insbesondere Sedimenteinträge durch Murgänge bewirken sedimentologische und morphometrische Veränderungen in den Hauptgerinnen.

Es wird erwartet, dass die Sedimentpartikel im Gerinne unterhalb einer Hang-Gerinne-Kopplung mit hohem Sedimenteintrag, gröber und weniger gerundet sind. Über Kopplungen können große Mengen an grobem Material in das Gerinne transportiert werden (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). Murgänge können z.B. aufgrund der hohen Viskosität, Dichte und Abflussgeschwindigkeit sowie der großen Tiefe des Abflusses sehr große Partikel (bis mehrere m) transportieren. Auch durch andere gravitative Massenbewegungen wie Felssturz können große Korngrößen bewegt werden (SELBY 1993). Wenn diese im fluvialen Gerinne abgelagert werden, wird davon ausgegangen, dass sie durch fluviale Prozesse nicht wieder aufgenommen und weiter transportiert werden können (HOOKE 2003). Des Weiteren sind Veränderungen des Längsprofils und Querprofils zu erwarten (BENDA 1990, HOFFMAN UND GABET 2007).

Hypothese 2

Hang-Gerinne-Kopplungen und insbesondere Sedimenteinträge durch Murgänge verändern den Gerinnetyp und somit die idealtypische Abfolge von Gerinnetypen nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997).

Es wird angenommen, dass der Gerinnetyp in seiner Zustandsstufe zurückgeworfen wird, da Murgänge und andere Hang-Gerinne-Kopplungen große Sedimentmengen in das Gerinne liefern (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). Da der Gerinnetyp durch den Sedimenteintrag verändert wird und von dem natürlich vorzufindenden Gerinnetyp abweicht, sind die Beziehungen zwischen Gerinnetyp und -neigung, Gerinnetyp und Korngröße der Gerinnebettoberfläche sowie Gerinnetyp und Lage im EZG möglicherweise gestört.

Hypothese 3

Gerinneabwärts von einer Murgang-Gerinne-Kopplung werden die Korngrößen feiner.

Es wird vermutet, dass grobe Klaster nahe der Mündung des Murgangs in das Hauptgerinne abgelagert werden, da die Neigung im Hauptgerinne wesentlich kleiner als im Murgang ist und der Murgang nicht mehr durch die Flanken des Murganges begrenzt wird. Weil sich die größten Blöcke beim Transport an der Front des Murgangs befinden, könnte angenommen werden, dass sie am weitesten im Hauptgerinne transportiert werden. Allerdings ist es wahrscheinlicher, dass die Murgangablagerungen teilweise direkt nach bzw. während der Deposition durch den Abfluss im Hauptgerinne (möglicherweise hyperkonzentrierter Fluss) überprägt werden, was zu der erwarteten Sortierung führen kann (IVERSON 1997, CENDERELLI UND KITE 1998).

4 Daten und Methoden

Für die Bearbeitung der Hypothesen wurden verschiedene Daten verwandt und Methoden angewandt (Tabelle 3). Zunächst werden die Datengrundlagen und die Methoden für die Datenerhebung im Gelände beschrieben. Anschließend folgt eine Darstellung der Methoden für die Auswertung und Analyse sowie die Darstellung der Daten.

Tabelle 3: Übersicht über die verwandten Methoden für die einzelnen Hypothesen

Hypothese 1	Hypothese 2	Hypothese 3
Kartierung der Hang-Gerinne-Kopplungen (Kapitel 4.2.3)	Kartierung der Hang-Gerinne-Kopplungen (Kapitel 4.2.3)	Pebble Count; mit unterschiedlichen Distanzen zur Mündung des Murgangs aufgenommen (Kapitel 4.2.2)
Systematisierung der Hang-Gerinne-Kopplungen (Kapitel 4.2.3)	Systematisierung der Hang-Gerinne-Kopplungen (Kapitel 4.2.3)	
Pebble Count (Kapitel 4.2.2)	Aufnahme der Gerinnetypen (Kapitel 4.2.1)	
Analyse der Pebble Count Daten (Kapitel 4.3.1)		
Aufnahme von Querprofilen (Kapitel 4.2.1)		
Erstellung von Längsprofilen (Kapitel 4.3.2)		

4.1 Daten

Für diese Arbeit wurden zwei digitale Höhenmodelle (DEM) von Swisstopo benutzt. Das DEM für die VMu wurde im Jahr 2010 aufgenommen. Das DEM für das Untersuchungsgebiet VdB wurde im Bereich des Ofenpassgebiet mit Daten aus dem Jahr 2010 und im Bereich des restlichen Tals mit Daten aus dem Jahr 2002 erstellt. Die Auflösung der DEM der VdB mit einer Auflösung von 2 m und der VMu mit 0,5 m wurden nicht aneinander angepasst, da das DEM der VdB nur im unteren Bereich (Ofenpass) die genannte Genauigkeit besitzt und die Pixelgröße für den Rest des Tals angeglichen wurde. Die ursprüngliche Auflösung liegt hier bei 20 m. Aus diesem Grund schien die Anpassung der Auflösung nicht sinnvoll. Ausschließlich für die Analyse mit der ArcGIS-Erweiterung Stream Profiler wurde die Auflösung des DEM der VMu auf 1 m verändert.

Die beiden DEM der Untersuchungsgebiete, ein DEM (aus dem Jahr 2002) des gesamten SNP sowie ein Shapefile der digitalisierten geologischen Karte (basierend auf DÖSEGGER 1987, veröffentlicht 2000) wurden vom Schweizerischen Nationalpark zur Verfügung gestellt. Des Weiteren wurden Informationen aus georeferenzierten Luftbildern der Untersuchungsgebiete aus den Jahren 1988, 2000 und 2009 verwandt. Für die Vorabkartierung, die Kartierung im Gelände sowie die kartographischen Darstellungen in dieser Arbeit wurde ein georeferenziertes Luftbild aus GoogleMaps (Copyright 2013) genutzt. Die Aufnahmen stammen laut GoogleEarth vom 04.10.2009. Die Auflösung der Luftbilder beträgt 17 m für die VdB und 19 m für die VMu. Für alle digitalen Daten wurden die Schweizer Landeskoordinaten CH1903+ eingesetzt. Neben den digitalen Datengrundlagen wurden topographische Karten im Maßstab 1 : 25 000 (Landeskarte der Schweiz, Swisstopo; Kartenblätter 1218 Zernez, 1219 S-charl, 1238 Piz Quattervals und 1239 Sta. Maria, Copyright 2011. Bundesamt für Landestopographie) und die geologische Karte im Maßstab

1 : 50 000 (DÖSEGGER 1987) genutzt. Vor allem aus der geologischen Karte konnten während der Geländearbeit wichtige Informationen gezogen werden.

Zusätzlich zu den bereits vorhandenen Daten wurden für die Bearbeitung der Hypothesen weitere Daten im Gelände aufgenommen. Pebble Count Daten geben Aufschluss über die sedimentologischen Eigenschaften im Gerinnebett. Die Kartierungen der Gerinneabschnitte und Hang-Gerinne-Kopplung ermöglichen eine räumliche Einordnung und Analyse der Kopplungen sowie deren Einfluss auf das Gerinne. Die Methoden der Datenerhebung werden in Kapitel 4.2 beschrieben.

4.2 Methoden der Datenerhebung

Die Datenerhebung fand im Rahmen von Feldarbeiten des Projekts „Sedimenttransport durch Muren in natürlichen alpinen Systemen“ unter der Leitung von Dr. Thomas Hoffmann im SNP im August 2012 statt. Neben einer Kartierung der Hang-Gerinne-Kopplungen in der VdB und der VMu wurde das Gerinne in Abschnitte unterteilt. Für jeden dieser Abschnitte wurden festgelegte Parameter, ein Querprofil sowie mindestens ein Pebble Count aufgenommen.

4.2.1 Aufnahme der Gerinneabschnitte

Die Gerinne der Untersuchungsgebiete wurden longitudinal in Abschnitte unterteilt. Auf eine Einteilung des Gerinnes in Ordnungen (z.B. nach STRAHLER 1952 oder SHREVE 1967) wurde verzichtet, da diese Art der Einteilung Probleme birgt: Es besteht keine Vergleichbarkeit zwischen Ordnungen, die in unterschiedlichen Studien bestimmt wurden, da nicht klar definiert ist, wo ein Gerinne beginnt (CHURCH 1992). Jeder dieser Abschnitte wurde einzeln untersucht, wobei die Gerinneneigung, der Gerinnetyp sowie Besonderheiten aufgenommen wurden. An einer repräsentativen Stelle des Abschnitts wurde das Querprofil des Gerinnes vermessen und ein Pebble Count (siehe Kapitel 4.2.2) durchgeführt.

Unterteilung des Gerinnes in Abschnitte

Die untersuchten Gerinne der beiden EZG wurden basierend auf den von MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) definierten Gerinnetypen (Kapitel 2.2.3) longitudinal in Abschnitte unterteilt. Dazu wurden die Hauptgerinne der EZG flussaufwärts abgegangen. Ein neuer Gerinneabschnitt wurde begonnen, wenn sich einer oder mehrere Parameter des Gerinnes stark veränderten. Zu den betrachteten Parametern zählen der Gerinnetyp nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997), die Gerinneneigung und die Gerinnebreite. An vielen Stellen sind diese Veränderungen durch erhöhten Sedimenteintrag bedingt.

Aufnahme der Eigenschaften der Gerinneabschnitte

Für jeden Gerinneabschnitt wurden bestimmte Eigenschaften und Besonderheiten des Abschnitts sowie Datum, aktuelle Witterung und der Name des Protokollanten auf einem Aufnahmebogen erfasst (Anhang D 1). Die Koordinaten von Beginn und Ende des Abschnitts wurden mit einem Garmin eTrex 30 im älteren Koordinatensystem CH1903 bestimmt. Die Genauigkeit lag bei ± 3 m. Die Projektion der Daten wurden mit ArcGis in das neuere Koordinatensystem CH1903+ transformiert. Beginn- und Endpunkt wurden in eine vorbereitete Karte des Untersuchungsgebiets (siehe Kapitel 4.2.3) eingezeichnet. Im Anschluss wur-

de die Gerinneneigung mit dem Laserdistanzmesser Leica Disto D5 gemessen. Die aufgenommenen Besonderheiten bezogen sich auf auffällige Charakteristika des Abschnitts, wie größere Mengen an LWD, Begrenzung des Gerinnes durch Felswände oder besonders große Sedimenteinträge.

Aufnahme des Querprofils

Das Querprofil, wie auch der Pebble Count, wurde an einer repräsentativen Stelle des Abschnitts aufgenommen, die ebenfalls in der Karte des Untersuchungsgebietes eingezeichnet wurde (vgl. BRARDINONI UND HASSAN 2007). Nach SIMON UND CASTRO (2003) sollte das Querprofil am Übergang der Aue zur untersten Terrasse oder höheren Terrassen beginnen, über das Gerinne reichen und auf der gegenüberliegenden Seite an der entsprechenden Stelle enden. Wichtig ist, dass die Auenbereiche eines Flusses Teil des Querprofils sind. In Gebirgsbächen sind diese jedoch meist nicht vorhanden. Um die Topographie des Gerinnes im vermessenen Querprofil widerzuspiegeln, muss es ausreichend detailliert aufgenommen werden (SIMON UND CASTRO 2003).

In dieser Arbeit wurde für die Aufnahme des Querprofils eine waagrecht über das Gerinne gespannte Maurerschnur benutzt, die mit Hilfe einer Schlauchwaage ins Lot gebracht wurde. Sie lässt sich straff über das Gerinne spannen und senkt sich kaum in der Mitte ab. Damit kann die Fehlerquelle minimiert werden. Die vertikalen Distanzen wurden direkt an der Schnur mit einer Messlatte alle 50 cm gemessen. Um die Intervalle genau einzuhalten, wurden Markierungen an der Schnur angebracht. Für eine Verbesserung der Genauigkeit wurden Details wie das aktive Gerinne, das wasserführende Gerinne, Murgangablagerungen und fluviale Bänke bei der Vermessung des Profils mit aufgenommen (in Anlehnung an SIMON UND CASTRO 2003). Schwierigkeiten der Methode, die möglicherweise zu Ungenauigkeiten führen können, bestehen an stark eingeschnittenen Abschnitten des Gerinnes, da es nur schwer möglich ist, die genaue vertikale Distanz abzulesen.

4.2.2 Pebble Count

In dieser Diplomarbeit wurden die sedimentologischen Eigenschaften des Gerinnebetts untersucht, um diese mit den Hang-Gerinne-Kopplungen in Verbindung zu bringen und um die Einflüsse von Hang-Gerinne-Kopplungen auf die Gerinne zu erfassen. In Gerinnen mit groben Korngrößen (Kies bis Blöcke) gibt es viele verschiedene Methoden für die sedimentologische Untersuchung des Gerinnebettmaterials, die in Aufwand und Kosten stark variieren (KONDOLF et al. 2003). Die Wahl der Methode sollte an die Fragestellung, die benötigten Daten und die lokalen und finanziellen Gegebenheiten angepasst werden. Besteht das Gerinnebett aus Sand oder feineren Partikeln, kann die Korngrößenverteilung aus relativ kleinen Proben bestimmt werden. Dies ist bei gröberem Sedimenten nicht möglich, weshalb sehr große Proben benötigt werden oder andere Methoden angewandt werden müssen (KONDOLF et al. 2003).

In dieser Studie wurde mit der Pebble Count-Methode gearbeitet, bei der neben der Korngröße auch die Kornrundung der Partikel aufgenommen wurde (Anhang D 3). Mit einem Pebble Count werden die Partikel an der Gerinnebettoberfläche beprobt. Die Methode kann die große Variabilität der Korngrößen in

einem Gerinne befriedigend erfassen (WOLMAN 1954) und liefert als Ergebnis reproduzierbare und vergleichbare Größenverteilungen (KONDOLF 1997).

Der Pebble Count wurde für diese Studie gewählt, da er kostengünstig durchführbar ist und keine großen Probenmengen aus dem Gelände entfernt werden müssen, was im SNP untersagt ist. Des Weiteren ist er ohne Probleme auch in schwer zugänglichen Untersuchungsgebieten relativ leicht durchführbar, da wenige Geräte und keine schweren Proben benötigt werden. Die Beprobung der Oberfläche ist ausreichend, da besonders die größeren Korngrößen von Interesse und die Ergebnisse der einzelnen Gerinneabschnitte miteinander vergleichbar sind.

Die verwandte Methode: ein abgewandelter WOLMAN (1954) Pebble Count

Die Pebble Count Methode wurde erstmals von WOLMAN (1954) beschrieben. Es ist wichtig, eine konstante und nachvollziehbare Methode zu wählen, die das Gerinnebettmaterial erfasst. Daher muss die Methodik genauestens festgelegt werden, sodass sie wiederholt werden könnte. Die Methode besteht aus einzelnen Komponenten und Schritten, die im Folgenden teilweise detaillierter beschrieben werden. BUNTE et al. (2009) beschreiben neun Parameter, die beim Pebble Count festgelegt werden. Auf Basis von BUNTE et al. (2009) und WOLMAN (1954) wurden die Parameter für diese Studie bestimmt, durch die ein Gesamtbild der Korngrößen aufgenommen werden soll, das für den Gerinneabschnitt repräsentativ ist (Tabelle 4).

Tabelle 4: Parameter des Pebble Counts

Parameter	Beschreibung Parameter
1 Gerinneabschnittslänge	Abhängig von festgelegten Parametern wie Gerinnetyp (nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997) oder Neigung
2 Beprobungsschema	An einer repräsentativen Stelle des Gerinneabschnitts
3 Beprobungsmuster	Transekte über das Gerinne mit Abständen von 0,5 m
4 Beprobte Gerinnebreite	Breite des gesamten Gerinnes
5 Partikelabstand und Anzahl der Partikel pro Transekt	Festgelegtes Intervall (0,5 m)
6 Probenanzahl pro Gerinneabschnitt	Mindestens 100 Partikel
7 Partikelidentifikation und -auswahl	Blind an die Spitze des Schuhs greifen
8 Bestimmung der Partikelgröße	Messen der b-Achse mit einer Schieblehre
9 Analyse der Partikelgröße	mm-genaue Erfassung, keine Klassifizierung im Gelände

Für die Beprobung des Gerinnebettmaterials wurde eine Schnur mit 0,5 m-Markierungen über das Gerinne gespannt. Bei zusätzlichen Pebble Counts, wenn kein Querprofil aufgenommen wurde, sowie den Pebble Counts über die Murgänge wurde ein Maßband auf den Boden gelegt. Beide Varianten sollten die Auswahl objektiv halten (WOLMAN 1954). Es wurden so viele Transekte angelegt, bis eine Anzahl von mindestens 100 Partikeln erreicht wurde. Wenn beim vorletzten Transekt schon knapp 100 Partikel ausgemessen wurden, wurde der Partikelabstand je nach Breite des Gerinnes angepasst (1,0 m oder 2,0 m). Es wurde immer mit verdeckten Augen der Partikel ausgewählt, der an der Spitze des rechten Schuhs, wo sich der große Zeh befindet, lag.

Manche der Partikel (v.a. die größeren) im Gerinnebett sind in der Matrix blockiert, sodass sie nicht oder nur sehr schwer entfernt werden können. Für diese wurde die Größe mit dem Messschieber oder Zollstock abgeschätzt und aufgenommen, dass der Stein blockiert ist (engl. embedded) (Anhang D 3). Mit dieser Information lässt sich die potentielle Fehlerquelle quantifizieren (KONDOLF 1997). Weitere Bedingungen wurden festgelegt, sodass die Fehlerquellen so gering wie möglich sind: Alle Pebble Counts wurden von derselben Person durchgeführt. Wenn zwei Steine gleichzeitig berührt wurden, wurde der näher am großen Zeh liegende gewählt. Der Zeigefinger wurde immer vertikal abgesenkt, sehr große Blöcke wurden nur einmal aufgenommen und bei feinem Material auf einem größeren Partikel wurde das feine aufgenommen (nach KONDOLF et al. 2003).

Korngröße

Für jeden Partikel können drei Achsen bestimmt werden, die rechtwinklig zueinander angeordnet sind: die lange a-Achse, die kurze c-Achse und die mittlere b-Achse (Abbildung 12). In den meisten Fällen wird die b-Achse gemessen, da sie bestimmt, ob ein Partikel durch ein Sieb passt (KONDOLF et al. 2003). Im Gelände wird zuerst die a-Achse identifiziert und rechtwinklig dazu die b-Achse gelegt und gemessen (BUNTE UND ABT 2001b).

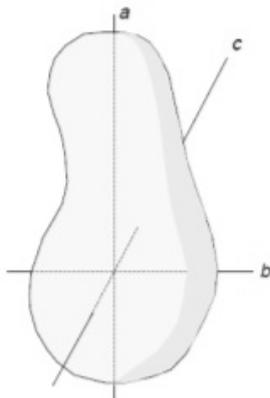


Abbildung 12: Darstellung der Achsen eines Partikels (BUNTE UND ABT 2001b, S. 15)

Im Gelände wurde die Korngröße mit einer Schieblehre mm-genau bestimmt. Es erfolgte keine Einteilung der Werte in Klassen, damit die Daten flexibler analysiert werden können und weil die tatsächliche Größe von Interesse ist (WOLMAN 1954). Hier zeigt sich der Vorteil einer Schieblehre gegenüber einer Schablone. Die Ungenauigkeit ist bei einer Schieblehre deutlich geringer als bei einem Lineal, da ein ungleichmäßig geformter, dreidimensionaler Körper zwischen die Schenkel geklemmt werden kann. Ein Lineal kann dagegen nur an den Gegenstand angehalten und die Größe abgeschätzt werden (BUNTE et al. 2009). Bei sehr großen Blöcken (> 60 cm) konnte dieses Problem jedoch nicht behoben werden, da sie mit einem Zollstock gemessen werden mussten. Eine Einschränkung des Pebble Counts besteht darin, dass kleine Korngrößen (≤ 4 mm) nur sehr schwer im Gelände gemessen werden können (WOLMAN 1954). Da es in dieser Studie jedoch vor allem um die größeren Partikel geht, stellt dies kein Problem dar und alle Korngrößen ≤ 4 mm wurden in der Klasse F (engl. fines) zusammengefasst.

Kornrundung

Die Rundung der Partikel im Gerinnebett gibt an, bis zu welchem Grad Ecken und Kanten durch Abrasion aber auch durch Verwitterung entfernt und gerundet wurden. Zur Bestimmung dieser im Gelände wurde eine Unterteilung in fünf Klassen gewählt. Die Rundungsklassen A bis E zeigen kantige Formen, die durch die genannten Prozesse in gerundete Formen transformiert werden können (Tabelle 5, Abbildung 13). Mit dem Diagramm konnte die Rundung während der Feldarbeiten einfach und schnell bestimmt werden (PETTIJOHN 1975, KONDOLF et al. 2003).

Tabelle 5: Rundungsklassen nach PETTIJOHN (1975, S. 57)

Klasse		Beschreibung
A	kantig	kein oder nur wenig Anzeichen für Abnutzung; Ecken und Kanten scharf; viele scharfe sekundäre Kanten (untergeordnete Wölbungen des Partikels)
B	sub-kantig	definitive Abnutzung; Ecken und Kanten bis zu einem gewissen Grad abgerundet; viele sekundäre Kanten (10-20), aber weniger als bei den kantigen Partikeln
C	sub-gerundet	erhebliche Abnutzung; Ecken und Kanten gerundet; sekundäre Kanten gut gerundet und wenige in der Zahl (5-10); Fläche der ursprünglichen Oberfläche reduziert, ursprüngliche Kanten, obwohl gerundet, noch ausgeprägt
D	gerundet	ursprüngliche Oberfläche fast vollständig zerstört; einige relativ flache Flächen können vorhanden sein; alle ursprünglichen Ecken und Kanten zu breiten Kurven geglättet; sekundäre Kanten in hohem Maße entfernt, wenige (0-5); ursprüngliche Form noch erkennbar
E	wohl gerundet	keine der ursprünglichen Oberflächen, Ecken und Kanten übrig; die ganze Oberfläche besteht aus breiten Wölbungen; keine flachen Flächen; keine sekundären Kanten; jetzige Form deutet auf die ursprüngliche Form hin

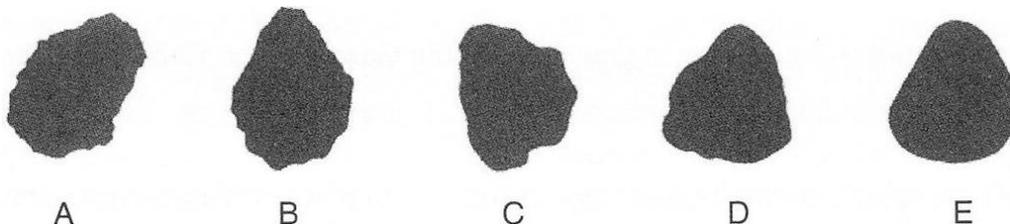


Abbildung 13: Rundungsklassen: A, kantig; B, sub-kantig; C, sub-gerundet; D, gerundet; E, wohl gerundet (PETTIJOHN 1975, S. 57)

Die Rundung ist ein wichtiger Indikator dafür, wie weit und wie lange das Gesteinsfragment ab dem Gesteinsursprung transportiert wurde. Es besteht jedoch keine einfache und direkte Beziehung zwischen der Rundung der Gesteinsfragmente und der Dauer und Distanz des Transports, da verschiedene Lithologien aufgrund der unterschiedlichen Härte nicht gleich schnell verwittern und gerundet werden. Des Weiteren können Partikel bereits gerundet sein und wieder aufgegriffen bzw. in situ durch Verwitterung weiter gerundet werden (KONDOLF et al. 2003).

4.2.3 Kartierung und Aufnahme der Hang-Gerinne-Kopplungen

Kartiergrundlage

Für die Kartierung im Gelände wurden Karten im Maßstab 1 : 5000 basierend auf georeferenzierten Luftbildern aus Google Maps und der Schummerung des DEM des SNP (Auflösung 2 m) mit Esri ArcGIS 10.1 vorbereitet. In diese Karten wurden vor dem Geländeaufenthalt die Untersuchungsgebiete sowie die

Gerinne eingezeichnet und gut erkennbare Kopplungen kartiert. Des Weiteren standen topographische Karten im Maßstab 1 : 25 000 und eine geologische Karte des SNP im Maßstab 1 : 50 000 für die Kartierung zur Verfügung.

Kartierung im Gelände und Systematisierung der Kopplungen

Entlang des Hauptgerinnes wurden die Kopplungen zwischen Hang und Gerinne auf der vorbereiteten Karte kartiert und die Eigenschaften der Verbindungen auf einem Aufnahmebogen (Anhang D 2) vermerkt. Mit Hilfe der Kartierung sollen die funktionellen Verbindungen zwischen dem Subsystem Hang bzw. den einzelnen Elementen des Hanges, die an das Gerinne grenzen, und dem Subsystem Gerinne erfasst werden, da nicht zwischen allen aneinander grenzenden Elemente in der Landschaft tatsächlich Sedimenttransport stattfindet. Hang und Gerinne können gekoppelt, entkoppelt oder nicht gekoppelt sein (BRUNSDEN 1993), was zu Sedimenteintrag ins Gerinne oder Sedimentspeicherung an der Grenze zum Gerinne bzw. am Hang führen kann (OTTO 2006). Für die Bestimmung der Konnektivität wurde ein heuristischer Ansatz entwickelt, d.h. es wurde versucht, mit begrenzten Informationen die Kopplungseffektivität abzuschätzen. Als erstes soll eine Zusammenfassung der Heuristik erfolgen, um anschließend die einzelnen Komponenten genauer zu beschreiben.

Zu Beginn wurden Bereiche des Hanges identifiziert, die einheitliche Eigenschaften aufweisen und als Elemente bezeichnet werden. Für jeden Bereich des Hanges wurde die derzeitige Kopplung zum Gerinne bestimmt (Tabelle 6). Für gekoppelte Bereiche wurde festgelegt, um was für einen Hangbereich es sich handelt (Übersicht siehe Anhang C 2) und welche Prozessgruppen und Prozesse aktiv wirksam sind (Übersicht siehe Anhang C 1). Zusätzlich wurde für die Bestimmung der Kopplungseffektivität zwischen Hang und Gerinne die Aktivität nach SCHROTT et al. (2002, 2003) für jedes Element aufgenommen (Tabelle 7). Abschließend wurde die Konnektivität abgeschätzt.

Kopplung

Die Kopplungen, die zwischen Hang und Gerinne bestehen, wurden entsprechend dem primären aktiven Prozess des Elements und ggf. bestehenden Puffern zwischen Hang und Gerinne in Anlehnung an BRUNSDEN (1993), FLAGEOLLET (1996), BENDA UND DUNNE (1997a) und OTTO UND DIKAU (2004), d.h. entsprechend der Frequenz klassifiziert (Tabelle 6). Durch die Art der Kopplung wird festgelegt, wie oft ein Prozess zwischen Hang und Gerinne aktiv sein kann (Kapitel 2.4.1 und 2.4.4).

Hangbereich, Prozessgruppen und Prozesse

Für gekoppelte Bereiche wurde festgelegt, um was für einen Hangbereich es sich handelt (z.B. Fels, Murgel; Übersicht siehe Anhang C 2) und welche Prozesse Sediment in das Gerinne eintragen (Übersicht siehe Anhang C 1). Es wurden also nicht die geomorphogenetischen Prozesse bestimmt. Für die Kartierung wurde zuerst die Prozessgruppe (gravitativ, fluvial, nival, etc.) und anschließend der genaue Prozess (z.B. gravitativ: Murgang oder Steinschlag) festgelegt (nach OTTO UND DIKAU 2004). Für jedes Element wurden bis zu drei Prozessgruppen und Prozesse aufgenommen, wobei der primäre Prozess den Sedimenteintrag in das Gerinne dominiert. Es handelt sich um eine Rekonstruktion der Prozesse, da diese im

Rahmen der Feldarbeit nicht tatsächlich beobachtet werden konnten. Die Prozesse wurden anhand von Proxys bestimmt. Als Proxys dienten z.B. Formen wie Murkegel oder Rillen, die im Gelände identifiziert wurden. Hieraus ergibt sich eine Unsicherheit, die beachtet werden muss.

Tabelle 6: Arten der Kopplungen zwischen Hang und Gerinne

Verbindung zwischen Hang und Gerinne	Beschreibung
Kontinuierlich gekoppelt (1)	Kopplung ist kontinuierlich aktiv, keine Puffer vorhanden; mögl. Prozesse: Hangabtragsprozesse: Kriech- und Spülprozesse
Periodisch gekoppelt (2)	Kopplungen bestehen regelmäßig, aber nicht kontinuierlich, z.B. saisonal oder jährlich; mögl. Prozesse: fluviale Prozesse: Unterschneidung, gravitative Prozesse: Steinschlag
Stochastisch (episodisch) gekoppelt (3)	Kopplung ist nur stochastisch aktiv, keine Puffer vorhanden; mögl. Prozesse: gravitative Prozesse: Murgang, nivale Prozesse: Lawine
Teilweise gekoppelt (4)	Kopplung wird teilweise gepuffert, Sedimenteintrag in das Gerinne ist möglich
Entkoppelt (5)	Kein Sedimenteintrag vom Hang in das Gerinne wegen Puffer derzeit möglich, Sedimenteintrag erfolgt jedoch ggf. aus Puffer selbst
Nicht gekoppelt (6)	Kein Sedimenteintrag vom Hang in das Gerinne wegen Puffer nie möglich, Sedimenteintrag erfolgt jedoch ggf. aus Puffer selbst

Für entkoppelte Bereiche wurde der Puffer (z.B. fluviale Ablagerungen) identifiziert. Besteht ein Sedimenteintrag aus dem Puffer in das Gerinne, wurden für dieses Element ebenfalls die aktiv wirksame Prozessgruppe sowie der Prozess identifiziert.

Aktivität

Für die einzelnen Hangbereiche wurde der Aktivitätsgrad der Prozesse aufgenommen. Nach SCHROTT et al. (2002, 2003) wurden sie basierend auf semiquantitativen Kriterien in vier Aktivitätsklassen eingeteilt (Tabelle 7). Aufgrund der kurzen Feldphase konnte nur die Vegetationsbedeckung berücksichtigt werden. Veränderungen der Elemente konnten nicht ausreichend beobachtet werden.

Tabelle 7: Aktivitätsgrad der gekoppelten Elemente am Hang nach SCHROTT et al. (2002, 2003)

Aktivitätsgrad	Vegetationsbedeckung
Hohe Aktivität	0 bis 5 %
Mittlere Aktivität	6 bis 20 %
Niedrige Aktivität	21 bis 90 %
Keine Aktivität	91 bis 100 %

Konnektivität

Abschließend wurde die Kopplungseffektivität qualitativ mit einem heuristischen Ansatz abgeschätzt. Sie gibt an, wie viel Material durch die Kopplung in das Gerinne eingetragen werden kann. Hierfür wurde die Konnektivität bzw. Kopplungseffektivität in sechs Klassen unterteilt (0 - keine Kopplung, 1, 2 - geringe, 3 - mittlere, 4, 5 - hohe Konnektivität). Sie wurde anhand von verschiedenen Parametern bestimmt. Zu den Parametern zählen die Kopplungsart, die Aktivität, der primäre Prozess sowie Beobachtungen, die im

Gelände gemacht wurden (z.B. abgelagerte Sedimentmenge und Veränderungen durch Sedimenteintrag im Gerinne) (Abbildung 14). Das Frequenz-Magnitude-Konzept nach WOLMAN UND MILLER (1960), nach dem seltene Ereignisse großer Magnitude großskalige Veränderungen hervorrufen können, wurde berücksichtigt. Bei der Verwendung eines heuristischen Ansatzes fließen Erfahrungen und Wissen mit ein, die sich u.a. in dem Parameter Beobachtungen und dem Frequenz-Magnitude-Konzept wiederfinden. Eine quantitative Untersuchung des Sedimenteintrags von den Hängen in das Gerinne konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht erfolgen.

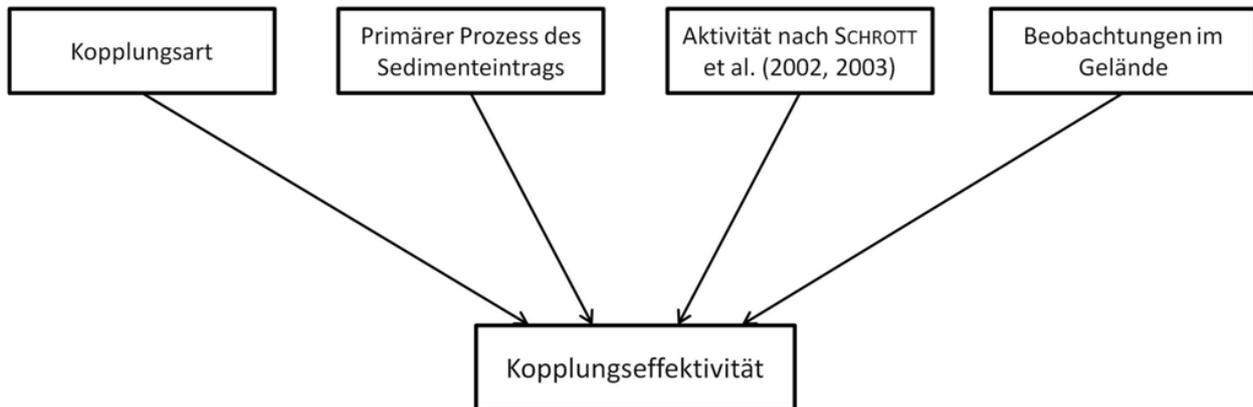


Abbildung 14: Schematische Darstellung des heuristischen Ansatzes zur Bestimmung der Kopplungseffektivität

4.3 Methoden der Datenanalyse

Für die Analyse der im Gelände aufgenommenen Pebble Count Daten wurden verschiedene Parameter berechnet (Kapitel 4.3.1). Zusätzlich zu diesen wurden weitere Daten durch die Auswertung digitaler Höhenmodelle erhoben. Die Auswertung und kartographische Darstellung erfolgte hauptsächlich mit Microsoft Excel und Esri ArcGIS 10.1 (Kapitel 4.3.2).

4.3.1 Auswertung und Analyse der Pebble Count Daten

Mit den im Gelände erhobenen Daten der Pebble Counts konnten verschiedene Parameter für die Auswertung und Analyse berechnet werden. Für jeden Pebble Count Datensatz wurden die Blockdichte, verschiedene Perzentile sowie das arithmetische Mittel, die Sortierung, die Schiefe und die Kurtosis der Verteilung nach FOLK UND WARD (1957) berechnet. Die Perzentile und die weiteren Parameter sowie die graphische Darstellung der Korngrößenverteilung in Boxplots ermöglichen den Vergleich der Datensätze untereinander und mit bereits existierenden Daten. Für die Boxplots wurde eine logarithmische Skalierung der Korngrößen gewählt, um das große Korngrößenspektrum abzudecken. Die Blockdichte (u.a. nach BENDA 1990 und GRANT UND SWANSON 1995) wurde an diese Studie angepasst und gibt den prozentualen Anteil an Blöcken in Bezug auf alle gemessenen Partikel eines Pebble Counts an. Als Block wurden Partikel mit einem Durchmesser der b-Achse von mindestens 256 mm entsprechend der WENTWORTH-Skala definiert. Typischerweise werden die Perzentile D_5 , D_{16} , D_{25} , D_{50} , D_{75} , D_{84} und D_{95} berechnet. D_{25} und D_{75} entsprechen den Quartilen und D_{50} dem Median, d.h. der D_{50} gibt die Korngröße an, bei der 50 % der Partikel einer Probe feiner sind. D_{84} und D_{95} ermöglichen einen Vergleich der groben Korngrößen (BUNTE UND ABT 2001b). Feine Korngrößen werden in dieser Studie einzeln nicht betrachtet, da sie zum einen für

die Beantwortung der Fragestellungen von geringerer Bedeutung sind und zum anderen aufgrund der Probengröße und dem Zusammenfassen aller Korngrößen ≤ 4 mm in der Klasse F schlechter repräsentiert werden.

Mit dem graphischen Ansatz nach FOLK UND WARD (1957), der die am meisten genutzte Methode für die Analyse von Korngrößenverteilungen ist, lassen sich vier Parameter berechnen (BLOTT UND PYE 2001). Anhand dieser können die einzelnen Proben miteinander verglichen werden. Die Perzentile, die mm-genau bestimmt wurden, werden für die Berechnung in ψ -Einheiten umgewandelt:

$$\psi = \log_2 (D_{mm}) \tag{2}$$

wobei D_{mm} die Korngröße in mm ist. Diese Skala ist vor allem für Studien, die sich auf Korngrößen > 1 mm beziehen, sinnvoll (BUNTE UND ABT 2001b), da nicht bzw. weniger mit negativen Einheiten gerechnet werden muss. Fluviales Sediment in Gebirgsbächen deckt ein sehr großes Korngrößenspektrum ab (bis zu vier Magnituden). Daher eignet sich eine lineare Skala für die Darstellung der Daten nicht. Korngrößen werden deshalb oft in die Klassen der WENTWORTH-Skala eingeteilt und in phi- bzw. psi-Einheiten nach KRUMBEIN (1934, 1938) angegeben (KONDOLF et al. 2003). In dieser Arbeit wird für die Korngrößenverteilungen und die Perzentile eine Angabe der Korngrößen in mm beibehalten, da diese genauer ist und intuitiv verstanden werden kann.

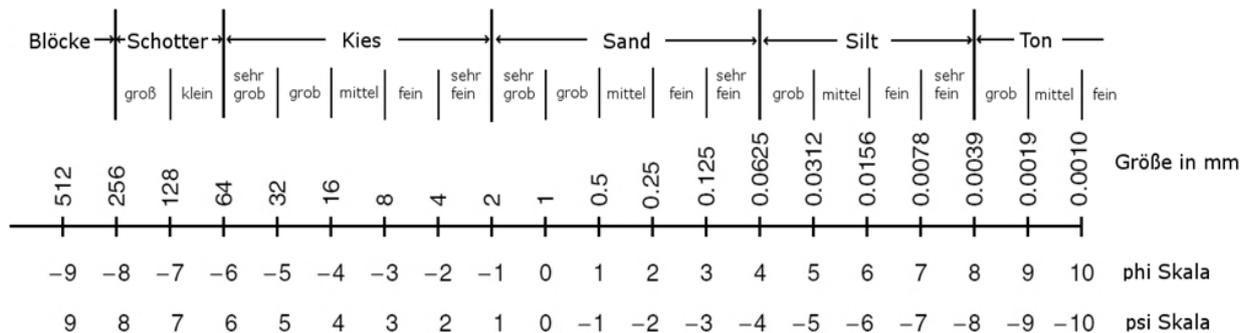


Abbildung 15: Die WENTWORTH-Korngrößenskala mit entsprechenden ϕ (phi)- und ψ (psi)-Werten nach KRUMBEIN (1934, 1938) (verändert nach PETTJOHN (1975); nach KONDOLF et al. 2003, S. 348)

Das graphische arithmetische Mittel $M_{F\&W}$ gibt die durchschnittliche Größe an (Formel (3)). Sie wird aus dem Mittelwert von zwei Perzentilen, die den gleichen Abstand zum 50. Perzentil haben, und dem 50. Perzentil berechnet. Es wird angenommen, dass die Korngrößen ungefähr normal verteilt sind, wenn sie in ϕ - bzw. ψ -Einheiten angegeben werden. In einer Normalverteilung sind der Median D_{50} und das arithmetische Mittel gleich. In schiefen Verteilungen, wie sie in fluvialen Sedimenten typisch sind, jedoch nicht. Nach der Berechnung des arithmetischen Mittels in ψ -Einheiten, wird dieses wieder in mm umgerechnet.

$$M_{F\&W} = \frac{\psi_{16} + \psi_{50} + \psi_{84}}{3} \tag{3}$$

Die Sortierung bzw. die Standardabweichung lässt sich mit dem Sortierungskoeffizient $S_{F\&W}$ berechnen (Formel (4)). Sie gibt die Ausbreitung der Korngrößen an.

$$S_{F\&W} = \frac{\psi_{84} - \psi_{16}}{4} + \frac{\psi_{95} - \psi_5}{6,6} \quad (4)$$

Je größer $S_{F\&W}$ wird, desto schlechter ist die Probe sortiert. Mit dem berechneten Koeffizienten kann anhand der Sortierungsskala der Sortierungsgrad der Probe abgelesen werden (Tabelle 8). Generell muss bei der Sortierung einer Probe beachtet werden, dass gröbere Sedimente meist schlechter sortiert sind als feinere (FOLK 1966).

Die Schiefe der Verteilung $Sk_{F\&W}$ gibt die Symmetrie der Verteilung bzw. die vorrangige Verteilung auf einer Seite des Mittelwerts an (Formel (5)). Der Schiefekoeffizient kann in fünf Klassen eingeteilt werden (Tabelle 8).

$$Sk_{F\&W} = \frac{\psi_{16} + \psi_{84} - 2\psi_{50}}{2(\psi_{84} - \psi_{16})} - \frac{\psi_5 + \psi_{95} - 2\psi_{50}}{2(\psi_{95} - \psi_5)} \quad (5)$$

Die Kurtosis $K_{F\&W}$ der Verteilung gibt die Spitzigkeit oder Flachheit im Vergleich zu einer Normalverteilung an (Formel (6)). Der Kurtosiskoeffizient kann ebenfalls in Klassen unterteilt werden (Tabelle 8).

$$K_{F\&W} = \frac{\psi_{95} - \psi_5}{2,44(\psi_{75} - \psi_{25})} \quad (6)$$

Der Vorteil des graphischen Ansatzes nach FOLK UND WARD (1957) liegt darin, dass die Parameter einen größeren Bereich abdecken als viele andere Koeffizienten (FOLK UND WARD 1957, BUNTE UND ABT 2001b, BLOTT UND PYE 2001). Es muss beachtet werden, dass die Werte sich immer auf die Korngrößenverteilung des einzelnen Pebble Counts beziehen und daher nur begrenzt miteinander vergleichbar sind.

Tabelle 8: Klassifizierung der Parameter nach FOLK UND WARD (1957)

Sortierungskoeffizient $S_{F\&W}$		Schiefekoeffizient $Sk_{F\&W}$		Kurtosiskoeffizient $K_{F\&W}$	
Sehr gut sortiert	< 0,35	Sehr zu groben Partikeln verschoben	0,31 bis 1,00	Sehr breitgipflig (platykurtisch)	< 0,67
Gut sortiert	0,35 bis 0,50	Zu groben Partikeln verschoben	0,11 bis 0,30	Breitgipflig	0,67 bis 0,90
Mäßig gut sortiert	0,51 bis 0,71	Symmetrisch	0,10 bis -0,10	Normalgipflig (mesokurtisch)	0,91 bis 1,11
Mäßig sortiert	0,72 bis 1,00	Zu feinen Partikeln verschoben	-0,11 bis -0,30	Steilgipflig (leptokurtisch)	1,12 bis 1,50
Schlecht sortiert	1,01 bis 2,00	Sehr zu feinen Partikeln verschoben	-0,31 bis -1,00	Sehr steilgipflig	1,51 bis 3,00
Sehr schlecht sortiert	2,01 bis 4,00			Extrem steilgipflig	> 3,00
Extrem schlecht sortiert	> 4,00				

4.3.2 Datenanalyse und Darstellung mit Esri ArcGIS 10.1

Gerinneabschnitte

Aus den DEM der beiden EZG konnten mit den Hydrologie Tools in ArcGIS das Hauptgerinne und die Grenzen der EZG bestimmt werden. Das Hauptgerinne wurde anschließend anhand der im Gelände aufgenommenen GPS-Koordinaten unterteilt und den einzelnen Abschnitten die im Gelände aufgenommenen Eigenschaften hinzugefügt. Mit der Add Surface Information-Funktion konnten die minimale und

maximale Höhe, die Neigung und die Länge der Abschnitte bestimmt werden. Die Hydrologie Tools wurden für die Berechnung der EZG-Größe an jedem Abschnittsbeginn genutzt.

Kopplungen

Die Kopplungen wurden in ArcGIS schematisch als Linien, die entlang des Hauptgerinnes verlaufen, dargestellt. Als Grundlage für die kartographische Darstellung dienten die im Gelände angefertigten Karten. Wie bei den Gerinneabschnitten wurden den einzelnen Kopplungen die im Gelände aufgenommenen und systematisierten Eigenschaften hinzugefügt.

Die Hang-Gerinne-Kopplungen und die Gerinneabschnitte werden in Karten im Maßstab 1 : 7000, die dieser Arbeit beigelegt sind, dargestellt. Für die beiden Untersuchungsgebiete wurden jeweils eine Karte mit der Kopplungseffektivität und eine mit der Kopplungsart angefertigt.

Einzugsgebietsgröße der Murgänge

Um herauszufinden, ob größere Murgänge einen größeren Einfluss auf die Gerinne haben, wurde die Größe der EZG der Murgänge in beiden Untersuchungsgebieten mit den Hydrologie Tools in ArcGIS berechnet. Für diesen Vergleich konnten die EZG der Schutthalden-Murkegel-Komplexe nicht berechnet werden, sondern nur die EZG für Murgänge, die an einem bestimmaren Punkt in das Hauptgerinne münden. Neben dem Vergleich der EZG-Größen der Murgänge untereinander können diese auch in Relation zur EZG-Größe des Hauptgerinnes betrachtet werden (siehe BENDA et al. 2004). Die EZG-Größe des Hauptgerinnes wurde gerinneaufwärts der jeweiligen Murgangmündung bestimmt.

Längsprofil

Für die weitere Untersuchung der Einflüsse von Hang-Gerinne-Kopplungen auf die Gerinne wurden Längsprofile, Slope-Area-Diagramme (Abbildung 11) und relative k_{srr} -Werte für die untersuchten Gebirgsbäche in beiden EZG erstellt und bestimmt. Anhand dieser können Knickpunkte und Neigungsänderungen identifiziert werden. Durch die empirische Beziehung

$$s = k_s A^{-\theta} \quad (7)$$

wird die Gerinneneigung s mit der flussaufwärts liegenden EZG-Größe A in Verbindung gebracht, wobei k_s der Steilheitsindex und θ der Konkavitätsindex ist (HACK 1957, HACK 1973, FLINT 1974, HOWARD UND KERBY 1983; Formel (7)). θ liegt meist zwischen 0,4 und 0,7 (Übersicht in TUCKER UND WHIPPLE 2002). k_s ist von der Hebungsrate abhängig, aber die Beziehung kann durch die Erodierbarkeit des Substrats, Murgänge, Erosionsschwellenwerte und andere Faktoren beeinflusst werden (HARKINS et al. 2007). Die Neigung nimmt mit zunehmender EZG-Größe konstant ab, jedoch nur für EZG oberhalb eines kritischen Schwellenwerts der EZG-Größe A_{cr} , ab dem fluviale Prozesse dominieren (WOBUS et al. 2006). Dieser Schwellenwert und andere Brüche in der Skalierung wurden u.a. von MONTGOMERY UND FOUFOULA-GEORGIU (1993) interpretiert (Abbildung 11). Für die empirische Gleichung und die Analyse der Daten werden zwei Annahmen getroffen: Hebung und Erosion befinden sich im Gleichgewicht und das Klima ist räumlich einheitlich (LAGUE UND DAVY 2003). Nach KORUP (2006) ist es für Studien, die empirische Slope-Area-Diagramme als objektives Maß der Längsprofile verwenden, nicht notwendig, Annahmen bezüglich

Abflussenergiemodellen (Gleichgewicht, einheitliche Erosion, Sedimentverfügbarkeit und Transportkapazität) zu treffen.

Viele Längsprofile zeigen nur eine Skalierung zwischen Gerinneneigung und EZG-Größe flussabwärts von A_{cr} , jedoch sind in manchen Gerinnen die Profile durch Segmente mit verschiedenen Werten für k_{sr} (normalisierter k_s -Wert für einen Abschnitt des gesamten Profils), θ oder beide gekennzeichnet (WOBUS et al. 2006). Anhand solcher Veränderungen können z.B. Knickpunkte im Gerinne identifiziert werden. Knickpunkte entstehen durch verschiedene Faktoren wie Veränderungen der Lithologie, des Klimas, der Erosionsbasis oder der Hebungsrate sowie Auswirkungen von Murgängen, wechselnde Sedimentverfügbarkeit oder glaziale Prägung. Die vielseitige Beeinflussung des Längsprofils erschwert es, Phänomene wie Knickpunkte einer bestimmten Ursache zuzuordnen (KORUP 2006). Nach einer genauen Untersuchung der Beziehung zwischen Gerinneneigung und EZG-Größe, des Gerinnes und der Verteilung der Knickpunkte ist dies meist möglich (WOBUS et al. 2006). Veränderungen der Skalierung können auch durch den Wechsel von Bedrock zu alluvialen Gerinnen bedingt werden. Anhand der Beziehung zwischen Gerinneneigung und EZG-Größe können u.a. verschiedene Prozessdomänen identifiziert werden (MONTGOMERY UND FOUFOULA-GEORGIU 1993, BRARDINONI UND HASSAN 2006).

Die Längsprofile, Slope-Area-Diagramme und relativen k_{sr} -Werte wurden mit Esri ArcGIS, MATLAB und der Profiler Toolbar von WHIPPLE et al. (2007) für ArcGIS erstellt und bestimmt. Eine detaillierte Beschreibung der Vorgehensweise ist in WHIPPLE et al. (2007) zu finden. Mit den Hydrology Tools in ArcGIS wurden Vertiefungen und Mulden im DEM (Minimum-Auflösung 1m) entfernt (Fill), die Abflussrichtung berechnet (Flow Direction) sowie die Abflusswege bestimmt (Flow Accumulation). Die entsprechenden Raster-Dateien wurden für die weiteren Berechnungen in MATLAB -Dateien umgewandelt. Für die Berechnungen wurde als Basis $\theta_{ref} = 0,45$ bestimmt. Dieser Wert wird typischerweise für aktive Orogene wie die Alpen eingesetzt (TUCKER UND WHIPPLE 2002, WHIPPLE 2004, KORUP 2006). Die weiteren Parameter (Größe des Glättungsfensters, Messintervall, Größe des Auto- k_{sr} -Fensters) wurden an die Qualität der DEM angepasst, um die Streuung in den Slope-Area-Diagrammen zu reduzieren (siehe WOBUS et al. 2006). In MATLAB wurden Codes von WHIPPLE et al. (2007) verwandt, um Slope-Area-Diagramme, Längsprofile und relative k_{sr} -Werte zu erhalten. Brüche in der Skalierung zwischen Gerinneneigung und EZG-Größe wurden identifiziert und entsprechend dieser schematische Regressionslinien bestimmt. Die relativen k_{sr} -Werte, die mit $\theta_{ref} = 0,45$ berechnet wurden, sollen Veränderungen der Steilheit entlang des Längsprofils objektiv deutlich machen (HODGES et al. 2004, KORUP 2006), wodurch der mögliche Einfluss von Hang-Gerinne-Kopplungen sichtbar gemacht werden kann. Für jeden Gerinneabschnitt wurde abschließend ein durchschnittlicher k_{sr} -Wert berechnet.

5 Untersuchungsgebiet

Der SNP wurde am 1. August 1914 gegründet und ist damit der älteste Nationalpark Mitteleuropas. Nach der internationalen Naturschutzunion (IUNC) ist er ein Reservat der Kategorie 1a (strenges Naturschutzgebiet, Wildnisgebiet) (SCHWEIZERISCHER NATIONALPARK 2012): „Schutzgebiete der Kategorie 1a sind streng geschützte, für Schutz und Erhalt der biologischen Vielfalt und ggf. auch der geologischen/geomorphologischen Merkmale ausgewiesene Gebiete, in denen zur Sicherung der Naturwerte das Betreten, die Nutzung und Eingriffe durch den Menschen streng kontrolliert und stark eingeschränkt sind. Diese Schutzgebiete können als unentbehrliche Referenzgebiete für Forschungs- und Beobachtungszwecke dienen“ (EUROPARK DEUTSCHLAND 2010, S. 19).

Das Wesen und der Zweck des Nationalparks werden in Artikel 1 im Bundesgesetz über den Schweizerischen Nationalpark im Kanton Graubünden vom 19. Dezember 1980 festgehalten:

„¹ Der Schweizerische Nationalpark im Engadin und Münstertal im Kanton Graubünden ist ein Reservat, in dem die Natur vor allen menschlichen Eingriffen geschützt und namentlich die gesamte Tier- und Pflanzenwelt ihrer natürlichen Entwicklung überlassen wird. Es sind nur Eingriffe gestattet, die unmittelbar der Erhaltung des Parks dienen.

² Der Nationalpark ist der Allgemeinheit zugänglich, soweit es die Parkordnung zulässt. Er soll Gegenstand dauernder wissenschaftlicher Forschung sein“ (DIE BUNDESVERSAMMLUNG DER SCHWEIZERISCHEN EIDGENOSSENSCHAFT 1980).

Durch den besonderen Schutzstatus des Gebiets ist es seit fast 100 Jahren nahezu ungestört. In diesem Raum können geomorphologische Prozesse geschützt, also durch Menschen ungestört, ablaufen (ROBIN 2009). Dies macht den SNP zu einem idealen Untersuchungsgebiet für geomorphologische Prozesse und in diesem Fall für die Einflüsse von Hang-Gerinne-Kopplungen auf die Gerinne.

5.1 Lage und Untersuchungsgebiete

Der SNP liegt im Engadin im Kanton Graubünden im Osten der Schweiz an der Grenze zu Italien (Anhang B 1). Es ist der einzige Nationalpark in der Schweiz und der drittkleinste der Alpen. Die heutige Größe des SNP beträgt 170,3 km² und er befindet sich auf einer Höhe von 1400 m bis 3174 m (SCHWEIZERISCHER NATIONALPARK o.J.). Der Piz Pisoc (3174 m) im Norden und der Piz Quattervals (3165 m) im Süden sind die höchsten Gipfel im SNP. Die Bäche und Flüsse entwässern in den Inn, der in die Donau mündet, die schließlich im Schwarzen Meer endet (ROBIN 2009). Die Fläche des SNP ist zu 28 % mit Wald und zu 21 % mit alpinen Matten bedeckt. Die restlichen 51 % sind Fels und Lockergestein (SCHWEIZERISCHER NATIONALPARK o.J.). Der SNP befindet sich im Gebiet der Unterengadiner Dolomiten (ROBIN 2009). An der Oberfläche befinden sich auf 80 % der Fläche Dolomit und Kalk (SCHWEIZERISCHER NATIONALPARK o.J.).

Für die Untersuchung der Einflüsse von Hang-Gerinne-Kopplungen auf die Gerinne wurden die VdB und die VMu ausgewählt. Beide Täler sind hierfür gut geeignet, da sie ein fluviales, perennierendes Gerinne aufweisen und mehrere Murgänge vorhanden sind. Sie sind über Wanderwege erreichbar und für Wanderer und Forscher zugänglich (Anhang B 1). Beide Täler waren im Pleistozän vergletschert und sind heu-

te eisfrei. Die VdB liegt nördlich des Ofenpasses im nordöstlichen Teil des SNP und hat eine Fläche von 3,73 km² (EZG Ova da Val dal Botsch). Die Nord-Süd-Ausdehnung beträgt ca. 3,3 km und die Ost-West-Ausdehnung ca. 2,5 km im hinteren Teil des Tals (Anhang B 2). Der höchste Punkt in der VdB ist der Piz Murters (3012 m) im Nordwesten des Tales. Im Nordosten befindet sich der Piz dal Botsch mit 2852 m. Der niedrigste Punkt befindet sich an der Mündung der Ova da Val dal Botsch, die das Tal entwässert und in die Ova dal Fuorn fließt (1867 m) (SCHWEIZERISCHER NATIONAL PARK 2008). Daraus ergibt sich ein Höhenunterschied von 1145 m. Der untere Teil des Tals besteht aus einem flachen, mit Erika-Bergföhren-Wald bewachsenen alluvialen Fächer. Weiter flussaufwärts endet der Wald und das Tal verengt sich. Hier befindet sich an der westlichen Talseite eine sehr große Schutthalde, die von Murgängen überprägt ist und die Landschaft charakterisiert (Anhang B 2). Im oberen Teil verbreitert sich das Tal und mehrere Murgänge reichen bis an das Gerinne in der Talsohle. An den Talflanken befinden sich alpine Weiden. In der Nähe der Fuorcla Val dal Botsch (Pass) befindet sich eine Einsturzdoline im Rauhackegestein (ROBIN 2009). Die VMu ist ein Nebental der Val Trupchun und befindet sich im südwestlichen Teil des SNP. Es hat eine Fläche von 6,20 km² (EZG Ova da Müschauns). Die Nord-Süd-Ausdehnung beträgt ca. 1,7 km und die Ost-West-Ausdehnung ca. 3,5 km (Anhang B 3). Die VMu wird von mehreren hohen Gipfeln geprägt: im Nordwesten vom Piz d'Esan (3127 m), im Norden vom Pix Cotschen (2983 m) und Piz Quattervals (3154 m) und im Südosten vom Piz Serra (2906 m). Der niedrigste Punkt befindet sich an der Mündung der Ova da Müschauns, die das Tal in die Ova da Trupchun entwässert (1869 m) (SCHWEIZERISCHER NATIONAL PARK 2008). Insgesamt erstreckt sich das Tal über einen Höhenunterschied von 1285 m. Die VMu ist im unteren Bereich von einem Lärchen-Arven-Föhren Wald geprägt, der schnell an Dichte abnimmt und in Legföhrenbestände übergeht (ROBIN 2009). In der Talsohle fließt die Ova da Müschauns, an die von beiden Talseiten zahlreiche Murgänge reichen. Ein Großteil des Tals wird von blanken Felswänden und die nördliche Talflanke im mittleren Bereich durch eine mächtige Schutthalde dominiert (Anhang B 3). Der Gebirgsbach teilt sich im oberen Bereich. Der Hauptbach reicht bis an den Lai da Müschauns, einen ehemaligen Gletschersee. Bei großer Trockenheit kann das Wasser im See vollständig verdunsten (ROBIN 2009).

5.2 Geologie

Die Alpen entstanden während der alpidischen Orogenese und wurden Ende der Kreide und im Tertiär (ab 100 oder 110 Ma) infolge der Kollision von Afrika und Europa aufgefaltet. Damit gehören sie zu den jungen und wenig abgetragenen Gebirgsketten mit tief eingeschnittenen Tälern und markanten Gipfeln. Obwohl die Abtragung intensiv ist, wird sie durch eine andauernde Hebung ausgeglichen.

Die Entstehung und die heutige Geologie der Alpen sind kompliziert. Zwischen Afrika und Europa lag ein Ozeanbecken, die Tethys, das verfault wurde, als sich die Kontinente ab der Kreide aufeinander zubewegten. Im Tertiär kollidierten sie miteinander. Das Ergebnis ist das heutige Falten- und Deckengebirge der Alpen. Bei diesem Prozess wurde ein 500 bis 1000 km breiter Ablagerungsraum auf 120 bis 150 km Gebirge zusammengeschoben. Die meisten Sedimentpakete in den Alpen wurden von ihrer Unterlage abgeschert und als Decken viele Kilometer nach Norden bzw. Nordwesten transportiert, wobei sie

verfaltet, verschoben oder zerbrochen wurden. Die Schichtung kam dabei durcheinander. Nach LABHART (2009) ergibt sich die Faustregel: „Was heute im Deckenstapel (tektonisch) höher liegt, kommt von weiter südlich her“ (S. 56).

Der Deckenstapel der Alpen wird in einen helvetischen, einen penninischen, einen ostalpinen und einen südalpinen Teilbereich gegliedert (LABHART 2009). Die ostalpinen Decken sind in die unterostalpinen und die oberostalpinen Decken unterteilt (TRÜMPY et al. 1997). Sie sind die tektonisch höchsten Bauelemente der Alpen (LABHART 2009) und machen den größten Teil des SNP aus. In der Kreide wurden sie deformiert und im Tertiär nach Norden über die penninischen Decken geschoben. Im Unterengadiner Fenster befinden sich die penninischen Decken an der Oberfläche. Die Bewegungen entlang der Engadiner Linie fanden vor 30 bis 20 Ma statt (TRÜMPY et al. 1997; Anhang B 4).

Die unterostalpinen Decken sind im SNP in der Val Varusch, im untersten Teil der Val Trupchun und ansonsten nur im Oberengadin zu sehen. Fast der gesamte SNP wird von den oberostalpinen Decken ausgemacht. Sie enthalten Kristallin (Grundgebirge) und Sedimente. Das Kristallin besteht u.a. aus Gneisen, Glimmerschiefern und Amphibolithen, die vor 340 bis 310 Ma durch die variszische Orogenese gefaltet und metamorphisiert wurden und ursprünglich noch älter sein könnten. Zum Ende der variszischen Orogenese drangen Granite ein. Die Sedimente, welche Lagen vulkanischer Gesteine enthalten können, wurden nur während der alpidischen Orogenese verformt und überlagern das Grundgebirge. Die meisten Sedimentgesteine stammen aus dem Mesozoikum und die Mächtigkeit beträgt im Gebiet des SNP 2 bis 3 km. Im SNP bestehen die oberostalpinen Decken v.a. aus Dolomiten der Trias. Das Gebiet gehört zu den Engadiner Dolomiten (TRÜMPY et al. 1997), denen die Sedimentgesteine der Ortler-Decke und der S-charl-Decke angehören (DÖSSEGGER 1987). Im Gebiet des SNP ist das Oberostalpin in mehrere Kristallin- und Sedimentspäne zersplittert und der Faltungsablauf ist kompliziert (LABHART 2009).

In den folgenden Abschnitten werden die Tektonik und die Gesteine in den beiden Untersuchungsgebieten genauer beschrieben und in den Kontext der geologischen und tektonischen Situation im SNP eingebunden. In der VdB ist ausschließlich die S-charl-Decke zu finden (Anhang B 5). Die untersten Bereiche des Tals bestehen aus einem flachen Schwemmkegel, an den sich Moränenablagerungen anschließen. An beiden Talseiten befindet sich im unteren Bereich des Tals die Raibler-Formation mit Raibler-Rauhacken und Parai-Alba-Dolomit (DÖSSEGGER 1987). Die Raibler-Formation und die Rauhacken wurden in der unteren Obertrias (Carnien) in einem flachen, warmen, oft übersalzenen Meer abgelagert. Häufig sind gelb anwitternde, dünnbankige Dolomite mit Tonschieferzwischenlagen aufgeschlossen. Typisch sind Evaporite und Rauhacken, die zellige und brecciöse, hauptsächlich calcitische Karbonatgesteine darstellen (TRÜMPY et al. 1997). Im mittleren Bereich des Tals liegt an der westlichen Talseite der Vallatscha-Dolomit (grau, mittel- bis dickgebankte Dolomite) und an der östlichen Seite der Vallatscha- und der Turettas-Dolomit (dunkle, dünn- bis mittelgebankte Dolomite) sowie der S-charl-Kalk (graue und bunte Kalke und Kalkschiefer) (DÖSSEGGER 1987). Sie verwittern meist in eher kleinblockigen Schutt und sind kalk- und tonreicher als der Hauptdolomit (TRÜMPY et al. 1997). Im oberen Talbereich sind große

Flächen mit Moränenmaterial bedeckt. Die Gipfelbereiche bestehen aus Hauptdolomit, unterhalb welchem sich ausgedehnte Schutthalden gebildet haben. Ein Großteil des Tales, v.a. die westliche Talseite, wird von großen Schutthalden eingenommen (DÖSSEGER 1987). Diese Beschreibung und die geologische Karte der VdB in Anhang B 5 zeigen, dass das Tal hauptsächlich durch Lockermaterial (Schutt- und Moränenmaterial) an der Oberfläche geprägt ist. Anstehendes Gestein macht nur einen geringen Teil aus. Nach MEßENZEHL (2013) sind 22 % der Oberfläche anstehendes Gestein und die restlichen 78 % mit Lockermaterial bedeckt.

Im unteren Bereich der VMu befindet sich die Ortler-Decke, über die die S-charl-Decke (DÖSSEGER 1987) entlang der Trupchun-Braulio-Linie (TRÜMPY et al. 1997) geschoben ist (Anhang B 5). Die Ortler-Decke besteht hier aus der Allgäuer Formation, die aus grauen, teilweise kieseligen Kalken und Mergeln mit Breccien- und Turbidit-Bänken aufgebaut ist. Teilweise sind im unteren Bereich Moränen an den Hängen erhalten. In der Tiefenlinie ist Schutt abgelagert. Der untere Teil der VMu ist NE- bzw. SW-orientiert. Am Übergang von der Ortler-Decke zur S-charl-Decke befindet sich die Raibler-Formation in einem dünnen Band an der Oberfläche. Im oberen Teil des Tals (S-charl-Unterbau), der mehr oder weniger E- bzw. W-orientiert ist, befindet sich der Müschauns-Dolomit (graue, mittel- bis grob-gebankte Dolomite) und daran anschließend die Pra-Grata-Formation (Wechsel von Dolomiten, Kalken und Kalkschiefern), die auch die nördlichen bis nordwestlichen Gipfelbereiche des Tals bildet. Am Piz Quattervals befindet sich die Quattervals-Formation, welche aus schwarzen Kalken und Kalkschiefern mit Verkieselungen aufgebaut ist. Alle drei Formationen gehören der Hauptdolomit-Gruppe an (DÖSSEGER 1987), die fast alle höheren Berge des SNP aufbaut und die charakteristische Landschaft bestimmt. Die Mächtigkeit des Hauptdolomits beträgt in der S-charl-Quattervals-Einheit um 1500 m, in der Ortler-Decke im Bereich des SNP ist sie deutlich geringer (TRÜMPY et al. 1997). Im oberen Bereich der VMu sind ausgedehnte Schuttkegel und große Mengen Gehängeschutt zu finden. Sie sind aus dem brüchigen Hauptdolomit aufgeschüttet (DÖSSEGER 1987). Am Orientierungswechsel des Tales befindet sich Moränenmaterial, das im oberen Teil des Tales fast vollständig fehlt (DÖSSEGER 1987). Die VMu ist im Gegensatz zur VdB vor allem durch Festgestein an der Oberfläche geprägt (59 % nach MEßENZEHL 2013).

5.3 Klima

Die Alpen wirken als eine Klimaschranke zwischen Nord und Süd und erzeugen in den inneralpinen Tälern ein trockenes Klima. Diese typischen Bedingungen herrschen u.a. im Engadin vor. Der SNP liegt im inneralpinen Trockenbereich, der von einem kontinentalen Klima bestimmt wird. Dafür charakteristisch sind geringe Regenmengen (ROBIN 2009) von 600 bis 700 mm/Jahr (METEOSCHWEIZ 2012a), extrem starke Sonneneinstrahlung durch eine geringe mittlere Bewölkung und eine niedrige Luftfeuchtigkeit. Der jährliche Temperaturverlauf zeigt eine große Temperaturamplitude mit Tiefsttemperaturen von -30°C und Höchsttemperaturen von $+30^{\circ}\text{C}$ (ROBIN 2009). Beispielhaft sind in Anhang A 1 die Klimadiagramme der drei Klimastationen Samedan, Scuol und Sta. Maria abgebildet, die sich in der Nähe des SNP befinden.

Die jährlichen Durchschnittstemperaturen liegen zwischen 1,3° und 5,3° C. Der mittlere jährliche Niederschlag beträgt 693 bis 800 mm (METEOSCHWEIZ 2012b, 2012c, 2012d).

Klimaveränderungen sind im Kanton Graubünden nachweisbar (METEOSCHWEIZ 2009). Die Klimatrends in der Gegend des SNP zeigen in den letzten 30 Jahren (1982-2011) eine leichte Zunahme des mittleren Niederschlags (0,6 %/Dekade) und eine Erhöhung der mittleren Temperatur um ungefähr 0,3° C/Dekade (METEOSCHWEIZ 2012a). Es muss davon ausgegangen werden, dass die Klimaveränderungen in Zukunft weiter voranschreiten. Gemäß den Modellszenarien werden sich die mittleren Temperaturen wahrscheinlich um knapp 2° C im Winter und gut 2,5° C im Sommer erhöhen. Die Niederschläge könnten im Winter um ca. 10 % zunehmen und im Sommer um 20 % abnehmen. Dies bedeutet für den Kanton Graubünden eine Steigerung der Temperaturextreme, der Trockenperioden und der Anzahl der Starkregenereignisse (METEOSCHWEIZ 2009).

5.4 Geomorphologie

Zu den auffälligsten und häufigsten geomorphologischen Phänomenen im SNP gehören Murgänge, Schutthalden, Blockgletscher und Solifluktuionsformen. Bisher wurden nur wenige geomorphologische Studien im SNP durchgeführt. MEßENZEHL (2013) fertigte für die beiden Untersuchungsgebiete geomorphologische Karten an, die die Geomorphologie der beiden Täler detailliert zeigt.

Murgänge treten häufig auf und beschädigen die Wanderwege und Straßen. Der Schaden ist insgesamt gering, da nur wenig Infrastruktur vorhanden ist. Neben vielen kleineren Murgängen gibt es auch mehrere große Murgänge, die ganze Täler einnehmen. Basierend auf empirische Berechnungen und Geländeuntersuchungen bestimmten STOLZ UND HUGGEL (2008) Magnituden von bis zu 50 000 m³ und Geschwindigkeiten zwischen 5 und 12 m/s für Murgänge im SNP. Ereignisse dieser Magnitude können z.B. in der VdB auftreten. Aufgrund der Dimensionen der Murkegel wird angenommen, dass Murgänge in der VdB im Holozän bis zu 250 000 m³ groß waren (STOLZ UND HUGGEL 2008). Erste dendrogeomorphologische Studien ergaben Wiederkehrintervalle von 30 bis 50 Jahren für Murgänge mit einer Magnitude von 50 000 m³ in der Val Brüna (STOFFEL 2007 (pers. Komm.) in STOLZ UND HUGGEL 2008). In der VdB ist 1999 ein großer Murgang abgegangen, der den Rastplatz an der großen Schutthalde (Anhang B 2) verschüttete. Es wird angenommen, dass der Murgang zwischen 2000 und 3000 m³ Geröll transportierte (STOLZ 2006). Auch während der Feldarbeiten im August 2012 kam es zu starken Gewittern, die mehrere Murgänge auslösten.

Das verwitterte Kalk- und Dolomitgestein bildet große Schutthalden, die das Bild in vielen Bereichen des SNP prägen (ROBIN 2009). HARTMANN-BRENNER (1974) untersuchte das Volumen der unterschiedlichen Schutthalden und konnte so die Raten der mittleren jährlichen Wandrückverwitterung seit Entgletscherung berechnen (1,2 mm/a). Die Schutthalden entstanden zeitnah nach dem Ende der Würmeiszeit, als der Permafrost auftaute. Auch heute werden sie, wenn auch in geringerem Maße, durch Steinschlag und Lawinen aufgeschüttet (TRÜMPY et al. 1997).

Neben mehreren kleinen gibt es zwei große Blockgletscher in der Val da l'Acqua und der Val Sassa. Diese werden seit 1923 untersucht (CHAIX 1923 in KELLER 1992). Darauf folgten weitere Publikationen (u.a. BARSCH 1969 und EUGSTER 1973, beide in KELLER 1992) und auch heute wird in diesem Bereich geforscht (SCHWEIZERISCHER NATIONALPARK 2012).

Solifluktionsloben können an vielen Stellen des SNP gesehen werden. In der VMu befinden sich am Nordhang mehrere Solifluktionsloben. FURRER et al. (1971) untersuchten ausführlich die Form und die Bewegung der Solifluktionsdecken, sogenannten Erdströmen, in der Gegend des Munt Chavagl und Munt Buffalora. Erdströme sind 30 bis 50 m lange Erdzungen (TRÜMPY et al. 1997). GAMPER (1981) erforschte die solifluidalen Bewegungen und deren Mechanismen in den Erdströmen. Die Girlandenrasen, die z.B. in der VdB besonders gut ausgeprägt sind (ROBIN 2009), werden durch Solifluktion oberhalb der Waldgrenze hervorgebracht. In weiten Teilen des SNP kommt Permafrost in Höhenlagen über 2000 m vor (TRÜMPY et al. 1997). Die Liste der hier genannten Arbeiten ist keineswegs vollständig und soll nur beispielhaft die geomorphologischen Forschungsarbeiten im SNP zeigen.

Pleistozäne und Holozäne Vergletscherung in Gebiet des Schweizer Nationalparks

Während des Pleistozäns waren lediglich die Gipfel im SNP nicht mit Eis bedeckt. Die Gleichgewichtslinie lag vermutlich auf einer Höhe zwischen 1600 und 1800 m. Die glaziale Übertiefung der Alpentäler im Engadin geschah wahrscheinlich während der Riss-Eiszeit vor 150 000 Jahren, welche die vorletzte war. Die meisten glazialen Formen, die heute im Gebiet des SNP sichtbar sind, wurden während der letzten Eiszeit, der Würm-Eiszeit von 110 000 bis 12 000 Jahre vor heute, geformt. Formen aus älteren Eiszeiten wurden stark überprägt. Bis in eine Höhe von etwa 2600 m, im Unterengadin bis ca. 2400 m, wurden die unteren Hangpartien abgerundet. In den höheren Lagen blieben dagegen die scharfen Grate erhalten. Das Oberengadiner Eis staute sich während der Würm-Eiszeit in der Talenge zwischen Zernez und Susch. Ein Teil der Eismassen floss über den Ofenpass in den Vinschgau. Das Inn-Eis drang damals weit in die Nebentäler ein. Dies kann heute durch sich dort befindende Granitblöcke aus dem Bernina-Gebiet nachgewiesen werden (TRÜMPY et al. 1997). In der Val Trupchun befinden sich im unteren Teil des Tals mehrere erratische Blöcke (TRÜMPY et al. 1997 und DÖSSEGER 1987). Moränenwälle des Höchststandes der letzten Eiszeit vor ca. 20 000 Jahren sind in den Haupttälern nur undeutlich vorhanden. Spuren von Lokalgletschern sind dagegen besser erhalten (TRÜMPY et al. 1997). Heute ist weniger als 1 % der Fläche mit Gletschereis bedeckt (DOLDER UND DOLDER 1979).

Beide Untersuchungsgebiete sind stark durch die Vergletscherungen im Pleistozän geprägt, jedoch unterscheiden sie sich deutlich voneinander. Im oberen Bereich der VdB sind die Hänge mit großen Mengen an Moränenmaterial bedeckt. Das Tal hat insgesamt einen eher V-förmigen Querschnitt. Das Längsprofil des Gerinnes ist konkav und weist keine Stufen auf, was für glazial geprägte Täler typisch wäre. D.h. die Form des Tales wurde nicht oder nur in geringem Maße durch glaziale Prozesse im Pleistozän verändert oder die Überprägung hatte nur eine geringe Persistenz. Es ist allerdings noch viel Moränenmaterial vorhanden. In der VMu ist Moränenmaterial heute nur noch an einzelnen, geschützten Stellen und in gerin-

gen Mengen vorhanden. Jedoch ist hier die Form des Tales anhaltend durch die Gletscher überprägt worden. Vor allem im oberen Bereich nach dem Orientierungswechsel ist das Tal durch einen U-förmigen Talquerschnitt charakterisiert. Das Längsprofil in der VMu ist durch zwei Stufen gekennzeichnet. Im obersten Bereich des Tales befindet sich ein Kar, das als typische Felsnische eines kleineren lokalen Gletschers erkennbar ist (TRÜMPY et al. 1997). In diesem Kar liegt heute ein See. Zwischen dem See und der zweiten Stufe (Hängetal) und dem Bereich, der durch ein alluviales Gerinne geprägt ist, befinden sich steile Bereiche aus Fels, in die sich das Gerinne eingeschnitten hat. Ein gestuftes Längsprofil, Kare, Hängetäler und die U-Form des Tales mit übersteilten Hängen sind typisch für ehemals vergletscherte Gebiete, die durch glaziale Erosion und den Fluss des Eises geformt wurden (BRARDINONI UND HASSAN 2006).

5.5 Menschlicher Einfluss

Das Gebiet des SNP war schon vor 5000 Jahren von Menschen bewohnt und wurde bis zur Gründung vorwiegend bergbaulich, forstwirtschaftlich und landwirtschaftlich genutzt. Ab dem 11. Jahrhundert war die Region für ca. 600 Jahre das Zentrum des Bergbaus. Sowohl für den Bergbau und die Schmelzöfen als auch für die Salzbergwerke von Hall wurde sehr viel Holz benötigt. Noch im 19. Jahrhundert fanden Kahlschläge statt, die im Gebiet des Ofenpasses besonders deutlich zu sehen sind. Als Folge wachsen dort einförmige Bergföhrenwälder. Außer dem Bergbau und der Forstwirtschaft wurde das heutige Gebiet von der Landwirtschaft geprägt (ROBIN 2009). Einen detaillierten Überblick über die Waldnutzung im Gebiet des SNP gibt PAROLINI (1995).

Heute wird durch die Schutzbestimmungen des Parks der Einfluss des Menschen gering gehalten. Allerdings haben Klimawandel, Luftverschmutzung und Infrastruktur Auswirkungen auf die Natur. Die Erwärmung als Folge des anthropogenen Klimawandels betrifft auch den SNP (Kapitel 5.3). Die Fließgewässer im SNP werden heute genutzt, um Wasserenergie zu gewinnen, was Auswirkungen auf die Biologie und Form der entsprechenden Bäche hat. Die Ofenpassstraße ist eine wichtige Verkehrsader und belastet den SNP mit den Lärm- und Schadstoffemissionen der Verkehrsmittel. Zuletzt ist der Mensch als Besucher des Parks zu nennen, der das Bild durch Müll, Ausscheidungen und Abgase verändert (ROBIN 2009).

6 Ergebnisse

Die Ergebnisse der Datenerhebung und -auswertung mit den in Kapitel 4 vorgestellten Methoden werden im Folgenden beschrieben. Besonderheiten und Trends werden herausgestellt. In beiden Untersuchungsgebieten wurden dieselben Methoden angewandt, um Vergleichbarkeit zu ermöglichen. Beziehungen, die zwischen den Einzelergebnissen bestehen, sowie eine ausführliche Diskussion und Bewertung der Ergebnisse erfolgt im anschließenden Kapitel. Zuerst werden die Ergebnisse der Kartierung der Gerinneabschnitte und Hang-Gerinne-Kopplungen beschrieben, um darauf aufbauend die Quer- und Längsprofile zu erläutern. Im Anschluss werden die Ergebnisse der Auswertung der Pebble Count Daten präsentiert. Sowohl für dieses Kapitel, wie auch für die Diskussion ist es empfehlenswert, die beigelegten Karten zu beachten, um die Gerinneabschnitte sowie die Hang-Gerinne-Kopplungen räumlich einordnen zu können. Die EZG-Größen der großen Murgänge in beiden EZG werden in Kürze zusammengefasst.

6.1 Unterteilung der Gerinne in Abschnitte und Kartierung der Kopplungen

Die Gerinne in der VdB und in der VMu wurden in 12 respektive 17 Gerinneabschnitte unterteilt. Für jeden Gerinneabschnitt wurden Start- und Endkoordinaten, Länge, Höhe (Minimum und Maximum), durchschnittliche Gerinneneigung, durchschnittlicher k_{st} -Wert, EZG-Größe, Gerinnetyp, Murgänge, Kopplungen und LWD im Gelände bzw. mit ArcGIS bestimmt. Alle Werte sind in Übersichtstabellen aufgeführt (Anhang C 3 und Anhang C 4). Die einzelnen Gerinneabschnitte sind in den beigelegten Karten eingezeichnet (Anhang B 8 bis Anhang B 11) und werden im Folgenden ausführlicher beschrieben.

Die Hang-Gerinne-Kopplungen wurden entlang des Hauptgerinnes in beiden Untersuchungsgebieten aufgenommen und nach dem vorgestellten Schema in Kapitel 4.2.3 systematisiert. In Übersichtstabellen werden für jeden Bereich des Hanges das gekoppelte Element bzw. der Puffer, die Kopplungsart, die Prozessgruppe und der Prozess, die Aktivität sowie die Kopplungseffektivität angegeben (Anhang C 5 und Anhang C 6). Kopplungsart und -effektivität sind in den beigelegten Karten kartographisch dargestellt. Die Prozesse am Hang wurden in Prozessgruppen eingeteilt und bestimmt (Anhang C 1). Jeder der im Anhang aufgeführten Prozesse wurde für mindestens eine Hang-Gerinne-Kopplung identifiziert. Für die einzelnen Prozesse wurden die durchschnittlichen Kopplungseffektivitäten mit den Standardabweichungen berechnet (Tabelle 9). Anhand der Ergebnisse zeigt sich, dass die durchschnittliche Kopplungseffektivität zum Gerinne für Hangbereiche an denen Murgangprozess wirken, am höchsten ist. Der Mittelwert der Kopplungseffektivität für diesen Prozess liegt für beiden Täler zusammengefasst bei 3,67. Die durchschnittliche Kopplungseffektivität für den Prozess Steinschlag liegt bei 1,03 und ist damit am niedrigsten. Die Bereiche, die an das Gerinne grenzen, wurden je nach Kopplungsart als gekoppeltes oder entkoppelndes Element bezeichnet und genauer bestimmt (Anhang C 2). Die gekoppelten Elemente sind Bereiche des Hanges. Puffer befinden sich zwischen Hang und Gerinne, sodass kein Sedimenttransfer zwischen den beiden stattfinden kann. Für die kartographische Darstellung wurden die gekoppelten Hangbereiche und Puffer in Klassen zusammengefasst (Anhang C 2, Anhang B 9 und Anhang B 11).

Tabelle 9: Durchschnittliche Kopplungseffektivität und Standardabweichung für die primären Kopplungsprozesse (Kopplungseffektivität: 0 - keine Kopplung, 1 bis 5 - sehr gering bis sehr hoch)

Prozess	VMu		VdB		Gesamt	
	Anzahl	Kopplungseffektivität $\bar{x} \pm \sigma$	Anzahl	Kopplungseffektivität $\bar{x} \pm \sigma$	Anzahl	Kopplungseffektivität $\bar{x} \pm \sigma$
Lawine	0	-	1	3,00 ± 0,00	1	3,00 ± 0,00
Murgang	29	3,59 ± 0,87	7	4,00 ± 1,00	36	3,67 ± 0,89
Spül- und Kriechprozesse	20	1,40 ± 0,60	16	1,38 ± 0,62	36	1,39 ± 0,60
Steinschlag	26	1,00 ± 0,00	6	1,17 ± 0,41	32	1,03 ± 0,18
Unterscheidung	8	2,00 ± 0,00	3	2,00 ± 0,00	11	2,00 ± 0,00

6.1.1 Val dal Botsch

Die Ova da Val dal Botsch hat eine Gesamtlänge von ca. 3560 m (Anhang E 1, F). Entlang des Gerinnes wurden die Hang-Gerinne-Kopplungen kartiert und deren Eigenschaften aufgenommen. In den beigelegten Karten sind die Kopplungseffektivität (Anhang B 8) und die Kopplungsart der einzelnen Hang-Gerinne-Kopplungen (Anhang B 9) dargestellt. Die Gerinneabschnitte sowie die Lage der Querprofile und Pebble Counts sind in beiden Karten aufgeführt. Die sich anschließende Beschreibung des Gerinnes und der Hang-Gerinne-Kopplungen bezieht sich auf die im Gelände aufgenommenen Daten, die vollständig in Anhang C 3 und Anhang C 5 aufgelistet sind. An dieser Stelle werden nur die relevanten Informationen zusammengefasst.

Die VdB kann in drei Talsegmente unterteilt werden: Das untere Talsegment ist vor allem durch ein Gerinne, welches sich in den alluvialen Fächer einschneidet, gekennzeichnet (Abschnitt 1 bis 3). Das mittlere Talsegment wird hauptsächlich durch ein fluvial geprägtes Gerinne, in das der Schutthalden-Murkegel-Komplex und Murgang 13 münden, charakterisiert (Abschnitt 4 bis 7). Das oberste Talsegment wird durch hangial beeinflusste Gerinne und Murgangprozesse dominiert (Abschnitt 8 bis 12). Das Talquerprofil der Val dal Botsch ist im oberen Bereich V-förmig. Im unteren Teil des Tals konnte kein Querprofil bestimmt werden, da das Tal nicht durch Talflanken begrenzt wird.

Die **Abschnitte 1 bis 3** der Ova da Val dal Botsch sind in den alluvialen Fächer eingeschnitten. Für alle drei Abschnitte ist die Gerinneneigung ähnlich. Da die drei Abschnitte nicht entsprechend den Gerinnetypen von MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) klassifiziert werden konnten, wurde ein neuer Typ *alluvialer Fächer* eingeführt. Dieser Typ ist durch ein relativ schmales, sich einschneidendes Gerinne, das nicht durch Talflanken begrenzt wird, gekennzeichnet (Anhang E 1, A). Im Gerinne sind, ähnlich dem Cascade Gerinnetyp, keine regelmäßigen Gerinnebettformen erkennbar; das Gerinnebettmaterial besteht v.a. aus Geröll und Blöcken. Einzelne Partikel und das Ufer sind die dominierenden Rauigkeitselemente. Die dominierende Sedimentquelle ist fluvial (Ufererosion und -einsturz). Die Abstände zwischen Pools sind variabel (diagnostische Merkmale des Gerinnetyps in Anlehnung an Tabelle 2). Anzeichen für Murgänge im Hauptgerinne sind nicht vorhanden, d.h. der Gebirgsbach ist in diesem Bereich durch fluviale Prozesse geformt. In allen drei Abschnitten befinden sich große Mengen an LWD. Teilweise sind diese stark durch

Abrasion gekennzeichnet, teilweise noch vollkommen intakt und folglich erst kürzer im Gerinne. Hinter Baumstämmen sammeln sich große Sedimentmengen und stellenweise bilden sich gezwungene Stufen (Anhang E 1, B). Da die derzeitige Tieferlegung den Gerinnetyp stärker prägt als die gezwungenen Stufen, wurde der neue Gerinnetyp eingeführt. Der Abfluss im Gerinne war während der Geländearbeiten sehr gering.

In **Abschnitt 1** ist das Gerinne im Bereich der Mündung anthropogen verändert. Ein künstlicher, befestigter Knickpunkt wurde hier angelegt und die Seitenwände des Gerinnes verbaut (Kopplung (K) #1 und #2). Flussaufwärts ist das Gerinne auf beiden Seiten nicht an einen Hang gekoppelt, sondern es schneidet sich in den alluvialen Fächer ein (K#3 und #4). **Abschnitt 2** unterscheidet sich nur wenig von Abschnitt 1. Die Einschneidung in den fluvialen Fächer ist geringer und die Stärke der Uferunterscheidung variiert. Im Gerinnebett ist mehr Material in Bänken gespeichert. Die alluvialen Ablagerungen auf der linken Gerinneseite (Angaben zur Gerinneseite beziehen sich auf orographisch rechte oder linke Seite) werden in diesem Bereich schmaler, da die Distanz zum Hang kleiner wird (K#5). In **Abschnitt 3** beginnt auf der rechten Gerinneseite der Einfluss des Murkegels des Schutthalden-Murkegel-Komplexes (K#6). Der untere Bereich des Murkegels ist nicht aktiv und mit Wald bewachsen. Der genaue Übergang vom alluvialen Fächer zum Murkegel konnte nicht bestimmt werden, weil der Bereich mit Wald bewachsen und kein eindeutiger Neigungswechsel vorhanden ist. Das Ausmaß wurde anhand von Murgangablagerungen im Wald abgeschätzt. Materialeintrag in das Gerinne findet in allen drei Abschnitten nur durch Einschneidung und Uferunterschneidung (fluviale Prozesse) statt.

Der Gerinnetyp von **Abschnitt 4** wurde als Step Pool Gerinne bestimmt. Die Stufen sind sehr niedrig. Im Gerinne ist LWD in geringen Mengen vorhanden und dadurch der Einfluss auf die Gerinneform schwach. An der Grenze von Abschnitt 3 und 4 befindet sich das obere Ende des alluvialen Fächers. Das Gerinne ist nicht mehr in den fluvialen Fächer eingeschnitten und deutlich breiter als in Abschnitt 1 bis 3. Material wird in diesem Abschnitt akkumuliert, da oberhalb viel Material durch den Schutthalden-Murkegel-Komplex eingetragen wurde. Auf der rechten Gerinneseite befindet sich der inaktive Bereich des Murkegels (K#6) und auf der linken Gerinneseite wird Materialeintrag vom Hang teilweise durch Murgangablagerungen, die vom Schutthalden-Murkegel-Komplex stammen, verhindert (K#7). Entsprechend den verschiedenen aktiven Bereichen des Murkegels (rechte Gerinneseite) sind die Ablagerungen auf der linken Gerinneseite unterschiedlich stark mit Vegetation bewachsen.

Abschnitt 5 liegt am aktiven Bereich des Murkegels des Schutthalden-Murkegel-Komplexes (K#9 und K#10). An Kopplung #9 ist vor wenigen Jahren eine Lawine abgegangen. Sie hat Sediment und viel LWD in das Gerinne transportiert. Die Spuren sind deutlich zu erkennen (Anhang E 2, A). Kopplung #10 ist der aktive Bereich des Murkegels. Hier wurde 1999 durch einen Murgang viel Material in das Gerinne eingetragen (Anhang E 2, B). Sowohl K#9 und K#10 liefern stochastisch Sediment in das Gerinne. Die Koppelungseffektivität durch K#9 wurde als mittel und die von K#10 als hoch eingestuft. Der Gerinnetyp des Abschnitts wurde als Step Pool bestimmt, jedoch ist das Gerinne tief in Murgangablagerungen einge-

schnitten (Anhang E 1, C). Das Murgangmaterial, das im Gerinne abgelagert ist, ist unterschiedlich stark verwittert. Auf der linken Seite ist das Gerinne nicht an den Hang gekoppelt (K#8), da hier die Murgangablagerungen, die vom Schutthalden-Murkegel-Komplex auf der rechten Seite stammen, als Puffer wirken.

Der Gerinnetyp von **Abschnitt 6** wurde als Cascade/Step Pool (Übergangsform) klassifiziert, weil Stufen vorhanden, nicht aber entlang des gesamten Abschnitts ausgeprägt sind. Der Abschnitt reicht vom oberen Ende des aktiven Murkegels auf der rechten Seite bis an das obere Ende des Murkegels von Murgang 13 (K#13). Auf der rechten Seite ist das Gerinne bis zu K#13 nicht an den Hang gekoppelt. Materialeintrag findet in geringen Mengen durch fluviale Unterschneidung der fluvialen und hangialen Ablagerungen statt. Der primäre Sedimenteintrag ist stochastisch durch Murgang 13 (Anhang E 2, C). Die Konnektivität dieser Kopplung ist sehr hoch. Von der linken Gerinneseite wird weniger Material eingetragen. Durch den erhöhten Sedimenteintrag vom Schutthalden-Murkegel-Komplex (Abschnitt 5) wurde das Gerinne aus seiner ursprünglichen Position gedrängt, aber es hat sich anschließend dort wieder eingeschnitten. Zwischen den Bäumen ist der Boden mit fluvialem Sediment bedeckt. Oberhalb (K#15-16) befindet sich ein Murkegel; Murgänge haben jedoch schon längere Zeit nicht mehr das Gerinne erreicht. Im Bereich vom K#17 bis K#20 ist anstehendes Gestein, das teilweise mit Hangschutt bedeckt ist, an das Gerinne gekoppelt. Geringe Mengen an Material werden durch Hangabtragsprozesse und Steinschlag eingetragen.

Abschnitt 7 ist ein Cascade Gerinne. Für diesen Abschnitt war im Gelände nur schwer erkennbar, ob Murgänge im Hauptgerinne fließen, da keine eindeutigen Zeichen wie Levees oder Terrassen aus Murgangmaterial vorhanden sind. Es wird davon ausgegangen, dass Material im Gerinne nicht mehr durch Murgänge, sondern durch hyperkonzentrierte Flüsse und Hochwasser transportiert wird. Murgänge bleiben im Gerinne flussaufwärts stecken. Auf beiden Seiten ist anstehendes Gestein, das teilweise mit Hangschutt bedeckt ist, an das Gerinne gekoppelt. Der Sedimenteintrag ist gering.

Die **Abschnitte 8 bis 12** wurden als hangial beeinflusste Gerinne klassifiziert, da in allen Abschnitten deutliche Zeichen vorhanden sind, dass Murgänge durch das Hauptgerinne fließen. In **Abschnitt 8** befindet sich viel Murgangmaterial, in welches das Gerinne eingeschnitten ist (Anhang E 1, D). Der obere Teil des Abschnitts ist stärker durch Murgänge geprägt als der untere. Von rechts münden zwei Murgänge (K#25 und K#30) in das Hauptgerinne. Die Kopplungseffektivität ist mittel bzw. hoch. Murgang 30 können Levees, die im Gerinne abgelagert sind, zugeordnet werden (Anhang E 2, D). Der Murgang endet also nicht an der Mündung, sondern kann im Hauptgerinne weiter fließen. Die Murgangablagerungen im Gerinne stammen nicht nur von Murgang 30, sondern auch von Muren, die ihren Ursprung gerinneaufwärts im Hauptgerinne haben. Neben den Murgängen ist beidseitig anstehendes Gestein, teilweise mit Hangschutt bedeckt, an das Gerinne gekoppelt, das nur wenig Sediment einträgt (geringe Konnektivität).

Ebenso wie Abschnitt 8 ist **Abschnitt 9** durch große Mengen an Murgangablagerungen in Form von Levees bzw. Terrassen im Flussbett geprägt, aber das Gerinne ist tiefer eingeschnitten. Daher fließt es teil-

weise über anstehendes Gestein. Die Murgangablagerungen befinden sich hauptsächlich auf der rechten Gerinneseite und wirken als Puffer zum Hang (K#32). Auf der linken Gerinneseite ist anstehendes Gestein, teilweise mit Hangschutt bedeckt, an das Gerinne gekoppelt (K#29). Material wird durch Hangabtragsprozesse und Steinschlag in das Gerinne geliefert. Die Konnektivität ist sehr gering.

In **Abschnitt 10** fließt das Gerinne teilweise über anstehendes Gestein. Im Gerinne befindet sich Murgangmaterial, aber es sind keine Levees und Terrassen wie in Abschnitt 8 und 9 abgelagert (Anhang E 1, E). Kopplung #41 ist ein Murgerinne, das größere Mengen Material stochastisch ins Gerinne liefert; die Konnektivität ist hoch. Der Materialeintrag durch andere Hang-Gerinne-Kopplungen ist niedrig.

Der Beginn von **Abschnitt 11** wird durch eine Zunahme der großen Blöcke markiert. Von der linken Hangseite werden nur geringe Sedimentmengen in das Gerinne geliefert. Auf der rechten Seite reichen bei K#44 kleinere Murgerinne an das Hauptgerinne; die Konnektivität ist mittel. Vom anstehenden Gestein gerinneaufwärts wird Material, auch große Blöcke, durch Steinschlag eingetragen.

Abschnitt 12 ist der oberste Abschnitt des Hauptgerinnes in der VdB. Entlang dieses Abschnitts wurden keine Hang-Gerinne-Kopplungen kartiert, da es sich um ein reines Murgerinne handelt. Anzeichen für fluviale Prozesse sind nicht vorhanden. Das Gerinne führte während der Feldarbeiten kein Wasser.

6.1.2 Val Müschauns

Die Ova da Müschauns, die das Untersuchungsgebiet VMu entwässert, wurde auf einer Länge von ca. 5420 m untersucht. Das Gerinne erstreckt sich von der Mündung in die Ova da Trupchun bis an den Lai da Müschauns. Wie für das Untersuchungsgebiet VdB sind die Hang-Gerinne-Kopplungen (Kopplungseffektivität und -art), die Gerinneabschnitte und die Lage der Pebble Counts und Querprofile in den beigelegten Karten (Anhang Anhang B 10 und Anhang B 11) dargestellt. Die im Gelände aufgenommenen Daten für die VMu sind vollständig in Anhang C 4 und Anhang C 6 aufgelistet. Im Folgenden werden ausschließlich die wichtigsten Eigenschaften und Kopplungen beschrieben.

Das Tal kann ebenfalls in drei Talsegmente unterteilt werden: das untere Tal mit den Abschnitten 1 bis 8, das mittlere Talsegment mit den Abschnitten 9 bis 13 und den oberen Teil ab Abschnitt 14. Im unteren Talsegment wird das Gerinne v.a. durch einmündende Murgänge beeinflusst. Das Ende des unteren Segments wird durch den Orientierungswechsel des Tals markiert. Im mittleren Tal wird die linke Gerinneseite durch den Schutthalden-Murkegel-Komplex gekennzeichnet. Das obere Tal ist durch Stufen und dazwischen liegende Ebenen charakterisiert. Entsprechend der Dreiteilung des Tals wurden drei Querprofile für die VMu angelegt. Während das Tal im unteren Teil einen V-förmigen Querschnitt aufweist, geht es im mittleren Teil nach dem Orientierungswechsel in einen U-förmigen Querschnitt über. Auch der obere Teil des Tales ist durch eine U-Talform geprägt.

Die ersten drei Gerinneabschnitte weisen alle einen Step Pool Gerinnetyp auf. Es befindet sich LWD im Gerinne, in Abschnitt 2 und 3 jedoch nur geringe Mengen. In **Gerinneabschnitt 1** hingegen werden manche der Stufen durch LWD gebildet. Auf beiden Gerinneseiten wird nur wenig Material vom Hang in das Gerinne eingetragen.

In **Abschnitt 2** ist links und rechts vor allem anstehendes Gestein, das teilweise mit Hangschutt bedeckt ist, an das Gerinne gekoppelt. In diesen Bereichen ist die Kopplungseffektivität sehr gering bis gering. Im unteren Bereich ist der mit Hangschutt bedeckte Hang aufgrund fluvialer Ablagerungen, die als Puffer wirken, nicht an das Gerinne gekoppelt. Das Material wird im geschützten Bereich gerinneabwärts einer Engstelle abgelagert. An K#9 und K#10 sind zwei kleinere Murgänge an das Hauptgerinne gekoppelt. Es besteht jeweils eine mittlere Kopplungseffektivität.

Der Beginn von **Abschnitt 3** ist durch eine Engstelle bestimmt, die durch anstehendes Gestein zustande kommt. Das Ende des Abschnitts befindet sich direkt oberhalb von Murgang 15, der von links in das Hauptgerinne mündet. Unterhalb des Murkegels ist der Hang nicht an das Gerinne gekoppelt, da Material in dieser geschützten Position abgelagert ist. Die Kopplungseffektivität des Murgangs ist hoch und es werden stochastisch größere Sedimentmengen in das Gerinne eingetragen. Auf der rechten Gerinneseite ist vor allem anstehendes Gestein, das teilweise mit Hangschutt bedeckt ist, an das Gerinne gekoppelt.

In Abschnitt 4 bis 8 befinden sich geringe Mengen LWD im Gerinne, das nur in geringem Maße und sehr kleinräumig Einfluss auf das Gerinne hat. **Abschnitt 4** beginnt direkt oberhalb von Murgang 15 und endet oberhalb der beiden Murgänge (K#20 und #22), die von rechts in das Gerinne münden (Anhang E 3, A). Das Gerinne ist durch einen Cascade/Step Pool Übergangstyp gekennzeichnet. Auf der linken Gerinneseite (K#18 und #19) ist anstehendes Gestein an das Gerinne gekoppelt. Geringer Materialeintrag findet vor allem durch Steinschlag statt.

Abschnitt 5 ist ebenfalls durch einen Cascade/Step Pool Typ gekennzeichnet. Auf der rechten Seite wird der Materialeintrag durch Murgang 25 dominiert. Material wird stochastisch mit hoher Kopplungseffektivität ins Gerinne eingetragen. Flussabwärts von Murgang 25 ist der Hang aufgrund von alluvialem und hangialem Material nicht an das Gerinne gekoppelt. Von der linken Seite mündet ein weiterer Murgang in das Gerinne (K#27), der jedoch weniger Material als K#25 einträgt. Neben den Murgängen werden geringe Materialmengen durch Steinschlag eingetragen.

Abschnitt 6 ist durch ein Cascade Gerinne charakterisiert. Vom Hang rechts liefert Murgang 31 stochastisch sehr große Materialmengen und Blöcke in das Gerinne (Anhang E 3, C; Anhang E 4, B und C). Ansonsten werden von rechts nur geringe Mengen Sediment ins Gerinne transportiert. Gerinneabwärts des Murkegels ist der Hang durch hangiale und alluviale Ablagerungen nicht an das Gerinne gekoppelt. Von der linken Gerinneseite wird der Materialeintrag durch Murgang 32 dominiert. Die Kopplungseffektivität der beiden Murgänge ist sehr hoch.

Gerinneabschnitt 7 wird durch einen Step Pool Typ ausgemacht. Der Abschnitt beginnt direkt oberhalb von Murgang 32. Auffällig ist die Abnahme der Neigung im Vergleich zu Abschnitt 6 (Kapitel 6.3). Von den Hängen werden nur geringe Sedimentmengen in das Gerinne eingetragen. Die Hang-Gerinne-Kopplungen werden durch anstehendes Gestein, das teilweise mit Hangschutt bedeckt ist, und kleinen Murgängen charakterisiert. Schmale fluviale Terrassen führen dazu, dass die Hang-Gerinne-Kopplungen

teilweise entkoppelt sind. Der Materialeintrag wird nur teilweise gepuffert. Der Ursprung dieser fluvialen Terrassen ist nicht geklärt.

Gerinneabschnitt 8, ein Cascade Gerinne (Anhang E 3, D), kann aufgrund der Neigungszunahme klar vom flussabwärts liegenden Abschnitt abgegrenzt werden (Kapitel 6.3). Der wichtigste Materialeintrag findet durch Murgang 50 statt, der am Ende des Abschnitts auf der rechten Seite liegt (Anhang E 4, D). Der Materialeintrag ist stochastisch und sehr hoch. Des Weiteren wird Material in geringer Menge durch kleine Murgänge sowie durch Steinschlag und Hangabtragsprozesse in das Gerinne geliefert. Die Kopplungseffektivität ist sehr gering bis mittel. Schmale Terrassen entkoppeln Hang und Gerinne teilweise.

Zwischen Abschnitt 8 und 9 befindet sich der Orientierungswechsel des Tals, d.h. ab Abschnitt 9 beginnt das mittlere Talsegment der VMu. Der Beginn von **Abschnitt 9** ist durch eine markante Abnahme der durchschnittlichen Neigung charakterisiert (Kapitel 6.3). Er beginnt oberhalb des Mündungsbereichs von Murgang 50 in das Hauptgerinne und wird durch einen Step Pool Typ gekennzeichnet (Anhang E 3, B). Es wird nur wenig Material von den Hängen ins Gerinne eingetragen.

Abschnitt 10 ist durch einen Cascade Typ gekennzeichnet. Die Neigung ist wiederum deutlich steiler als in Abschnitt 9. Auf der rechten Hangseite befindet sich ab Abschnitt 10 der Schutthalden-Murkegel-Komplex, der den rechten Hang des mittleren Talsegments kennzeichnet. Der Komplex ist aufgrund von Unterschieden in der Kopplungseffektivität und Kopplungsart in verschiedene Bereiche unterteilt (Anhang E 4, F). An Stellen, wo Murgänge das Gerinne nicht erreichen können, ist die Kopplungseffektivität gering (K#53 bis #56, #62, #65). Reichen Murgänge bis an das Gerinne, ist sie dagegen hoch (K#60 und #64). Insgesamt erstreckt sich der Komplex über die Abschnitte 10 bis 13. Auf der linken Gerinneseite von Abschnitt 10 wird nur wenig Material eingetragen. Das Ende des Abschnitts wird durch einen Knickpunkt markiert. Oberhalb des Knickpunkts ist die Neigung geringer.

In **Abschnitt 11** ist ein Step Pool Gerinne ausgebildet. Von der linken Hangseite werden nur geringe Mengen Material ins Gerinne transportiert. In **Abschnitt 12** mündet links Murgang 63 (Anhang E 4, E). Die Kopplungseffektivität ist sehr hoch. Der Murgang fließt auch im Gerinne weiter, was anhand der vorhandene Levees deutlich wird. Das Gerinne ist durch einen Step Pool Typ gekennzeichnet (Anhang E 3, D). An das Gerinne in **Abschnitt 13** ist nur im untersten Bereich der Schutthalden-Murkegel-Komplex gekoppelt (K#65). Flussaufwärts münden die Murgänge 66 und 67 in das Hauptgerinne. Da die beiden Murgänge spitzwinklig in das Hauptgerinne münden, können sie dort noch weiter fließen und Levees ablagern. Die Konnektivität beider ist sehr hoch. K#66 und #67 liegen sehr nah zusammen und die Mündungsbereiche überschneiden sich. Auf der linken Gerinneseite an K#68 sind hangiale Ablagerungen und Moränenmaterial an das Gerinne gekoppelt. Der Materialeintrag wird teilweise durch fluviale Terrassen gepuffert. Bei K#69 mündet ein weiterer Murgang in das Gerinne; die Kopplungseffektivität ist hoch.

Abschnitt 14 ist wie auch Abschnitt 13 ein Cascade/Step Pool Gerinne; das Gefälle ist jedoch deutlich höher. Der Abschnitt ist der Übergang zum Bedrock Gerinne bzw. vom mittleren zum oberen Talsegment; auf der linken Gerinneseite ist vor allem anstehendes Gestein (K#71 und #75) an das Gerinne ge-

koppelt. Am Beginn von Abschnitt 14 mündet auf der linken Gerinneseite ein murfähiger Tributär (K#72). Gerinneaufwärts sind große Sedimentmengen abgelagert, die an das Gerinne gekoppelt sind (K#74). Materialeintrag erfolgt vor allem durch dessen fluviale Unterscheidung. Der Ursprung des Sedimentkörpers ist nicht eindeutig. Daher wurde dies nicht genauer spezifiziert.

Gerinneabschnitt 15 ist ein Bedrock Typ, der durch eine hohe durchschnittliche Neigung gekennzeichnet ist. Entlang der gesamten Länge ist anstehendes Gestein auf beiden Seiten an das Gerinne gekoppelt (K#76 bis #78). Der daran anschließende **Abschnitt 16** befindet sich auf einer Ebene. Daher ist die Neigung besonders gering. Es ist ein Plane Bed Typ ausgebildet (Anhang E 3, F). Auf der linken Seite ist der Abschnitt über einen Großteil der Länge nicht an den Hang gekoppelt (K#80). Zwischen Hang und Gerinne ist am Hangfuß hangiales und alluviales Material abgelagert. Vom Hang auf der rechten Seite wird relativ betrachtet mehr Material eingetragen, im Vergleich zu anderen Abschnitten dennoch wenig (K#81 bis #86). **Abschnitt 17** liegt zwischen der Ebene und dem Lai Müschauns. Er ist wie auch Abschnitt 15 ein Bedrock Gerinne, an das auf beiden Seiten anstehendes Gestein gekoppelt ist (K#88 und #89).

6.2 Querprofile

Die Querprofile sind in Anhang A 2 und Anhang A 3 abgebildet. Die Lage der Querprofile ist in den beigelegten Karten der beiden Untersuchungsgebiete eingezeichnet (Anhang B 8 bis Anhang B 11). An jedem der Querprofile wurde ein Pebble Count durchgeführt (Kapitel 4.2.1).

6.2.1 Val dal Botsch

Die Gerinnequerprofile, die für jeden Abschnitt an einer repräsentativen Stelle aufgenommen wurden, sind in Anhang A 2 für das Untersuchungsgebiet VdB dargestellt. Die Querschnitte der Abschnitte 1 bis 3 haben eine geringe Breite und sind tief in den alluvialen Fächer eingeschnitten. Ab Abschnitt 4 nimmt die Gerinnebreite zu, da am Übergang von Abschnitt 3 zu 4 der alluviale Fächer endet. Die Gerinneabschnitte 8 bis 10 haben wieder eine geringere Breite, da das Gerinne durch anstehendes Gestein auf beiden Seiten begrenzt wird. Für die Abschnitte 11 und 12 wurde kein Querprofil aufgenommen, da in diesem Bereich kaum bzw. keine fluvialen Prozesse auftreten.

Das zu dem Zeitpunkt der Aufnahme wasserführende Gerinne befand sich in Abschnitt 5 zwischen 7 m und 8 m im Querprofil, also nicht an der tiefsten Stelle. Der von rechts kommende Murgang hatte das Gerinne zu einem früheren Zeitpunkt auf die gegenüberliegende Seite des Gerinnes verlagert. Das Gerinne hat sich tief in die Ablagerungen des Murgangs eingeschnitten (Anhang E 1, C). Anhand der Querprofile von Abschnitt 8 und 9 lässt sich erkennen, dass das Gerinne durch die Murgangablagerungen abgedrängt wird. In Abschnitt 8 befinden sich vor allem auf der linken Gerinneseite Levees und terrassenartigen Ablagerungen. Auf der rechten Seite fließt das Gerinne direkt am anstehenden Gestein entlang. In Abschnitt 9 ist es umgekehrt.

6.2.2 Val Müschauns

Die Querprofile für das Gerinne in der VMu sind in Anhang A 3 zusammengefasst. Querprofile konnten nur über die Abschnitte mit alluvialem Gerinnetyp gelegt werden. Die Abschnitte 15 und 17, die ins anstehende Gestein eingeschnitten sind, waren nicht zugänglich. Das Gerinne ist in den meisten Bereichen sehr breit. Gerinneaufwärts nimmt die Gerinnebreite tendenziell ab. In Abschnitt 3 ist das Gerinne im Vergleich zu den oberhalb und unterhalb gelegenen Abschnitten sehr schmal, da auf der rechten Gerinne-seite eine Terrasse abgelagert ist (K#12) und sich der Murkegel von Murgang 15 dort befindet. Das Gerinne wurde auf die rechte Seite verlagert. In den Abschnitten 6, 8 und 14 ist das Gerinne besonders tief. Im Bereich der Abschnitte 6 und 8 mündet jeweils ein großer Murgang, der stochastisch große Sedimentmengen liefert. In diese Ablagerungen hat sich das Gerinne eingeschnitten. Im Querprofil von Abschnitt 13 ist eine Spitze sichtbar. Hierbei handelt es sich um ein Levee von Murgang 66, der im Gerinne abgelagert ist. Das Gerinne fließt vornehmlich auf der linken Seite des Levees und ist in die großen Sedimentmengen, die sich im Gerinne befinden, eingeschnitten. Abschnitt 14 ist der Übergangsbereich vom alluvialen Gerinne zum Bedrock Gerinne. Das Gerinne ist tief in den unspezifizierten Sedimentkörper und das anstehende Gestein eingeschnitten. Auf der Ebene (Abschnitt 16) findet dagegen kaum Tiefenerosion statt (Anhang E 3, F).

6.3 Längsprofile, k_{sn} -Werte und Slope-Area-Diagramme

Im Folgenden werden die Längsprofile und die berechneten Werte des Steilheitskoeffizienten k_{sn} für die Gerinne in den Untersuchungsgebieten VdB und VMu detailliert beschrieben. Anschließend werden die Slope-Area-Diagramme der beiden Gebirgsbäche knapp dargelegt.

6.3.1 Val dal Botsch

Das Längsprofil des Gerinnes in der VdB hat eine konkave Form (Abbildung 16). Neben dem Längsprofil werden in der Abbildung die k_{sn} -Werte und die Gerinneabschnitte mit dem jeweiligen Gerinnetyp dargestellt. Des Weiteren sind die Mündungen von den vier größten Murgängen ins Hauptgerinne markiert (ohne Schutthalden-Murkegel-Komplex; siehe auch Anhang B 6). Der aktive Bereich des Schutthalden-Murkegel-Komplexes mündet bei Abschnitt 5 in das Gerinne. Die durchschnittlichen Neigungen der Abschnitte sind in Anhang C 3 aufgeführt. Die Neigung entlang des Gerinnes in der VdB nimmt mit zunehmender Distanz zur Wasserscheide ab. Das untere Talsegment mit den Abschnitten 1 bis 3 hat ein Gefälle zwischen 12,6 und 11,5 %. Die Neigung von Abschnitt 1 ist aufgrund eines Knickpunkts kurz vor der Mündung in die Ova dal Fuorn höher als die der flussaufwärts liegenden Abschnitte. Hierbei handelt es sich um einen künstlich angelegten Knickpunkt. Diese anthropogene Veränderung hat Einfluss auf die Neigung des Hauptgerinnes im unteren Bereich des Tales. Im mittleren Talsegment treten keine weiteren markanten Knickpunkte auf. Zwischen ca. 850 m und 1600 m Distanz zur Wasserscheide münden vier Murgänge in das Gerinne. Keiner dieser Murgänge hat einen nachweisbaren Einfluss auf die Neigung oder das Längsprofil. Auch der Schutthalden-Murkegel-Komplex hat keine Auswirkungen auf das Längsprofil. Die Neigungen der Abschnitte 10 und 11 sind sehr variabel; die durchschnittliche Neigung beträgt

24,3 bzw. 27,5 %. Im oberen Bereich (Abschnitt 12) bei ca. 150 m Distanz zur Wasserscheide befindet sich ein Knickpunkt. Daher ist die durchschnittliche Neigung in Abschnitt 12 sehr hoch (67,5 %). Im Verlauf des Längsprofils treten keine weiteren Neigungswechsel auf.

Der Steilheitskoeffizient k_{SN} (Formel (7)) spiegelt den Verlauf des Längsprofils wider, da er ein objektives Maß für Veränderungen der Neigung ist (Abbildung 16, Skalierung der k_{SN} -Werte auf der sekundären y-Achse). Für die Berechnung der k_{SN} -Werte sowie die Erstellung des Längsprofils und des Slope-Area-Diagramms wurden folgende Werte in der ArcGIS-Erweiterung Stream Profiler festgelegt: θ_{ref} : -0,45, Glättungsfenster: 10, Messintervall: 2, Auto- k_{SN} -Fenster: 0,025. Das Profil wurde für die Berechnung geglättet und Ausreißer entfernt. Durch die k_{SN} -Werte werden Knickpunkte wie in Abschnitt 12 und 1 besonders deutlich. Die k_{SN} -Werte steigen im obersten Bereich besonders schnell an. Im Bereich der niedrigen Werte befindet sich kein Gerinne. Im weiteren Verlauf zeigen sie die Schwankungen der Neigung in den Abschnitten 10 und 11. Ab Abschnitt 8 nehmen die Werte in geringem Maße konstant ab. Dies spiegelt sich nicht in den durchschnittlichen k_{SN} -Werten, die für die einzelnen Abschnitte berechnet wurden, wider (Anhang C 3), da einzelne hohe Werte den Durchschnitt zu stark beeinflussen.

Das Slope-Area-Diagramm der Ova da Val dal Botsch weist zwei Bereiche auf, die klar voneinander abgegrenzt werden können (Anhang A 10). Zu beachten ist die doppelte logarithmische Skalierung der Abbildung. Der erste Bereich reicht bis zu einer EZG-Größe von ca. 0,005 km² und der zweite Bereich beginnt ab ca. 0,04 km². Zwischen einer EZG-Größe von 0,005 und 0,04 km² sind keine Werte vorhanden. Tendenziell nimmt die Neigung mit steigender EZG-Größe ab.

6.3.2 Val Müschauns

Wie bereits für das Untersuchungsgebiet VdB wird das Längsprofil der Ova da Müschauns mit den k_{SN} -Werten sowie den Gerinneabschnitten und Gerinnetypen dargestellt (Abbildung 17, vgl. Kapitel 6.3.1). In das Hauptgerinne der VMu münden 14 größere Murgänge, die entlang des Längsprofils eingezeichnet sind (siehe auch Anhang B 7). Der Schutthalden-Murkegel-Komplex erstreckt sich über die Abschnitte 10 bis 13. Die durchschnittlichen Neigungen der Gerinneabschnitte sind in Anhang C 4 aufgelistet. Im Gegensatz zum konkaven Längsprofil der Ova da Val dal Botsch, weist das Längsprofil der Ova da Müschauns viele Neigungswechsel und zwei markante Stufen auf. Ein genereller Trend der Zu- oder Abnahme der Neigung entlang des Profils ist nicht vorhanden. Kleinere Knickpunkte, die im Gelände aufgenommen wurden (z.B. am Ende von Abschnitt 10), können entlang des Längsprofils nicht identifiziert werden.

Im Bereich von Abschnitt 1 bis 6 nimmt die Neigung von 10,3 auf 17,2 % konstant zu. Ab Abschnitt 6 ist das Längsprofil durch Neigungswechsel gekennzeichnet. Diese waren für die Unterteilung des Gerinnes in Abschnitte mit ausschlaggebend (Kapitel 6.1). Besonders markante Neigungswechsel befinden sich zwischen den Abschnitten 6 bis 10. Abschnitt 6 hat eine durchschnittliche Neigung von 17,3 %. Oberhalb der Mündungen der Murgänge 31 und 32 in Abschnitt 7 sinkt die Neigung auf 12,6 %.

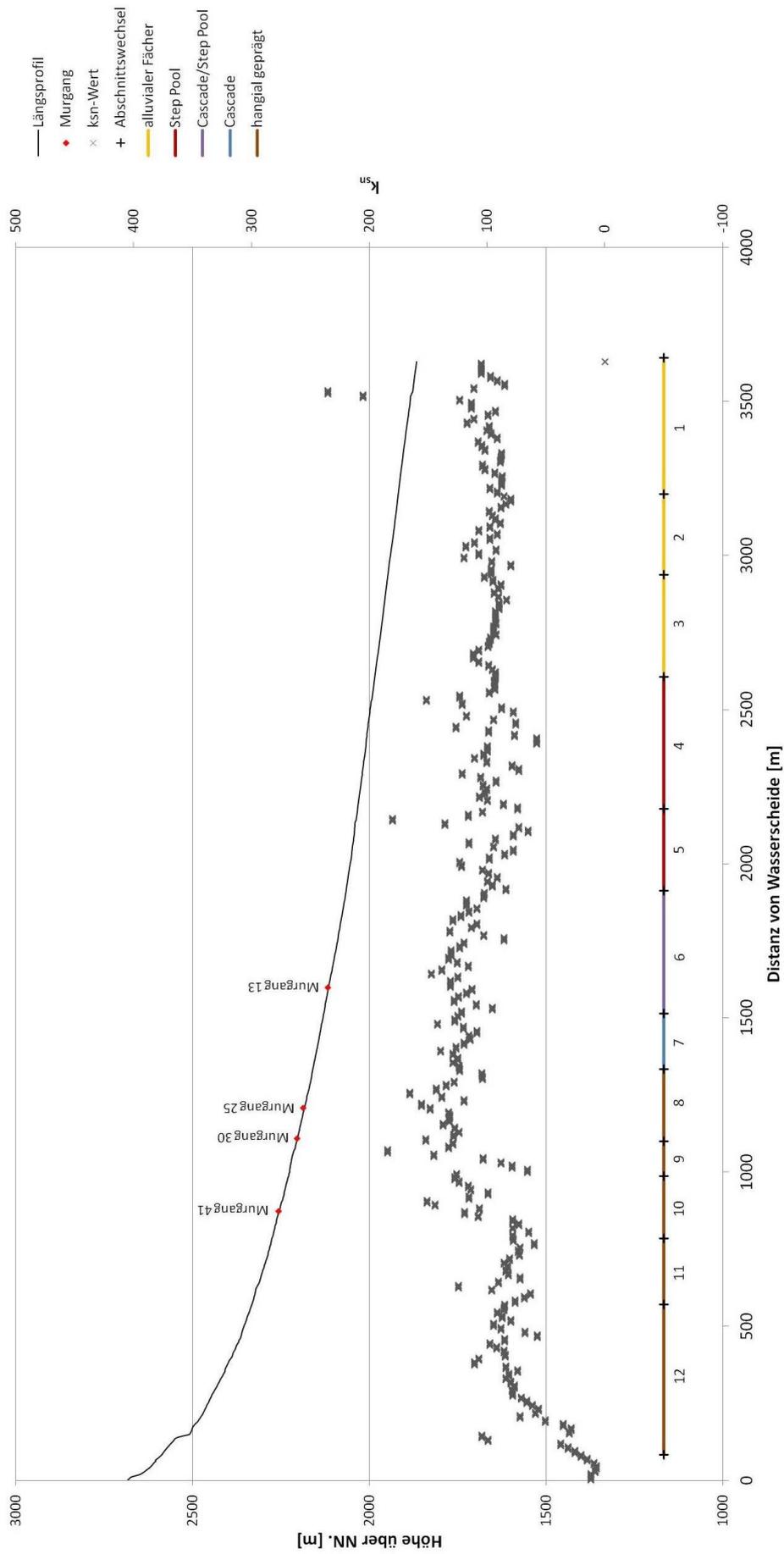


Abbildung 16: Längsprofil und k_{sn} -Werte der Ova da Val dal Botsch (keine Überhöhung)

Die Neigung von Abschnitt 8, in welchen Murgang 50 mündet, steigt wiederum auf 17,7 % und sinkt direkt nach der Mündung in Abschnitt 9 auf 10,1 %. Der gerinneaufwärts liegende Abschnitt hat eine höhere Neigung von 14,0 %.

Ab Abschnitt 9 bis Abschnitt 13 ist das Gerinne durch einen gestreckten Bereich des Längsprofils geprägt. Die durchschnittlichen Neigungen der Abschnitte liegen zwischen 10,1 und 14,0 %. Abschnitt 14 bildet den Übergang vom alluvialen Gerinne mit gestrecktem Längsprofil zum Bedrock Gerinne des oberen Talsegments. Die Abschnitte 17 und 15, die ins anstehende Gestein eingeschnitten sind, haben das höchste Gefälle entlang des Längsprofils. Sie bilden Stufen aus, die das Längsprofil in verschiedene Bereiche unterteilen. Zwischen Abschnitt 15 und 17 befindet sich eine ebene Fläche mit sehr geringen Neigungen (Abschnitt 16). Im Bereich oberhalb von Abschnitt 17 ist kein Gerinne ausgebildet. Auf der Ebene befindet sich der Lai da Müschauns.

Für die Berechnung der k_{sn} -Werte (Formel(7)) und die Erstellung des Längsprofils und des Slope-Area-Diagramms wurden die gleichen Werte wie für die VdB in der ArcGIS-Erweiterung Stream Profiler festgelegt. Allerdings wurde die Größe des Glättungsfensters aufgrund der besseren Qualität des DEM auf 5 reduziert. Die k_{sn} -Werte entlang der Abschnitte 1 bis 13 spiegeln die Neigungen der Abschnitte wider, jedoch lassen sich kleinräumige Veränderungen besser identifizieren. Die k_{sn} -Werte nehmen, ebenso wie die Neigung, in den Abschnitten 1 bis 6 zu. Hohe Werte markieren kleinräumige Veränderungen der Neigung z.B. durch Knickpunkte. Neben den tatsächlich vorhandenen Unregelmäßigkeiten im longitudinalen Verlauf kann es sich auch um Fehler im DEM handeln, die durch die Glättung nicht entfernt wurden. In den Abschnitten 6 bis 10 variiert die Hangneigung stark. Unterhalb der Mündung von einigen Murgängen sind die Werte besonders hoch, wie z.B. an Murgang 31 bzw. 32 und Murgang 50. Die Abschnitte 9 bis 13 im mittleren Teil des Tals sind durch ansteigende k_{sn} -Werte gekennzeichnet; insgesamt sind die k_{sn} -Werte, wie auch die Neigung, deutlich geringer als im unteren Talsegment. Im oberen Teil des Tals, im Bereich der Bedrock Abschnitte 15 und 17, treten die höchsten k_{sn} -Werte auf. Die Werte streuen über einen sehr großen Bereich. Dies zeigt, dass die Neigung des Gerinnes innerhalb der Abschnitte stark variiert. Knickpunkte werden durch die höchsten k_{sn} -Werte deutlich. Zwischen Abschnitt 15 und 17 und oberhalb von Abschnitt 17 sind die Werte besonders niedrig, da hier die Neigung sehr gering ist. Direkt anschließend an Abschnitt 17 liegen mehrere Werte bei $k_{sn} = 0$. An dieser Stelle befindet sich der Lai Müschauns. Die durchschnittlichen k_{sn} -Werte, die für die Gerinneabschnitte berechnet wurden, spiegeln die Neigungen wider.

Das Slope-Area-Diagramm der Ova da Müschauns (Anhang A 11; doppelt logarithmische Skalierung) kann nicht wie das der VdB in deutlich voneinander abgrenzbare Bereiche eingeteilt werden. Der Bereich bis zu einer EZG-Größe von 0,2 km² ist durch Neigungen, die mit zunehmender EZG-Größe abnehmen, gekennzeichnet. Dieser befindet sich oberhalb des Sees. Im Bereich ab 0,2 km², der das untersuchte Gerinne darstellt (Abschnitt 1 bis 17), streuen die Neigungswerte stark; es ist kein Trend erkennbar.

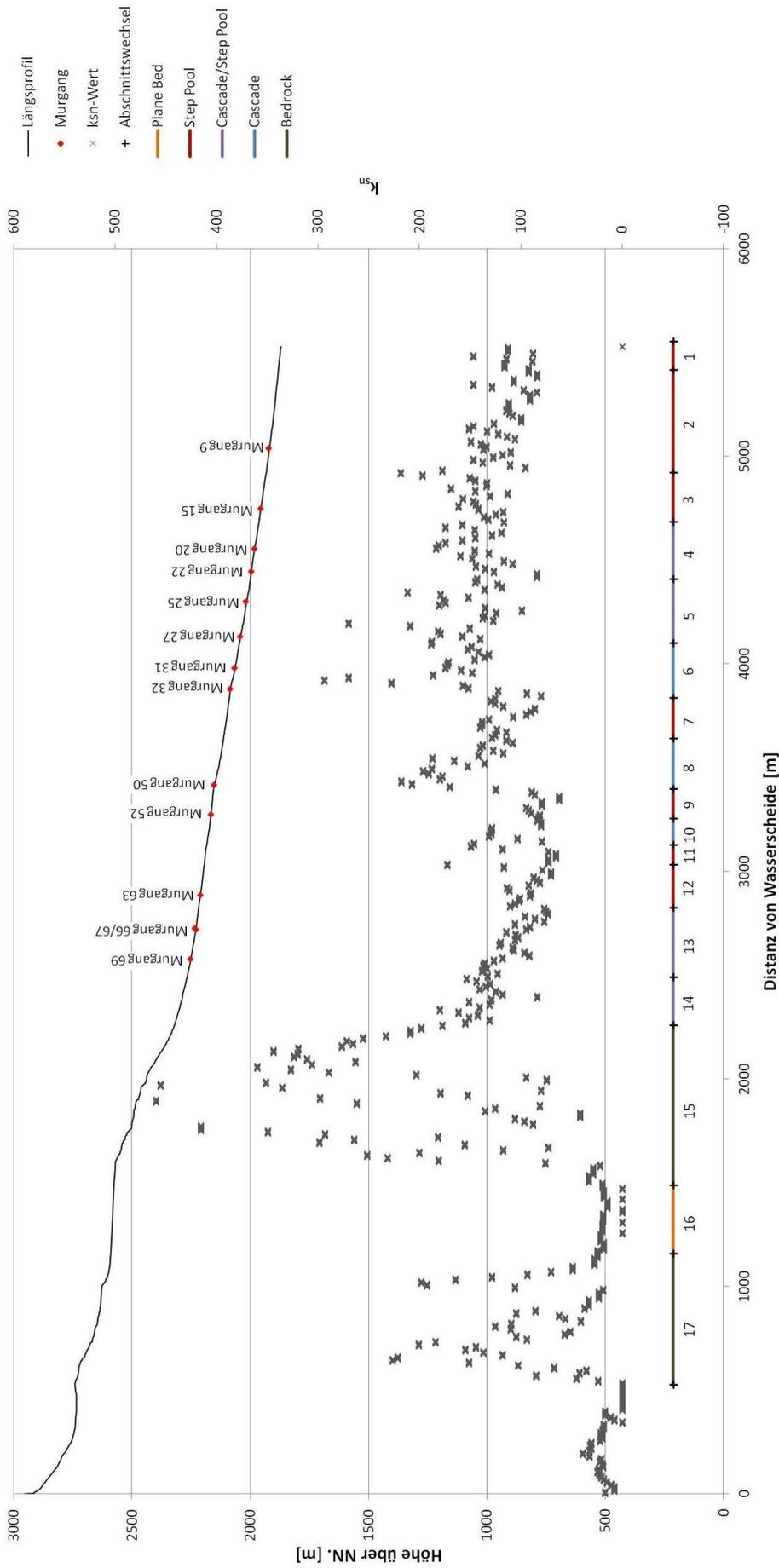


Abbildung 17: Längsprofil und k_{sn} -Werte der Ova da Müschauns, Val Müschauns (keine Überhöhung)

6.4 Korngrößenverteilungen, Analyse der Pebble Count Daten und Kornrundungen

Die Lage der Pebble Counts, auf denen die folgenden Ergebnisse basieren, ist in den beigelegten Karten (Anhang B 8 bis Anhang B 11) eingezeichnet. Die Perzentile, die berechneten Parameter, die Probengröße, das Aufnahmedatum sowie der Protokollant und die Probennehmerin sind in Anhang C 7 und Anhang C 8 für jeden Pebble Count zusammengefasst. Die Probengrößen lagen zwischen 100 und 128 Partikeln in der VdB und 91 und 125 in der VMu. Die Korngrößenverteilungen der beiden EZG werden in Boxplots (Abbildung 18 und Abbildung 23) dargestellt. Dieser Diagrammtyp wurde gewählt, da er sich eignet, die Korngrößen mm-genau darzustellen, d.h. die Korngrößen müssen nicht in die Klassen der psi- bzw. phi-Skala eingeteilt werden (Kapitel 4.3.1). Die logarithmische Skalierung der y-Achse (Korngröße der b-Achse in mm) ermöglicht es, ein großes Korngrößenspektrum, wie es in Gebirgsbächen typisch ist, abzubilden. Die Perzentile werden entlang des Längsprofils dargestellt, da dies, zusammen mit den beigelegten Karten, die räumliche Einordnung vereinfacht. Kornrundung, Sortierung, Mittelwert, Median und Blockdichte werden in separaten Abbildungen dargestellt.

6.4.1 Val dal Botsch

Korngrößenverteilungen

In der VdB wurden insgesamt 15 Pebble Counts angelegt (Abbildung 18). Für die Abschnitte 11 und 12 wurden keine Pebble Counts aufgenommen, da in diesen Bereichen Murgangprozesse dominieren. Zusätzlich zu den Pebble Counts für die einzelnen Abschnitte wurden für Abschnitt 5 zwei weitere und für Abschnitt 6 ein zusätzlicher Pebble Count durchgeführt. An diesen drei Stellen wurde kein Querprofil aufgenommen. Die Pebble Counts 5, 5a und 5b bzw. 6 und 6a sind in der genannten Reihenfolge auf den Murkegel zu angelegt. Neben den Pebble Counts im Gerinne wurden auch die Sedimente an der Oberfläche der Murgänge 10 und 13 beprobt.

Generell sind die Korngrößen in der Ova da Val dal Botsch über ein großes Korngrößenspektrum verteilt, wie es für Gebirgsbäche charakteristisch ist. Die Korngrößen liegen zwischen 4 mm und über 1 m. Der Median der Korngrößenverteilung wird durch den horizontalen Strich jeder Box dargestellt. Das obere und untere Ende der Box markiert das 75. bzw. 25. Perzentil. Maximale und minimale Werte werden durch die Whiskers (Antennen) dargestellt. Da einzelne gemessene Werte nicht ausreichend repräsentativ sind, werden Minimum und Maximum nicht weiter betrachtet. Sie sind jedoch für die Korngrößenverteilung im Gesamten wichtig. Für Extremwerte wird auf die Perzentile, die in Abbildung 19 und Anhang C 7 aufgeführt sind, verwiesen. Auffällig ist, dass das Minimum für jeden der Abschnitte bei 4 mm liegt. Das liegt daran, dass Korngrößen ≤ 4 mm nicht aufgenommen werden konnten und in der Klasse F zusammengefasst wurden. Um die Darstellung zu ermöglichen, wurde jedem Partikel dieser Klasse nachträglich die Größe 4 mm zugewiesen. Der Median der Verteilungen liegt zwischen 16 mm in Abschnitt 1 und 66 mm in Abschnitt 8. In Abschnitt 9 sind die Korngrößen über den größten Bereich gestreut. In Abschnitt 1 ist auffällig viel feines Material an der Oberfläche des Gerinnebetts vorhanden.

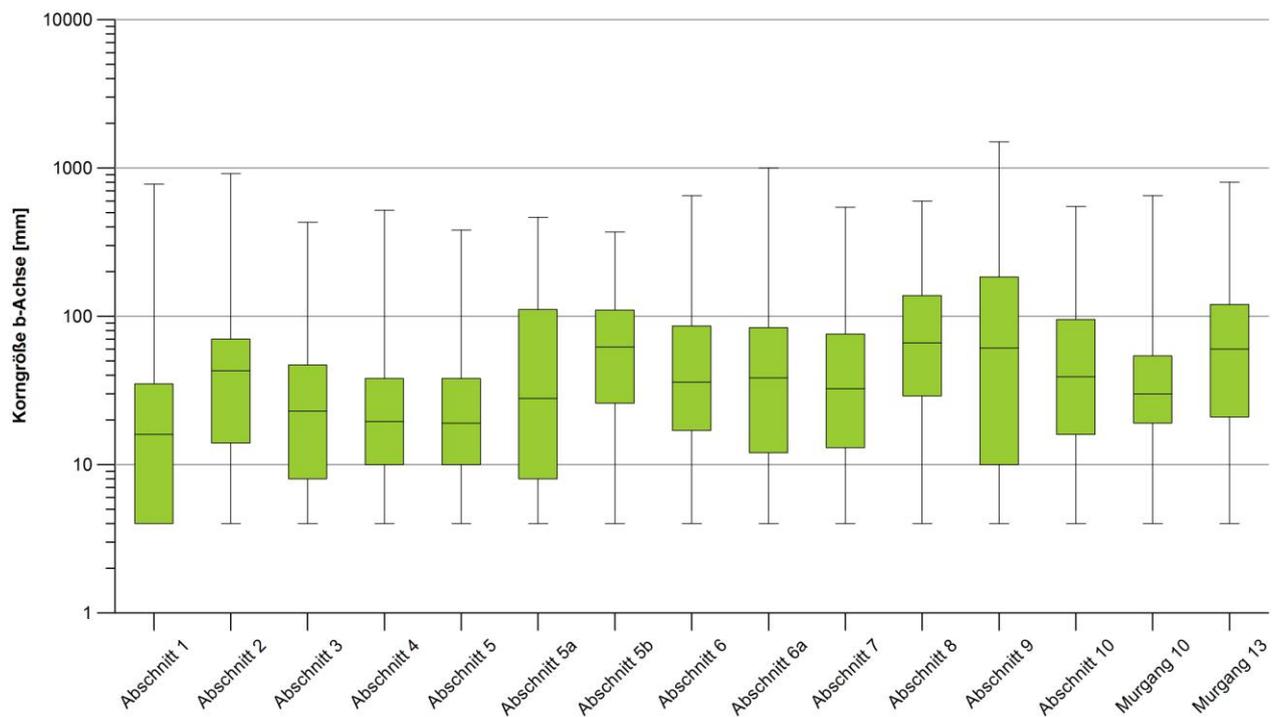


Abbildung 18: Korngrößenverteilung an repräsentativen Stellen der einzelnen Abschnitte in der Val dal Botsch

Perzentile

Die Perzentile D_{25} , D_{50} , D_{75} , D_{84} und D_{95} der Korngrößenverteilungen werden in Abbildung 19 für das Untersuchungsgebiet VdB entlang des Längsprofils dargestellt. Die Korngröße der b-Achse in mm ist auf der sekundären y-Achse aufgetragen. Die Perzentile für die Murgänge 10 und 13 und die Perzentile D_5 und D_{16} werden nicht dargestellt, sind jedoch in Anhang C 7 aufgeführt. Für diese Arbeit sind vor allem D_{84} und D_{95} von Interesse. Sie weisen die größten Schwankungen auf, die sich, wenn auch weniger deutlich, in den niedrigeren Perzentilen widerspiegeln.

Insgesamt werden D_{84} und D_{95} flussaufwärts gröber, doch mehrere Abschnitte weichen von diesem Trend ab. Auffällig ist, dass in Abschnitt 5 und 6 sowie Abschnitt 8 und 9 besonders grobe Korngrößen vorhanden sind. In Abschnitt 5 und 6 münden Murgang 10 bzw. 13. Abschnitt 8 und 9 wurden als hangial beeinflusste Gerinne klassifiziert, d.h. es sind murfähige Gerinneabschnitte. Die großen Blöcke in diesen Abschnitten werden entweder durch Muren im Hauptgerinne flussabwärts transportiert oder durch die Muren 30 und 41 in das Gerinne eingetragen. Des Weiteren sind in Abschnitt 2 deutlich gröbere Korngrößen als in den Abschnitten 1, 3 und 4 zu finden. Abschnitt 7 und 10 sind durch feinere Korngrößen gekennzeichnet. Die Perzentile der Murgänge 10 und 13 unterscheiden sich deutlich voneinander. Die Partikel an der Oberfläche von Murgang 10 sind deutlich feiner als die von Murgang 13.

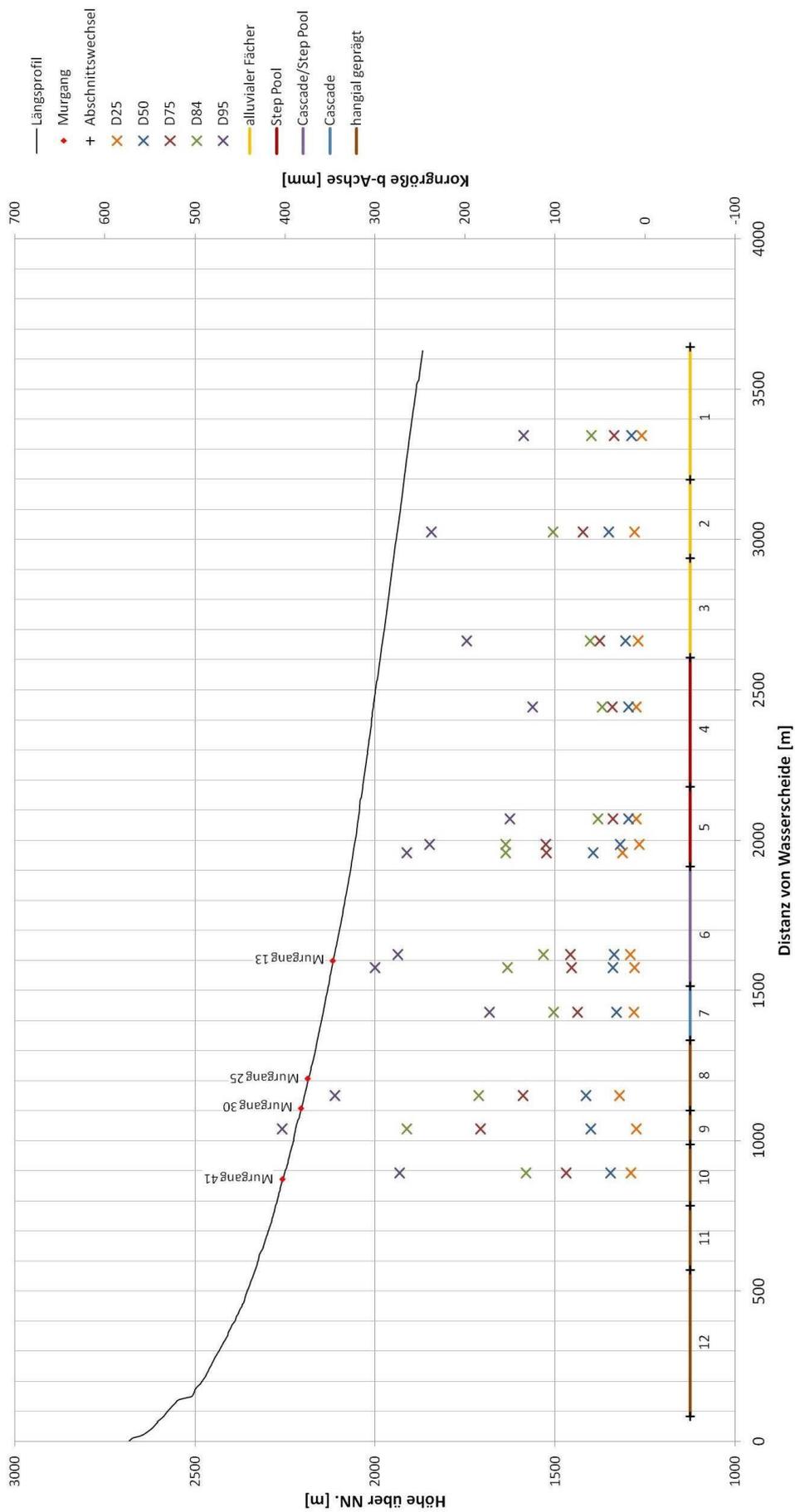


Abbildung 19: Perzentile der einzelnen Pebble Counts und Lage dieser entlang des Längsprofils der Ova da Val dal Botsch (keine Überhöhung)

Kornrundung

Die Kornrundungen der vermessenen Partikel der Pebble Counts sind in Abbildung 20 in Histogrammen dargestellt. Die Klassen 1 bis 5 entsprechen den Klassen a bis e (kantig bis wohl gerundet) nach PETTIJOHN (1975). Die Pebble Counts im mittleren und unteren Bereich der VdB sind v.a. durch Partikel der Rundungsklasse c (sub-gerundet) gekennzeichnet. Nur in Abschnitt 6a sind die meisten Partikel der Rundungsklasse subkantig zugeordnet worden. Die Rundungsmittelwerte liegen zwischen 2,418 (Abschnitt 6a) und 2,823 (Abschnitt 1).

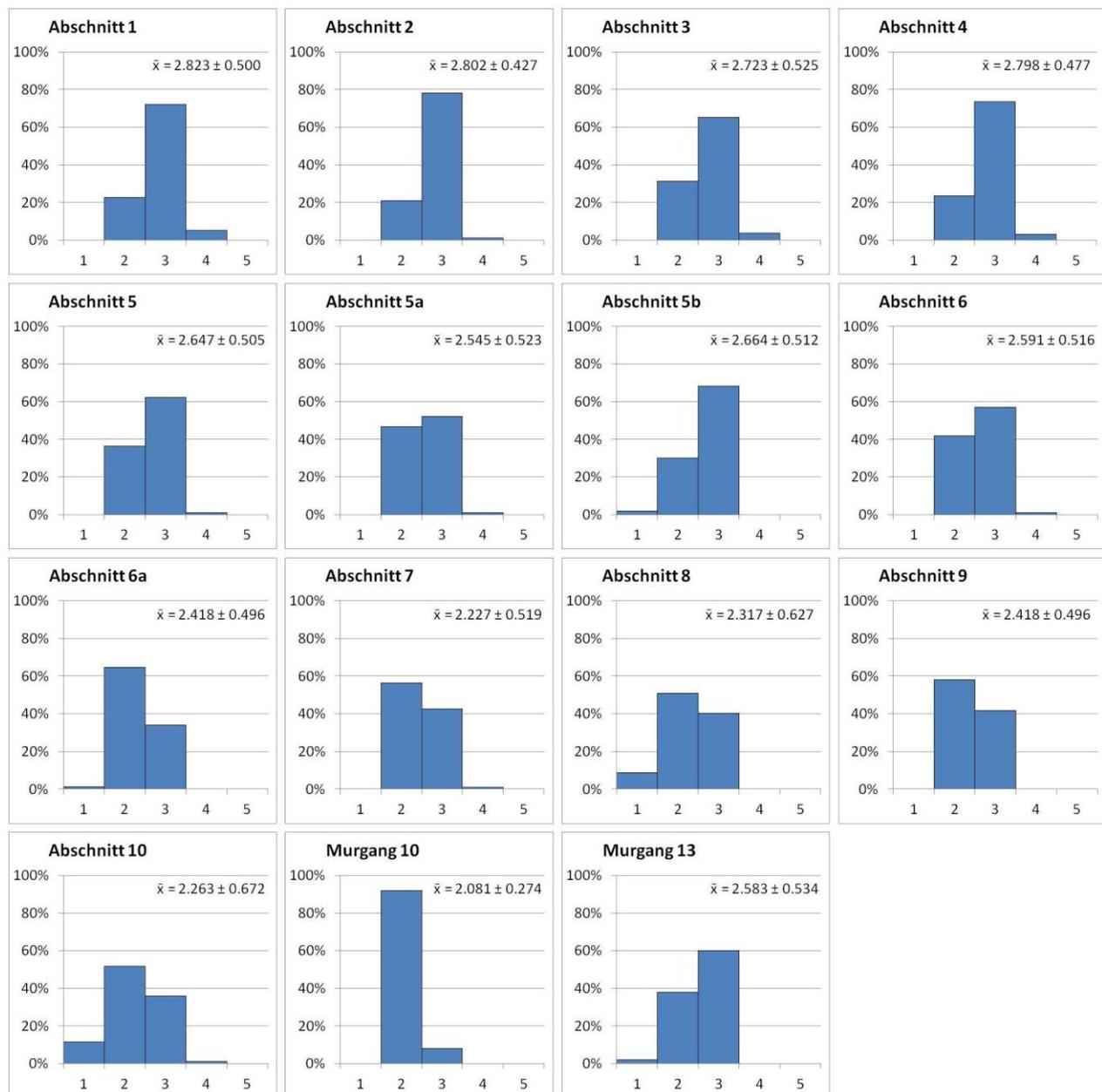


Abbildung 20: Histogramme der Kornrundungen für die Pebble Counts in der Val dal Botsch: die Klassen 1 bis 5 entsprechen den Rundungsklassen a bis e nach PETTIJOHN (1975; Abbildung 13, Tabelle 5); die Darstellung zeigt die prozentualen Anteile der jeweiligen Rundungsklasse an der gesamten Probengröße, den Mittelwert und die Standardabweichung.

Im Gegensatz zu den beiden unteren Talsegmenten sind die Partikel im oberen Bereich des Tals (ab Abschnitt 7) weniger gerundet (zum Großteil sub-kantig). In Abschnitt 8 und 10 sind jeweils ca. 10 % der gemessenen Partikel kantig. Hierbei handelt es sich um die hangial beeinflussten Gerinneabschnitte, in

denen fluviale, aber auch Murgangprozesse wirken. Dies wird auch durch die Mittelwerte deutlich, die zwischen 2,227 (Abschnitt 7) und 2,418 (Abschnitt 9) liegen. Wie für die Neigung und die Korngrößen lässt sich für die Kornrundung ein Trend feststellen: Flussaufwärts nimmt der Rundungsgrad der Partikel im Gerinne tendenziell ab. Die oberflächlichen Partikel von Murgang 10 fallen zu über 90 % in die Rundungsklasse sub-kantig und sind somit deutlich schlechter gerundet als die von Murgang 13.

Sortierungskoeffizient, Schiefe der Verteilung und Kurtosis

Der Sortierungskoeffizient $S_{F&W}$ beschreibt die Standardabweichung vom Mittelwert eines Pebble Counts (Abbildung 21, Formel (4)). Die Mittelwerte sind in Anhang C 7 aufgelistet. Die Klassen des Koeffizienten sind in Tabelle 8 aufgeführt. Alle Proben sind schlecht sortiert (Werte zwischen 1,01 und 2,00) bzw. sehr schlecht sortiert (Werte zwischen 2,01 und 4,00). Die Werte liegen zwischen 1,556 und 2,521. Generell lässt sich kein Trend entlang des Gerinneverlaufs feststellen. Das oberflächliche Gerinnebettmaterial in Abschnitt 2, 5a, 6a, und 9 ist sehr schlecht sortiert. Die Partikel an der Oberfläche von Murgang 10 sind schlecht sortiert und die von Murgang 13 sehr schlecht sortiert.

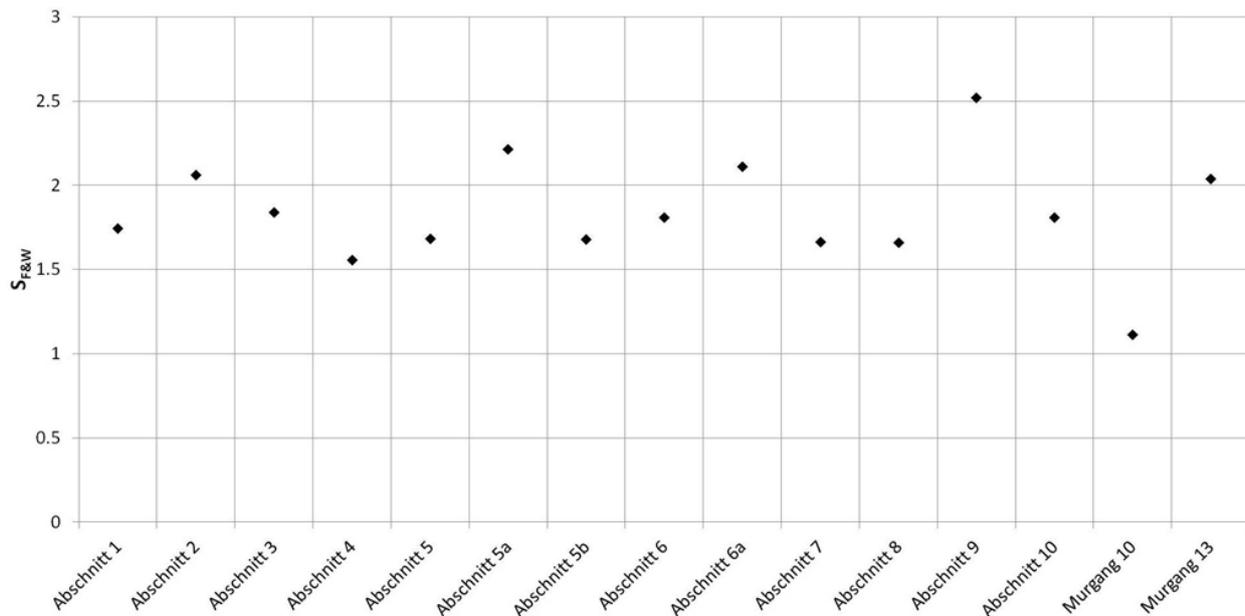


Abbildung 21: Sortierungskoeffizient $S_{F&W}$ für die Pebble Counts in der Val dal Botsch (Klassen in Tabelle 8)

Der Mittelwert einer Verteilung $M_{F&W}$ (Formel (3)) entspricht nicht dem Median D_{50} . Die beiden Werte weichen unterschiedlich stark voneinander ab (Anhang A 4). In den meisten Abschnitten liegen sie dicht beieinander (Abweichungen < 10 mm) und der D_{50} ist größer. In Abschnitt 2 sind die Werte stark unterschiedlich. In einer idealtypischen Normalverteilung wären die beiden Werte gleich. Im Zusammenhang dazu steht die Schiefe der Verteilung $SK_{F&W}$, die in Anhang C 7 aufgeführt ist (Formel (5), Tabelle 8). Sie gibt die Symmetrie der Verteilung an. Für Werte zwischen $-0,1$ und $0,1$ ist die Verteilung symmetrisch, also nahe an einer idealtypischen Normalverteilung, was für die meisten Abschnitte zutrifft. Abschnitt 2, 5b, 8, 9 und Murgang 13 sind zu den feinen Partikeln hin verschoben. Ausschließlich Abschnitt 1 ist zu den groben Partikeln hin verschoben.

Die Kurtosis $K_{F&W}$ ist die Spitzigkeit oder Flachheit im Vergleich zu einer Normalverteilung (Anhang C 7, Formel (6), Tabelle 8). Die meisten Korngrößenverteilungen sind breitgipflig (Werte von 0,67 bis 0,90) und normalgipflig (0,91 bis 1,11); die Wölbung weicht also nur gering von der Normalverteilung ab. Abschnitt 1 weist eine extrem breitgipflige (0,67) und Abschnitt 5 und 5b steilgipflige Verteilungen (1,16 bzw. 1,18) auf.

Blockdichte

Die Blockdichte ist der prozentuale Anteil von Blöcken von allen Partikeln eines Pebble Counts (Abbildung 22). Ein Block ist entsprechend der WENTWORTH-Skala als ein Partikel mit einer Länge der b-Achse ≥ 256 mm definiert. Die Blockdichte der Abschnitte liegt zwischen 0,9 % (Abschnitt 4) und 18,0 % (Abschnitt 9; Abbildung 22). Sie ist in den Bereichen des Gerinnes, die durch Murgangprozesse beeinflusst werden (Abschnitt 5, 6, 8 bis 10), deutlich höher. Die hohe Blockdichte in Abschnitt 2 spiegelt sich auch in den bereits beschriebenen Ergebnissen wider. Wie auch die anderen Parameter unterscheidet sich die Blockdichte der Murgänge 10 und 13 deutlich. Murgang 10 hat eine Blockdichte von 0,8 % und Murgang 13 eine deutlich höhere von 11,4 %.

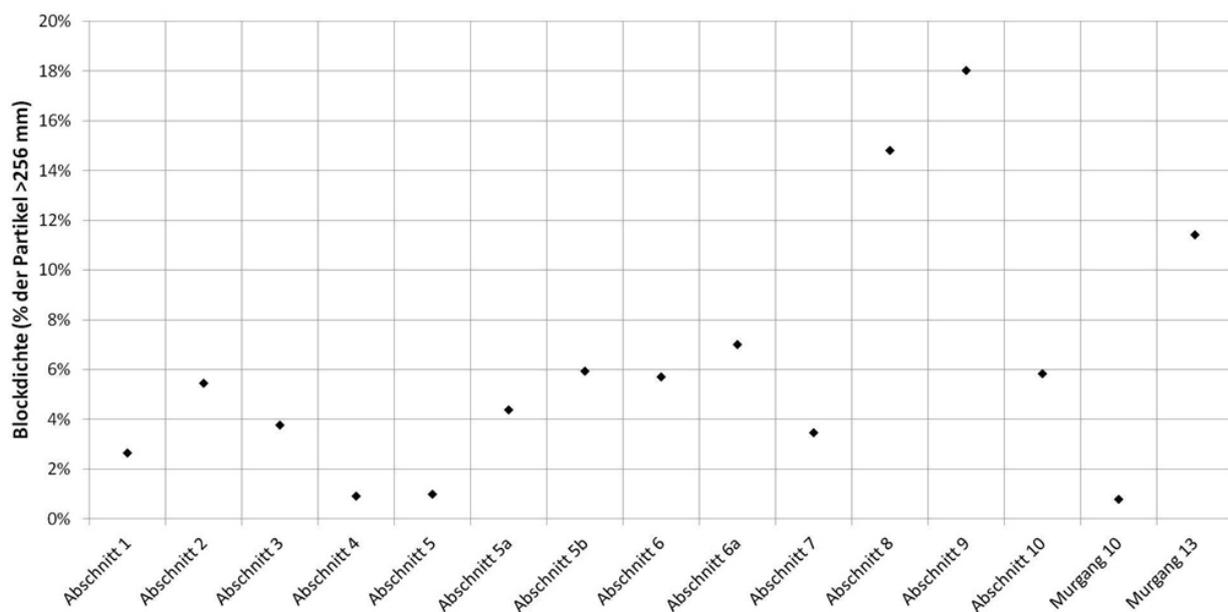


Abbildung 22: Blockdichte (% der Partikel >256 mm) der einzelnen Gerinneabschnitte und ausgewählter Murgänge in der Val dal Botsch

6.4.2 Val Müschauns

Korngrößenverteilungen

In der VMu wurden insgesamt 18 Pebble Counts durchgeführt. Für jeden Abschnitt wurde, mit Ausnahme der Bedrock Abschnitte 15 und 17, ein Pebble Count über das Gerinne gelegt. Des Weiteren wurden drei Pebble Counts über Murgänge und in Abschnitt 6 zwei weitere Pebble Counts auf den Murgang zu gelegt. Pebble Count 6 ist am weitesten von der Murgangmündung entfernt und 6b liegt am nächsten an der Mündung. Die Boxplots in Abbildung 23 sind gleich aufgebaut wie die bereits beschriebenen Korngrößenverteilungen für das Untersuchungsgebiet VdB (Kapitel 6.4.1).

Die Korngrößenverteilungen decken ein sehr großes Korngrößenspektrum ab. Die Partikel sind zwischen 4 mm und 4 m groß. Die größten Partikel wurden in Abschnitt 6, v.a. in der Nähe der Murgangmündung, gemessen; aber auch in vielen anderen Abschnitten wurden Korngrößen > 1000 mm gemessen. Es ist sehr deutlich zu erkennen, dass die maximale Korngröße mit abnehmender Distanz zur Mündung von Murgang 31 gröber wird.

Auffällig ist der große Anteil an groben Partikeln in Abschnitt 8 und an feinen Partikeln in Abschnitt 16. In Abschnitt 16 ist der größte gemessene Partikel lediglich 160 mm groß. Der Median (D_{50}) liegt zwischen 23 mm (Abschnitt 16) und 52 mm (Abschnitt 6).

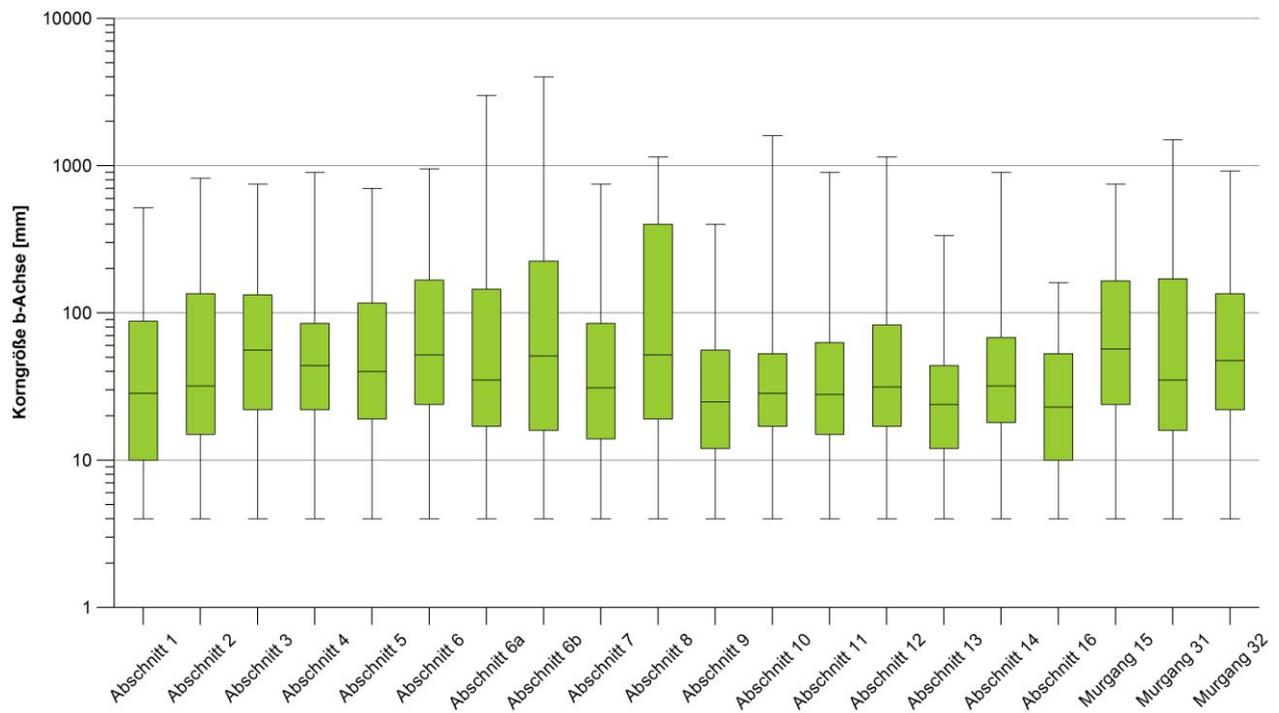


Abbildung 23: Korngrößenverteilung an repräsentativen Stellen der einzelnen Abschnitte in der Val Müschauns

Perzentile

Die Perzentile D_{25} , D_{50} , D_{75} , D_{84} und D_{95} der Korngrößenverteilungen sind in Abbildung 24 für das Untersuchungsgebiet VMu entlang des Längsprofils dargestellt. Die Korngröße der b-Achse in mm ist auf der sekundären y-Achse abgetragen. Die Perzentile für die Murgänge sowie D_5 und D_{16} werden nicht dargestellt, sind jedoch in Anhang C 8 aufgeführt. Wiederum sind vor allem D_{84} und D_{95} von Interesse. Sie weisen die größten Schwankungen auf, die sich in der Regel, wenn auch weniger deutlich, in den niedrigeren Perzentilen widerspiegeln. In der VMu sind keine klaren Trends (Zu-/Abnahme der Korngrößen) entlang des Längsprofils erkennbar. Die Perzentile schwanken stark. Besonders hohe Werte für D_{84} und D_{95} wurden gerinneabwärts von den Murgangmündungen 31 und 32 sowie 50 gemessen. Auch in Abschnitt 5 sind die Werte auffällig hoch. Im Bereich der Abschnitte 9 bis 12 sind die Werte im Vergleich zu gerinneabwärts liegenden Abschnitten niedriger. Abschnitt 16 weist die kleinsten Werte für die Perzentile auf. Der D_{95} liegt für die Murgänge 15, 31 und 32 bei 600, 650 bzw. 444 mm und der D_{84} bei 213, 289 bzw. 230 mm, d.h. die größten Korngrößen wurden in Murgang 31 gemessen.

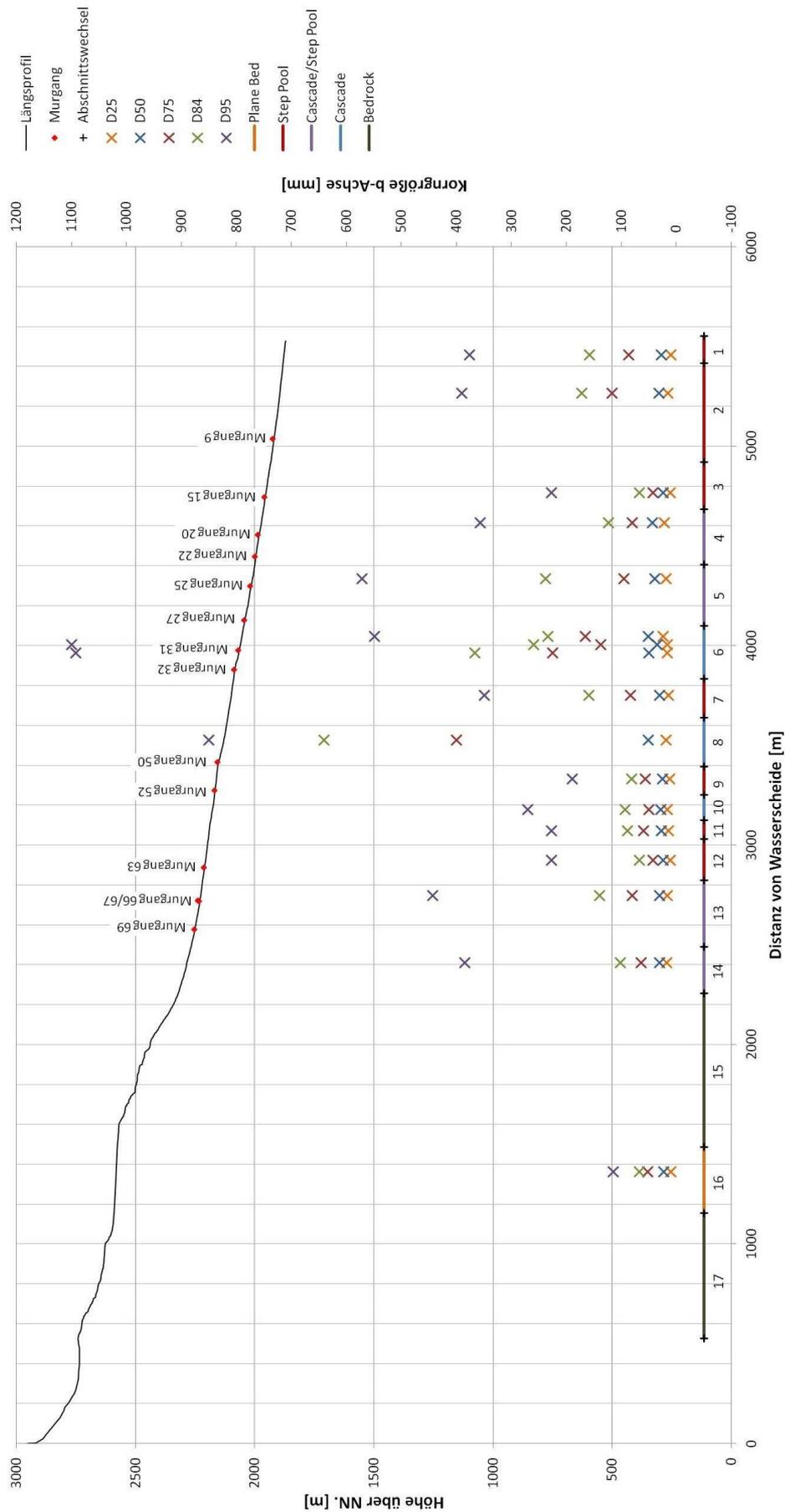


Abbildung 24: Perzentile der einzelnen Pebble Counts und Lage dieser entlang des Längsprofils der Ova da Müschauns, Val Müschauns (keine Überhöhung)

Kornrundung

Die Darstellung der Kornrundung erfolgt für die VMu analog zur Darstellung für die VdB (Kapitel 6.4.1). Die Kornrundungen sind gleichermaßen in Histogrammen entsprechend der fünf Klassen nach PETTJOHN (1975) abgebildet (Abbildung 25; a bis e entspricht 1 bis 5). Das Sediment an der Gerinnebettoberfläche ist im unteren Teil des Tals besser gerundet als im mittleren und im oberen Teil. Der untere Teil ist vorwiegend durch sub-gerundete Partikel gekennzeichnet. Eine Ausnahme bilden die Abschnitte 3, 6a und 6b, von denen die beiden letzteren nahe an der Mündung von Murgang 31 liegen. Die vermessenen Partikel fallen v.a. in die Klasse sub-kantig. Die Rundungsmittelwerte im unteren Talsegment reichen von 1,949 (Abschnitt 3) bis 3,034 (Abschnitt 1). Im mittleren Teil der VMu (ab Abschnitt 9) machen ebenfalls sub-kantige Partikel den größten Anteil der gemessenen Partikel der einzelnen Pebble Counts aus (ca. 50 bis > 80 %). Nur ein kleiner Anteil der Partikel ist sub-gerundet. Die berechneten Mittelwerte liegen zwischen 2,061 (Abschnitt 12) und 2,219 (Abschnitt 9). Im oberen Teil, der Abschnitt 16 entspricht, wurden die am wenigst gerundeten Partikel gemessen ($\bar{x} = 1,970$). Mehr als 95 % der vermessenen Partikel sind sub-kantig.

Alle drei Murgänge bestehen fast ausschließlich aus Partikeln der Rundungsklasse sub-kantig an der Oberfläche. Murgang 15 und 31, die von rechts in das Gerinne münden, bestehen zu ca. 20 bzw. 30 % aus sub-gerundeten Partikeln. Murgang 32, der von links ins Gerinne mündet, besteht dagegen kaum aus Partikeln der Rundungsklasse sub-gerundet an der Oberfläche, aber > 40 % der Partikel sind kantig.

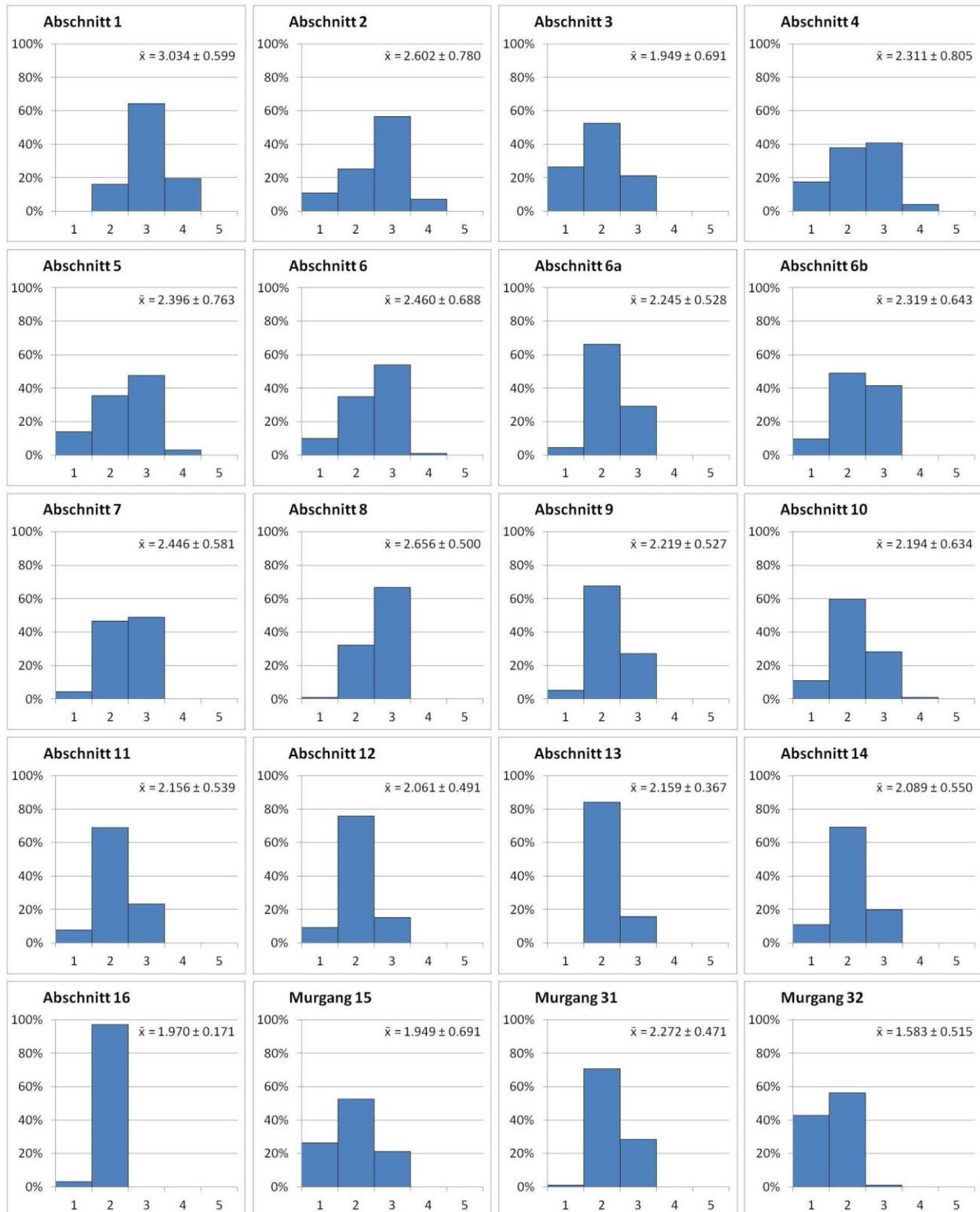


Abbildung 25: Histogramme der Kornrundungen für die Pebble Counts in der Val Mütsch: die Klassen 1 bis 5 entsprechen den Rundungsklassen a bis e nach PETTJOHN (1975; Abbildung 13, Tabelle 5); die Darstellung zeigt die prozentualen Anteile der jeweiligen Rundungsklasse an der gesamten Probengröße, den Mittelwert und die Standardabweichung.

Sortierungskoeffizient, Schiefe der Verteilung und Kurtosis

Der Sortierungskoeffizient $S_{F&W}$ ist die Standardabweichung vom Mittelwert (Formel (4)), der für die einzelnen Pebble Counts in Abbildung 26 und Anhang C 8 aufgeführt wird. Alle Proben sind nach der Klassifikation schlecht (Werte zwischen 1,01 und 2,00) bzw. sehr schlecht sortiert (2,01 bis 4,00) (Tabelle 8).

Am schlechtesten sortiert sind die vermessenen Partikel des Pebble Counts in Abschnitt 8; am besten sortiert ist die Probe für Abschnitt 3. Es besteht kein Trend für das gesamte Tal, jedoch sind die Proben im mittleren und oberen Teil der VMu besser sortiert als im unteren Teil (Abschnitt 1 bis 8). In den Gerinneabschnitten des unteren Tals variiert $S_{F&W}$ sehr stark.

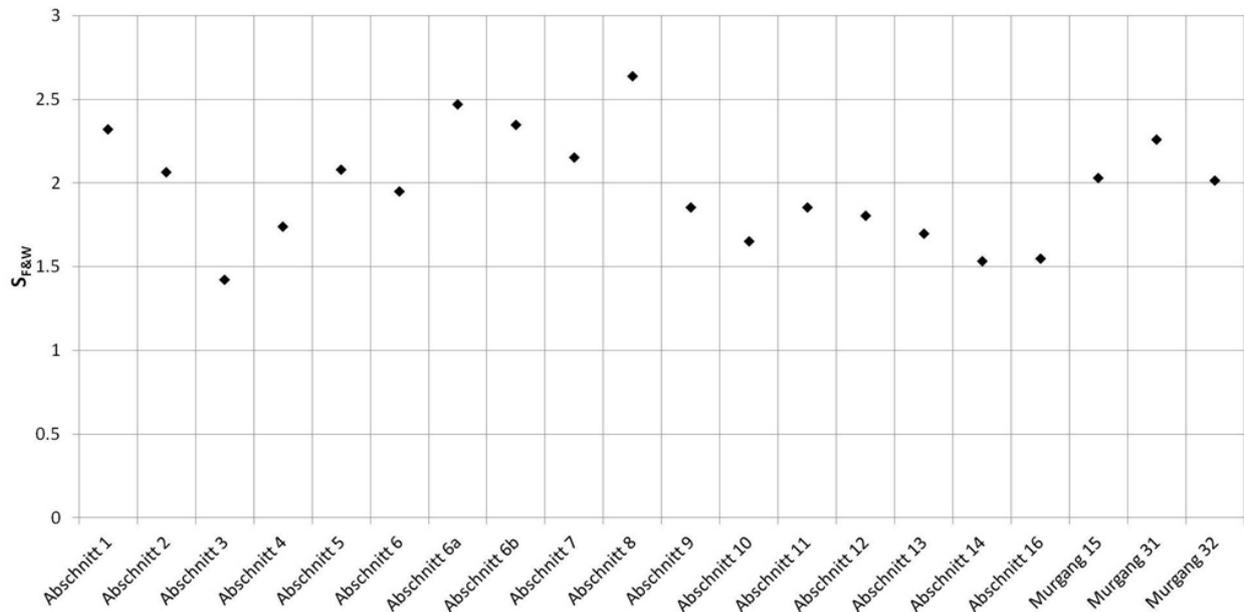


Abbildung 26: Sortierungskoeffizient $S_{F&W}$ Val Müschauns (Klassen in Tabelle 8)

Die Abweichungen des Mittelwerts $M_{F&W}$ (Formel (3)) und des Medians D_{50} voneinander sind in Anhang A 5 dargestellt. Auffällig ist die besonders starke Abweichung in Abschnitt 8 (ca. 20 mm). Auch in den Abschnitten 6a, 6b und 12 liegen die beiden Werte relativ weit auseinander (ca. 10 mm). In den meisten Proben ist $M_{F&W}$ größer als D_{50} . In den Proben von Abschnitt 1, 4, 7, 16 und Murgang 15 sind die beiden Werte annähernd gleich. Wenn der Mittelwert und der Median den gleichen Wert haben, handelt es sich um eine Normalverteilung.

In diesem Zusammenhang muss die Schiefe der Verteilung $Sk_{F&W}$ (Formel (5)), die die Symmetrie der Verteilung angibt, betrachtet werden (Tabelle 8). Bei Werten zwischen -0,10 und 0,10 ist die Verteilung symmetrisch, also nahe an einer Normalverteilung. Dies trifft für viele der Abschnitte (1, 4, 6, 7, 9, 11, 13, 16) und die Murgänge 15 und 32 zu. Alle anderen Abschnitte sind zu den groben Partikeln hin verschoben.

Die Kurtosis $K_{F&W}$, die Spitzigkeit oder Flachheit im Vergleich zu einer Normalverteilung (Formel (6)), ist in Anhang C 8 aufgelistet. Die Klassen der Kurtosis sind in Tabelle 8 zusammengefasst. Die meisten Korngrößenverteilungen sind steilgipflig (Werte von 1,12 bis 1,50), breitgipflig (0,67 bis 0,90) oder normalgipflig (0,91 bis 1,11). In diesen Verteilungen weicht die Wölbung nur gering bzw. nicht von einer mesokurtischen Verteilung ab. Nur Abschnitt 10 hat eine sehr steilgipflige Korngrößenverteilung (1,60).

Blockdichte

Die Blockdichte liegt in der VMu zwischen 0,0 und 32,0 % (Abschnitt 16 bzw. 8; Abbildung 27). Für das gesamte Tal kann kein Trend festgestellt werden. Jedoch kann, ähnlich wie bei den bisherigen Ergebnissen, eine Steigerung der Blockdichte von Abschnitt 1 bis 6 im unteren Teil des Tals ausgemacht werden. Die höchsten Blockdichten wurden in den Abschnitten 6 und 8 gemessen. Auffällig sind im Gegensatz dazu die niedrigen Werte der Abschnitte 7 bzw. 9, die oberhalb liegen. Die Blockdichte der Abschnitte 10 bis 14 liegt zwischen 4,0 und 14,4 %. Abschnitt 12 und 14 weisen höhere Blockdichten auf. In Abschnitt 16 wurden keine Blöcke gemessen. Die Blockdichte der drei beprobten Murgänge liegt zwischen 14,0 und 18,0 %.

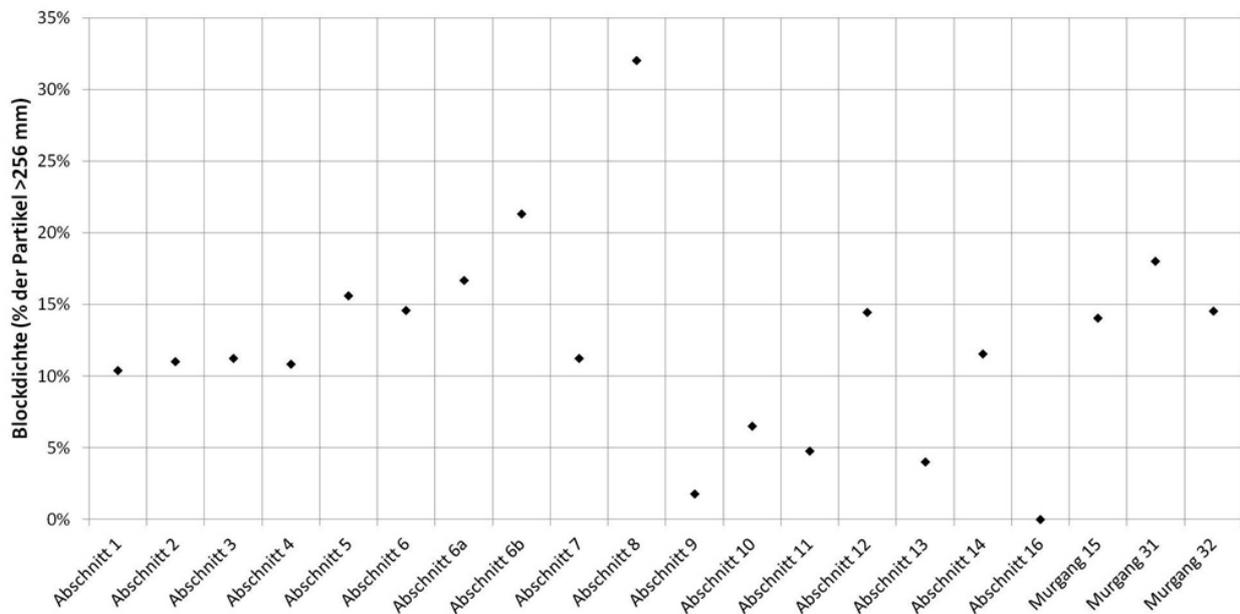


Abbildung 27: Blockdichte (% der Partikel >256 mm) der einzelnen Gerinneabschnitte und ausgewählter Murgänge in der Val Müschauns

6.5 Einzugsgebietsgrößen der großen Murgänge

In beiden Untersuchungsgebieten wurden die hydrologischen EZG für die größeren Murgänge bestimmt. Diese sind in Tabellen in Anhang C 9 bzw. Anhang C 10 aufgeführt. In der VdB liegen die EZG-Größen zwischen 0,126 und 0,646 km². Das größte EZG hat Murgang 41. Im Untersuchungsgebiet VMu haben die größeren Murgänge EZG zwischen 0,058 und 0,440 km². Die größten EZG wurden für die Murgänge 50 (0,440 km²) und 31 (0,385 km²) berechnet.

7 Diskussion

In diesem Kapitel werden die präsentierten Ergebnisse der Arbeit (Kapitel 6) interpretiert und vor dem Stand der Forschung und weiteren geomorphologischen Arbeiten diskutiert sowie die angewandten Methoden kritisch betrachtet. Hierbei soll zuerst auf die einzelnen Fragestellungen der Arbeit eingegangen werden, um dann die Hypothesen verifizieren oder falsifizieren zu können. Die Bearbeitung der Hypothesen erfolgt an den entsprechenden Stellen innerhalb der Diskussion der Fragestellungen. In einem abschließenden Fazit werden die Erkenntnisse der Arbeit zusammengefasst.

7.1 Verändern sich morphometrische Eigenschaften des Gerinnes (Breite, Tiefe, Neigung) durch den Sedimenteintrag vom Hang in das Gerinne?

Erreicht ein Murgang das Hauptgerinne, d.h. wird der Sedimenteintrag vom Hang in das Gerinne erhöht, wird im Gerinne häufig ein Schwellenwert überschritten, was zu radikalen Veränderungen führt (HARVEY 2001; Kapitel 2.2.2). Bewirkt der Sedimenteintrag eine merkbare und anhaltende Reaktion im Gerinne, handelt es sich um ein sensibles System (BRUNSDEN UND THORNES 1979).

Bereits LEOPOLD UND MADDOCK (1953) stellten fest, dass geänderter Abfluss und/oder Sedimentfracht zu potentiellen Veränderungen z.B. der Breite, Tiefe, Geschwindigkeit, Neigung, Rauigkeit und Sedimentgröße im Gerinne führt. Zu den offensichtlichsten Veränderungen durch erhöhte Sedimenteinträge (Veränderung der Sedimentfracht) in das Gerinne gehört die Anpassung der Gerinneform (HOFFMAN UND GABET 2007). Der Einfluss von Hang-Gerinne-Kopplungen auf das Gerinne und die hervorgerufenen Veränderungen können anhand der vier Ebenen, auf denen die Anpassung eines Gerinnes stattfindet, betrachtet werden (Kapitel 2.2.2). Anpassungen der Morphometrie des Gerinnes wirken sich auf das Querprofil, das Längsprofil bzw. die Neigung und das Gerinnemuster aus. In den beiden Untersuchungsgebieten ist das Gerinne in den meisten Bereichen durch die Talflanken begrenzt, sodass sich das Gerinnemuster nicht anpassen kann. Daher wird im Folgenden ausschließlich auf die Veränderungen des Quer- und des Längsprofils eingegangen. Veränderungen auf der Ebene der Konfiguration des Gerinnebetts (Korngröße und Gerinnebettformen) werden in Kapitel 7.2 und 7.4 diskutiert.

Da sich das Gerinne an verschiedene Kontrollfaktoren anpassen muss (vgl. Kapitel 2.2.2), ist es nicht immer möglich, die genaue Ursache für eine Veränderung zu bestimmen. In der Diskussion werden nur Veränderungen des Gerinnes, die höchst wahrscheinlich aufgrund eines erhöhten Sedimenteintrags vom Hang in das Gerinne zustande kommen, aufgeführt. Im Folgenden werden Beispiele aus beiden Tälern diskutiert, die die Auswirkungen des erhöhten Sedimenteintrags auf die Morphometrie des Gerinnes deutlich zeigen. Die Auswirkungen des erhöhten Sedimenteintrags durch Murgänge auf die morphometrischen Eigenschaften des Gerinnes sind für die größten Gerinne-Murgänge (Anhang B 6 und Anhang B 7) und die Schutthalden-Murkegel-Komplexe in Tabelle 10 zusammengefasst.

Val dal Botsch

In der VdB treten verschiedene Formen der Veränderung des **Querprofils** auf. Der erhöhte Sedimenteintrag vom Schutthalden-Murkegel-Komplex in Abschnitt 5 führte zu einer Verklausung (nach PLANALP

2006), d.h. zu Akkumulation von Sediment (mehrere Meter mächtig) und zu einer Blockade des Gerinnes. Nachdem die Blockade überflossen wurde, hat sich das Gerinne tief in die Murgangablagerungen eingeschnitten und große Mengen an Sediment erodiert (vgl. GRIFFITHS 1979; Anhang E 1, C). Zuerst kam es zu einer Verbreiterung des Gerinnes und anschließend aufgrund der Einschneidung zu einer Verringerung der Gerinnebreite (vgl. BESCHTA 1984). Das Murgangmaterial im Gerinne ist unterschiedlich stark verwittert. Das könnte daran liegen, dass das Material zu unterschiedlichen Zeiten durch verschiedene Ereignisse abgelagert wurde oder dass unterschiedlich stark verwittertes Material bei einem Ereignis (z.B. 1999) in das Gerinne eingetragen wurde. Da jedoch das Sediment im aktiven Bereich des Murgangs weniger stark verwittert ist als manches Sediment im Gerinne, wird davon ausgegangen, dass sich letzteres schon vor dem letzten Murgangereignis im Gerinne befand. Neben den direkten Auswirkungen am Murkegel bewirkt der erhöhte Sedimenteintrag auch gerinneaufwärts und -abwärts indirekte Anpassungen. In Abschnitt 4, der gerinneabwärts der Materialeintragsstelle liegt, sind indirekte Auswirkungen durch Sohlenaufladung (nach PLANALP 2006) auf das Querprofil zu erkennen. Das Gerinne ist im Vergleich zu Abschnitt 3 auffällig breit (Anhang A 2). Große Sedimentmengen, die oberhalb erodiert wurden, werden in diesem Bereich aufgrund nicht ausreichender Transportkapazität abgelagert (vgl. HOFFMAN UND GABET 2007). Das Gerinne ist kaum eingeschnitten und zeigt aufschotternde Tendenzen.

Gerinneaufwärts der Mündung des Murgangs vom Schutthalden-Murkegel-Komplex im unteren Bereich von Abschnitt 6 wurde das Gerinne aufgrund der Verklausung in Abschnitt 5 aus seiner ursprünglichen Position gedrängt. Wichtig hierfür ist, dass die Talsohle ausreichend breit ist, damit das Gerinne seine Position ändern kann. Der Abfluss suchte sich seinen Weg links des aktiven Gerinnebetts. Es wurde Material abgelagert (Übersarung nach PLANALP 2006), allerdings nur so geringmächtig, dass die Vegetation nicht abgestorben ist. Ähnliche Auswirkungen von erhöhtem Sedimenteintrag wurden von BENDA UND DUNNE (1997a) beobachtet.

In Abschnitt 8 und 9 hat sich das Gerinne tief in Murgangablagerungen (Levees und Terrassen) eingeschnitten und abfließende Murgänge haben Levees aufgeschüttet (Anhang E 1, D). In Abschnitt 8 fließt das Gerinne derzeit auf der rechten Seite am anstehenden Gestein entlang. Im Gerinnebett sind auf der linken Seite einzelne Levees verschiedener Ereignisse akkumuliert. Sie stammen von Murgang 30, der im oberen Bereich des Abschnitts ins Gerinne mündet, und aus den Bereichen des Hauptgerinnes gerinneaufwärts. Die Situation in Abschnitt 9 ist ähnlich, allerdings ist das Gerinne tiefer eingeschnitten bzw. die Ablagerungen mächtiger. Das Gerinne fließt auf der rechten Gerinneseite teilweise über das anstehende Gestein.

Neben den Murgängen können auch Lawinen einen Einfluss auf die Morphometrie des Gerinnes haben. Durch die Lawine (K#9) wurde der Baumbewuchs am Hang fast vollständig zerstört und große Mengen LWD in das Gerinne eingetragen. Im Gerinne ist derzeit noch viel LWD vorhanden, das einen Einfluss auf die Form des Gerinnes hat: Hinter Baumstämmen wird Sediment gespeichert und es werden Stufen ausgebildet. Die Menge des eingetragenen Sediments durch die Lawine ist jedoch gering.

Veränderungen der Neigung und des **Längsprofils** bedingt durch einen erhöhten Sedimenteintrag in das Gerinne, wie z.B. durch BENDA ET AL. (2003) und HOFFMAN UND GABET (2007) festgestellt, konnten in der VdB nicht beobachtet werden. Veränderungen der Neigung aufgrund des erhöhten Sedimenteintrags bestanden möglicherweise, sind allerdings heute nicht mehr erkennbar.

Val Müschauns

Im Untersuchungsgebiet VMu wurden ebenfalls die aufgenommenen Querprofile und das Längsprofil des Gerinnes untersucht. Die **Querprofile** zeigen Anpassungen an den erhöhten Sedimenteintrag über Hang-Gerinne-Kopplungen. In Abschnitt 6 und 8 ist das Gerinne in die Ablagerungen von Murgang 31 bzw. 50 eingeschnitten (Anhang A 3). In Abschnitt 9 wurde wegen der Blockade des Gerinnes durch den Murkegel von K#50 das Querprofil ebenfalls verändert. Oberhalb der Mündung wurde feines Material abgelagert, in das sich das Gerinne anschließend wieder eingeschnitten hat (vgl. HOFFMAN UND GABET 2007). In Abschnitt 13 ist ein einzelner Levee von Murgang 66 im Gerinne abgelagert, der im Querprofil erkennbar ist.

Im Gegensatz zur VdB können in der VMu mehrere Neigungswechsel entlang des **Längsprofils** identifiziert werden (Kapitel 6.3.2). HOFFMAN UND GABET (2007) beschreiben einen typischen Verlauf oberhalb, an und unterhalb der Mündung eines Murgangs in das Hauptgerinne. Gerinneaufwärts nimmt die Neigung bedingt durch die Akkumulation des Murkegels ab. In den Bereichen am Murkegel und gerinneabwärts nimmt die Neigung zu, da sich das Gerinne in das akkumulierte Material einschneidet (vgl. auch GRANT UND SWANSON 1995, BENDA ET AL. 2003). Solche Neigungswechsel sind an den Mündungen der Murgänge 31 und 50 besonders ausgeprägt. In Abschnitt 6, in den im oberen Bereich die Murgänge 31 und 32 münden, beträgt die durchschnittliche Neigung 17,2 %. In Abschnitt 7 liegt die Neigung dagegen nur bei 12,6 %. Ähnlich wiederholt sich dies gerinneaufwärts an Murgang 50. In Abschnitt 8 beträgt die Neigung 17,7 % und in Abschnitt 9, der direkt oberhalb der Mündung beginnt, nur 10,1 %. Neigungswechsel kommen zustande, da sich die Neigung an die Größe des eingetragenen Materials anpasst. Durch die Murgänge 31 und 50 werden große Mengen an Blöcken in das Gerinne eingetragen (Abbildung 23). Diese bleiben an der Oberfläche zurück, da sie nicht durch den Abfluss im Gerinne transportiert werden können. Andere Murgänge, die in das Gerinne münden, haben keinen eindeutigen Einfluss auf das Längsprofil bzw. die Neigung des Hauptgerinnes.

Erhöhter Sedimenteintrag wirkt sich auf die Morphometrie des Gerinnes (Tiefe, Breite und Neigung) aus. Die aufgeführten Beispiele zeigen, dass die Ergebnisse mit denen bisheriger Studien übereinstimmen. Hang-Gerinne-Kopplungen und vor allem Murgänge haben in der VdB und VMu einen Einfluss auf das Quer- und Längsprofil des Hauptgerinnes. Das Querprofil kann zum einen durch Material, das von im Hauptgerinne abfließenden Murgängen abgelagert wird, verändert werden; zum anderen haben Murgänge, die in das Hauptgerinne münden, einen Einfluss auf das Querprofil direkt an sowie gerinneaufwärts und -abwärts der Eintragsstelle (vgl. BENDA 1990, WOHL 2000, BENDA et al. 2003). Veränderungen

der Neigung bzw. Anpassungen des Längsprofils an den erhöhten Sedimenteintrag über Hang-Gerinne-Kopplungen konnten in der VdB nicht festgestellt werden, während in der VMu auch ein Einfluss auf das Längsprofil anhand der Ergebnisse gezeigt werden kann. Die Stärke des Einflusses verschiedener Kopplungen wird in Kapitel 7.3 diskutiert.

Kritik an den verwendeten Methoden und Perspektiven

Probleme bei der Bestimmung des Einflusses auf das Querprofil ergeben sich vor allem aus der genutzten Methode. Im Gelände war die Bestimmung des bordvollen Abflusses nicht immer eindeutig möglich. Die Festlegung orientierte sich an Spuren, die durch fluvialen Abfluss entstanden, wie z.B. abgeschliffenes, anstehendes Gestein, Fehlen von Vegetation und Terrassenablagerungen. Diese Unsicherheiten wirken sich auf die Genauigkeit der Querprofile aus. Des Weiteren ist die Bestimmung der Abschnitte von visuellen Beobachtungen abhängig und daher bis zu einem gewissen Grad subjektiv.

Um die Auswirkungen des erhöhten Sedimenteintrags auf die morphometrischen Eigenschaften des Gerinnes genauer zu untersuchen, könnten in weiteren Studien geophysikalische Methoden wie Seismik, Geoelektrik oder Georadar (GPR) in den beiden Untersuchungsgebieten eingesetzt werden, um die Mächtigkeit des im Gerinne abgelagerten Materials quantifizieren zu können.

7.2 Bewirkt der Sedimenteintrag vom Hang in das Gerinne sedimentologische Veränderungen im Gerinnebett?

Sedimentologische Veränderungen des Gerinnebettmaterials aufgrund des erhöhten Sedimenteintrags vom Hang in das Gerinne sollen anhand der erhobenen Daten der Pebble Counts und der daraus berechneten Werte gezeigt werden. In den folgenden Abschnitten werden einzelne Beispiele aus den beiden Untersuchungsgebieten detailliert beschrieben, die die sedimentologischen Veränderungen anhand der Korngröße, Kornrundung, Sortierung und Blockdichte im Gerinne darstellen. In Tabelle 10 sind die sedimentologischen Veränderungen, bedingt durch den erhöhten Sedimenteintrag durch Murgänge für die größten Gerinne-Murgänge (Anhang B 6 und Anhang B 7) und die Schutthalden-Murkegel-Komplexe, zusammengefasst.

Korngröße

Der generelle Trend der Korngrößenabnahme flussabwärts (KNIGHTON 1998, Kapitel 2.2.1) konnte in beiden Untersuchungsgebieten nicht festgestellt werden. Die Beobachtungen dieser Arbeit stimmen mit den Beobachtungen von RICE UND CHURCH (1996a) überein. Sie stellten fest, dass der Trend durch hoch variablen Sedimenteintrag gestört wird.

In der **VdB** sind die Korngrößen im Bereich erhöhten Sedimenteintrags (K#10, #13, #30) besonders hoch (Abschnitt 5, 6 und 8, siehe Abbildung 19). In Abschnitt 5 wurden drei und in Abschnitt 6 zwei Pebble Counts angelegt. Die Daten zeigen, dass die Korngrößen mit sinkender Distanz zur Mündung des Murgangs gröber werden. Die Korngrößen in Abschnitt 8 und 9 sind gröber, da Murgang 30 in das Gerinne mündet und es sich um murfähige Gerinne handelt. Im Untersuchungsgebiet **VMu** sind die Korngrößen in Abschnitt 6 und 8 besonders hoch (Abbildung 23 und Abbildung 24). In diesen Abschnitten münden die

Murgänge 31 und 50 in das Hauptgerinne. In Abschnitt 6 der VMu wurden ebenfalls 3 Pebble Counts durchgeführt, die zeigen, dass die Korngröße mit abnehmender Distanz zur Murgangmündung zunimmt. Außerdem ist deutlich, dass Abschnitte ohne hohen Sedimenteintrag feinere Korngrößen aufweisen (z.B. Abschnitt 1, 3, 4, 7, VdB, und Abschnitt 9 und 16, VMu).

Anhand der Abschnitte (5 und 6, VdB; 6, VMu), in denen mehrere Pebble Counts durchgeführt wurden, kann gezeigt werden, dass die Korngröße mit abnehmender Distanz zur Mündung des Murgangs zunimmt. Dies entspricht den Erwartungen und den bisherigen Ergebnissen anderer Arbeiten. Zu der vorgefundenen Sortierung kommt es durch die Überprägung der Murgangablagerungen. Große Klaster werden an der Front des Murgangs transportiert und dementsprechend am weitesten bewegt (IVERSON 1997). Allerdings werden die Ablagerungen meist direkt im Anschluss, aber auch im Laufe der Zeit überprägt. Hierbei kann der Abfluss im Hauptgerinne eine Rolle spielen. Wenn sich ein Murgang ereignet, ist dieser meist besonders hoch. Im Gegensatz zu den größten Blöcken an der Front können feineres Material und kleinere Blöcke noch weiter transportiert werden (vgl. CENDERELLI UND KITE 1998). **Folglich kann die dritte Hypothese, dass gerinneabwärts von einer Murgang-Gerinne-Kopplung die Korngrößen feiner werden für beide Untersuchungsgebiete bestätigt werden.**

Die Korngrößen an und gerinneabwärts einer Murgangmündung sind gröber als gerinneaufwärts (vgl. HOFFMAN UND GABET 2007). Das liegt zum einen daran, dass Murgangablagerungen im Gerinne als Sedi-mentfalle für den flussaufwärts liegenden Abschnitt wirken, und zum anderen, dass sich das Gerinne in die Murgangablagerungen einschneidet und feines Material erodiert, während das gröbere zurück bleibt. Dies kann besonders deutlich anhand der Abschnitte 6 bis 9 in der VMu und der Abschnitte 6 und 7 in der VdB gezeigt werden (Abbildung 19 und Abbildung 24).

Das eingetragene Sediment von den Schutthalden-Murkegel-Komplexen ist feiner als von Gerinne-Murgängen (Kapitel 7.3). Dies ist besonders deutlich an den Abschnitten 10 bis 12 in der VMu, aber auch an Abschnitt 5 in der VdB, erkennbar (Abbildung 19 und Abbildung 24). Das im Murkegel von K#10 abgelagerte Material ist relativ fein, gut sortiert und die Blockdichte ist gering.

Das räumliche Muster der Korngrößen in den beiden Untersuchungsgebieten kann nach SURIAN (2002) als komplex und trendlos bezeichnet werden, was vor allem auf erhöhten Sedimenteintrag zurückzuführen ist. Allerdings können damit nicht alle Veränderungen der Korngrößen erklärt werden (z.B. Abschnitt 2, VdB und Abschnitt 1, 2, VMu). Die von BRUMMER UND MONTGOMERY (2003) beschriebene Zunahme der Korngröße gerinneabwärts (engl. downstream coarsening), die bis zu einer EZG-Größe von 10 km² vorherrscht und bis zu einer EZG-Größe von 1 km² am stärksten ausgeprägt ist, konnte anhand der erhobenen Daten nicht bestätigt werden.

Kornrundung

Wie bei der Korngröße ist in der Regel auch bei der Kornrundung flussabwärts ein genereller Trend vorhanden: Es kommt mit der Distanz zu einer zunehmenden Rundung (KNIGHTON 1998). In der **VdB** kann dieser Trend bestätigt werden. An der Mündung von Murgang 13 sind in Vergleich zu den gerinneab-

wärts und -aufwärts liegenden Abschnitten allerdings auffällig viele Partikel mit der Rundungsklasse subkantig vorhanden, die durch den Murgang eingetragen werden (Kornrundungen Abschnitt 6a in Abbildung 20). In der **VMu** nimmt der Rundungsgrad der Partikel im Gerinnebett flussabwärts ebenfalls zu. Auffällig ist der schlechte Rundungsgrad der Partikel von Pebble Count 6a. Diese Partikel könnten durch Murgang 31 in das Gerinne transportiert werden. Allerdings sind die Partikel gerinneaufwärts bzw. -abwärts (Abschnitt 6b bzw. 6) besser gerundet. In die Abschnitte 9 bis 12 wird Material v.a. durch den Schutthalden-Murkegel-Komplex eingetragen. Das Material des Komplexes ist, wie für Schutthalden typisch, schlecht gerundet (LUCKMAN 2007), was sich im Gerinnebettmaterial widerspiegelt. Das Material in Abschnitt 16 ist am wenigsten gerundet und wird nur sehr selten transportiert. Dies ist deutlich zu sehen, da die Zwischenräume der Partikel mit Verwitterungsmaterial verfüllt sind und Vegetation in den Zwischenräumen wächst. Nur der Bereich des Gerinnes, der während der Feldarbeiten Wasser geführt hat, wird häufiger umgelagert. D.h. ein Großteil des Sediments wird nicht fluvial weiter transportiert, sondern verwittert in seiner derzeitigen Position. Außerdem sind die Transportdistanzen, über die fluvialer Transport auf der Ebene stattfinden kann, sehr kurz.

Sortierung und weitere Parameter nach FOLK UND WARD (1957)

Fluviale Sedimente sind meist besser sortiert als das gewöhnlich schlecht sortierte Murgangmaterial (COROMINAS et al. 1996). In den meisten Fließgewässern ist flussabwärts eine Verbesserung der Sortierung festzustellen (KNIGHTON 1998). Allerdings ist die Sortierung des Gerinnebettmaterials in den beiden Untersuchungsgebieten vor allem in Bereichen erhöhten Sedimenteintrags vom Hang schlechter. Aufgrund dessen kann keine Verbesserung der Sortierung gerinneabwärts festgestellt werden. Anhand des Sortierungskoeffizienten nach FOLK UND WARD (1957) (Formel (4)) wird dies deutlich. In der **VdB** nimmt der Sortierungskoeffizient in Abschnitt 5 mit abnehmender Distanz zum Mündungsbereich von K#10 zuerst zu und dann ab (Abbildung 21). Durch den Murgang wird relativ betrachtet gut sortiertes Material eingetragen, denn dieser bildet sich aus dem Material der Schutthalde, das vor allem aus den Korngrößen < 256 mm sowie wenigen kleineren Blöcken besteht (MEBENZEHLE 2013). In Abschnitt 6 wird die Sortierung mit abnehmender Distanz zu Murgang 13 schlechter, denn durch diesen wird deutlich schlechter sortiertes Material als durch Murgang 10 in das Hauptgerinne eingetragen. Das abgelagerte Sediment in Abschnitt 9 ist sehr schlecht sortiert. Neben der hohen durchschnittlichen Neigung des Abschnitts, sind die Levees und Terrassen im Gerinne sowie die großen Korngrößen ein weiterer Indikator dafür, dass es sich um ein hangial beeinflusstes Gerinne handelt, in dem v.a. Murgangprozesse das Material transportieren und ablagern.

Die Sortierung des abgelagerten Materials in der **VMu** ergibt ein ähnliches Bild. Vor allem in Abschnitten mit erhöhtem Sedimenteintrag ist die Sortierung schlecht (Abschnitt 5, 6 und 8). In den Abschnitten 10 bis 12 entlang des Schutthalden-Murkegel-Komplexes ist die Sortierung relativ betrachtet gut, da Material von der Schutthalde durch Murgänge und andere Prozesse in das Gerinne eingetragen wird.

Die Untersuchung der Schiefe und Kurtosis der Verteilung nach FOLK UND WARD (1957) ergab keinen Zusammenhang mit den Hang-Gerinne-Kopplungen bzw. dem erhöhten Sedimenteintrag in das Gerinne. Bei den nach FOLK UND WARD (1957) berechneten Parametern muss beachtet werden, dass die Perzentile D_5 , D_{16} und D_{25} in die Berechnungen mit einfließen (Formel (3) bis (6)). Diese konnten mit den erhobenen Daten berechnet werden, jedoch wurden Partikel ≤ 4 mm in der Klasse F (engl. fines) zusammengefasst und nachträglich eine Korngröße von 4 mm für alle Partikel dieser Klasse festgelegt, um die Analyse der Daten durchzuführen. Deshalb betragen die Werte für D_5 und D_{16} in vielen Abschnitten 4 mm, was die Genauigkeit der berechneten Werte verschlechtert. Es muss beachtet werden, dass sich die Koeffizienten immer auf die Korngrößenverteilung einer Probe beziehen.

Blockdichte

Die Blockdichte wurde in dieser Arbeit als der prozentuale Anteil von Blöcken (b-Achse ≥ 256 mm) entsprechend der WENTWORTH-Skala definiert. Auch in anderen Studien (z.B. BENDA 1990 und GRANT UND SWANSON 1995) wurde die Blockdichte angewandt. Allerdings wurde sie als die Anzahl von Blöcken ($> 0,5$ bzw. $> 1,5$ m) pro 100 m bzw. pro 1 m bestimmt. Daher sind die absoluten Werte nicht miteinander vergleichbar, jedoch können die prinzipiellen Trends verglichen werden. Die Blockdichte ist von mehreren Faktoren abhängig: zum einen von der Verteilung der aktiven Hangprozesse, die Blöcke in das Gerinne transportieren können, und zum anderen von der Breite des Gerinnes, d.h. ob die Blöcke vom Hang das Gerinne erreichen können oder in Zwischenspeichern zwischen Hang und Gerinne abgelagert werden (GRANT UND SWANSON 1995).

Die berechneten Blockdichten sind in der VdB insgesamt niedriger als in der VMu (Abbildung 22 und Abbildung 27). Die höchsten Blockdichten in der **VdB** wurden in den Abschnitten 8 und 9, wo ein hangial beeinflusstes, murfähiges Gerinne ausgebildet ist, gemessen. In diesen Abschnitten wird Material abgelagert, das durch nicht-fluviale Prozesse aus den Bereichen gerinneaufwärts transportiert wird. In Abschnitt 10 ist die Blockdichte dagegen gering, da es sich um den Transportbereich der Murgänge handelt. Ähnlich wurde dies von BENDA (1990) festgestellt: Im Transportbereich der Murgänge ist ein Bedrock Gerinne ausgeprägt, da das Material im Gerinne durch Murgänge erodiert wurde. Gerinneabwärts davon in den Depositionsbereichen ist die Blockdichte hoch. Die niedrige Blockdichte in Abschnitt 7 deutet darauf hin, dass keine Deposition durch Murgänge, die durch das Hauptgerinne fließen, mehr stattfindet. In Abschnitt 5 und 6 nimmt die Blockdichte mit abnehmender Distanz zum aktiven Mündungsbereich des Murgangs zu. Die Blöcke können nicht weiter transportiert werden, weil die Neigung im Hauptgerinne im Vergleich zum Murgerinne gering ist und die Begrenzung durch Talflanken fehlt. Auch BENDA (1990) hat die höchsten Blockdichten direkt an den Mündungen gemessen. Gerinneabwärts von der Mündung nehmen die Blockdichten konstant ab. Der Grund dafür liegt nach BENDA (1990) in der Ablagerung der Blöcke durch die Murgänge vor der eigentlichen Depositionszone. Dies steht allerdings im Widerspruch dazu, dass die größten Blöcke an der Front von Murgängen transportiert und demnach am weitesten bewegt werden. Daher wird in dieser Arbeit den Erkenntnissen von CENDERELLI UND KITE (1998) gefolgt

(siehe oben). Obwohl große Mengen des in Abschnitt 5 eingetragenen Materials weitertransportiert und zum Teil gerinneabwärts abgelagert wurden, ist die Blockdichte im unteren Bereich von Abschnitt 5 und in Abschnitt 4 sehr gering. Feines Sediment im Gerinne weist einen hohen Grad an Konnektivität auf; grobes Material hat dagegen ein eher lokales Sedimentbudget (HOOKE 2003), d.h. das feine Material der Murgangablagerungen wurde erodiert und teilweise flussabwärts abgelagert. Blöcke, die sich dort im Gerinne befanden, wurden verschüttet. Hierzu ist anzumerken, dass das durch K#10 eingetragene Material diffusiv flussabwärts transportiert wird. Während die Spuren in Abschnitt 4 noch deutlich zu erkennen sind, hat sich an der Mündung der Ova da Val dal Botsch in die Ova dal Fuorn seit dem Ereignis ein alluvialer Fächer aufgeschüttet und die Ova dal Fuorn aus ihrer ursprünglichen Position gedrängt. Dies stimmt mit den Ergebnissen von BENDA UND DUNNE (1997b) und CUI et al. (2003a, 2003b) überein, dass Sedimentpulse in Flüssen mit hohen Froudezahlen diffusiv flussabwärts transportiert werden.

In der **VMu** wurden die höchsten Blockdichten in Abschnitt 6 und 8 gemessen. In Abschnitt 6 nimmt die Blockdichte, wie auch schon in den Abschnitten 5 und 6 in der VdB, mit abnehmender Distanz zur Murgangmündung von K#31 zu. In Abschnitt 8 mündet Murgang 50. Die sehr niedrige Blockdichte in Abschnitt 9 kann dadurch zustande kommen, dass kaum Material vom Hang in das Gerinne eingetragen wird und/oder dass die Blöcke durch feinere Sedimente, die oberhalb der Mündung von Murgang 50 abgelagert wurden, bedeckt sind.

Die Verteilung der Blockdichte in den beiden Untersuchungsgebieten stimmt mit den Ergebnissen von BENDA (1990) und GRANT UND SWANSON (1995) überein. Sie stellten fest, dass die höchsten Blockdichten an den Mündungen von Murgängen bzw. an Stellen mit erhöhtem Sedimenteintrag in das Gerinne zu finden sind. Dazu kann hinzugefügt werden, dass die Blockdichten auch in den Depositionsbereichen von Murgängen, die im Hauptgerinne abfließen, besonders hoch sind.

Blöcke > 1,5 m werden nach GRANT UND SWANSON (1990) und BRUMMER UND MONTGOMERY (2006) nur sehr selten bewegt und normalerweise durch nicht-fluviale Prozesse wie Murgänge in das Gerinne transportiert. Neben Murgängen gibt es an nur wenigen Stellen in den Untersuchungsgebieten weitere Quellen für Blöcke dieser Größe. Die Blöcke bleiben als rückständige Ablagerungen zurück, d.h. sie können nicht durch fluviale Prozesse weiter transportiert werden. In der VMu wurden sehr große Blöcke (bis zu 4 m) in Abschnitt 6 vermessen. Neben der Position an der Murgangmündung und dem Vorhandensein großer Blöcke entlang des Murgerinnes, deutet auch die Form der Blöcke auf einen Murgangtransport hin. Die meisten Blöcke haben aufgrund des Transports gerundete Kanten (vgl. PLANALP 2006). Da der Transportpfad jedoch kurz ist, sind nicht alle Blöcke gleich stark gerundet. Blöcke dieser Größe sind auf Luftbildern sichtbar. Anhand dieser kann festgestellt werden, dass sich die Blöcke an der Mündung von Murgang 31 und Murgang 50 seit mindestens 1988 an dieser Stelle im Gerinne befinden. Da auch aus dem Jahr 1946 Luftbilder des SNP existieren, wäre es sinnvoll, diese ebenfalls zu untersuchen. Im Rahmen dieser Arbeit waren sie nicht zugänglich.

Anhand der Diskussion der Ergebnisse dieser Arbeit wird deutlich, dass erhöhter Sedimenteintrag über Hang-Gerinne-Kopplungen zu sedimentologischen Veränderungen im Gerinnebett führen kann. Die untersuchten Parameter Korngröße, Kornrundung, Sortierung und Blockdichte zeigen deutliche Veränderungen an Stellen mit hohem Sedimenteintrag durch Murgang-Gerinne-Kopplungen. Andere Hang-Gerinne-Kopplungen haben in den beiden Untersuchungsgebieten keinen Einfluss auf die Gerinne, d.h. sie sind dort kein signifikanter Sedimenteintrag nach RICE UND CHURCH (1998). In weiteren Arbeiten könnten die Ergebnisse ausgeweitet werden, indem weitere Pebble Counts angelegt werden, die die Auswirkungen des erhöhten Sedimenteintrags in das Gerinne verdeutlichen.

Tabelle 10: Zusammenfassung der Veränderungen der morphometrischen und sedimentologischen Eigenschaften im Gerinne bedingt durch erhöhten Sedimenteintrag durch Murgänge in den Untersuchungsgebieten VdB und VMu und Einteilung in signifikante und unbedeutende Sedimenteinträge (Abkürzungen: SMK = Schutthalden-Murkegel-Komplex, n.b. = nicht belegbar anhand der erhobenen Daten).

Untersuchungsgebiet, Abschnitt, Hangseite (orographisch)	Murgang	Kopplungseffektivität	Auswirkungen auf						signifikanter Sedimenteintrag
			Querprofil	Neigung	Korngröße (D95)	Rundungsgrad	Sortierungskoeffizient	Blockdichte	
VdB, 5 (rechts)	10 (SMK)	5	ja	nein	ja	ja	n.b.	ja	x
VdB, 6 (rechts)	13	5	nein	nein	ja	ja	n.b.	ja	x
VdB, 8 (rechts)	25	3	nein	nein	n.b. (nein)	n.b.	n.b.	n.b. (nein)	
VdB, 8 (rechts)	30	5	ja	nein	ja	n.b.	n.b.	ja	x
VdB, 10 (links)	41	4	nein	nein	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	?
VMu, 2 (rechts)	9	3	n.b.	nein	n.b. (nein)	n.b.	n.b.	n.b. (nein)	
VMu, 3 (rechts)	15	4	ja	nein	nein	ja	nein	nein	x
VMu, 4 (links)	20	3	n.b. (nein)	nein	nein	nein	nein	nein	
VMu, 4 (links)	22	3	n.b. (nein)	nein	n.b.	nein	nein	n.b.	
VMu, 5 (rechts)	25	4	ja	nein	ja	nein	ja	ja	x
VMu, 5 (links)	27	4	n.b. (nein)	nein	n.b. (nein)	n.b.	n.b.	n.b. (nein)	
VMu, 6 (rechts)	31	5	ja	ja	ja	ja	ja	ja	x
VMu, 6 (links)	32	5	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	?
VMu, 8 (rechts)	50	5	ja	ja	ja	nein	ja	ja	x
VMu, 10-12 (rechts)	SMK	variiert	ja	nein	ja	ja	ja	ja	x
VMu, 12 (links)	63	5	nein	nein	nein	n.b.	n.b.	ja	x
VMu, 13 (rechts)	66	5	ja	nein	ja	nein	nein	nein	x
VMu, 13 (rechts)	67	5	n.b. (ja)	nein	n.b. (ja)	n.b. (nein)	n.b. (nein)	n.b. (nein)	?
VMu, 13 (links)	69	4	n.b.	nein	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	?

Anmerkungen zu Tabelle 10: Da nicht an jedem Murgang ein Pebble Count und ein Querprofil aufgenommen wurden, können manche Veränderungen nicht anhand der erhobenen Daten nachgewiesen werden (n.b.). Kursiv in Klammern sind für diese

Murgänge Einschätzungen aufgeführt, die auf Beobachtungen im Gelände zurück gehen. Dennoch kann auf dieser Datengrundlage nicht für jeden Murgang eindeutig bestimmt werden, ob es sich um einen signifikanten Sedimenteintrag (sensu RICE UND CHURCH 1998) handelt. Diese sind mit einem Fragezeichen markiert.

Kritik an der Pebble Count Methode

Die angewandte Pebble Count Methode muss kritisch betrachtet werden. Pebble Counts existieren in unzähligen Varianten, weil fast jede Studie eine Abwandlung der Methode nutzt, die an die Fragestellung angepasst ist. Daher ist es unabdingbar, die einzelnen Komponenten zu identifizieren (Tabelle 4) und genau festzulegen, sodass der Pebble Count wiederholbar ist. Es ist nicht ausreichend, die Methode als abgewandelte WOLMAN (1954)-Methode zu bezeichnen. Eine Schwachstelle, die sich aus der hohen Variabilität der Methode ergibt, ist die schlechte Vergleichbarkeit der Ergebnisse einzelner Studien (BUNTE et al. 2009). In mehreren Studien wurde herausgestellt, dass die Ergebnisse variieren, wenn unterschiedliche Pebble Count Methoden gewählt werden (u.a. WOHL et al. 1996, KONDOLF 1997, BUNTE et al. 2009).

Viele Autoren (u.a. KONDOLF 1997, BUFFINGTON UND MONTGOMERY 1999) empfehlen die einzelnen Faziesbereiche (z.B. Bänke oder Pools und Riffles) in einem Gerinneabschnitt zu kartieren, ihren prozentualen Anteil an der gesamten Fläche zu bestimmen und diese Bereiche einzeln zu beproben. Die Pebble Counts werden zusammen gefasst und entsprechend der räumlichen Ausdehnung gewichtet. Dies war bei der vorliegenden Arbeit nicht durchführbar, da einzelne Faziesbereiche nicht bestimmt werden konnten.

Ein großes Problem der Methode ist die Festlegung der Probenanzahl (in diesem Fall mindestens 100 Partikel). WOLMAN (1954) fand heraus, dass eine Anzahl von 100 Partikeln ausreichend ist. Das wird jedoch in vielen Studien kritisiert und als zu gering bezeichnet (u.a. CHURCH et al. 1987, RICE UND CHURCH 1996b, GREEN 2003, BUNTE et al. 2009). In weiteren Studien wurden andere Werte als ausreichend genannt: 60 Steine in BRUSH (1961) und 70 Steine in MOSLEY UND TINDALE (1985). Diese Angaben sind jedoch nicht hinreichend, wenn auch die Korngrößen am unteren und oberen Ende der Verteilung akkurat dargestellt werden sollen. FRIPP UND DIPLAS (1993) empfehlen daher 200 bis 400 Steine. RICE UND CHURCH (1996b) sammelten aus einer Probe mit 3000 Steinen zufällig reproduzierbare Proben. Das Ergebnis zeigte, dass nach 400 Steinen sich die Genauigkeit der Ergebnisse nicht mehr verbessert. Mit der Bootstrap-Methode wurde die Standardabweichungen für die Perzentile der gesamten Korngrößenverteilung berechnet. Die groben Perzentile können mit einer höheren Genauigkeit bestimmt werden als die feineren Perzentile. Somit sind D_{84} und D_{95} oft fast so gut wie die D_{50} Schätzungen (RICE UND CHURCH 1996b).

LEOPOLD (1970) stellte fest, dass beim Pebble Count eine Verzerrung der Ergebnisse hin zu den größeren Korngrößen besteht, da sie durch ihre größere Fläche eher ausgewählt werden. FRIPP UND DIPLAS (1993) bestätigen, dass Partikel kleiner als der Finger des Probenehmers nur schwer aufgehoben werden können. Einen Überblick über die Problematik, dass vermehrt die mittleren Partikelgrößen beprobt werden, geben BUNTE UND ABT (2001a). Es wird darauf hingewiesen, dass sowohl die feinen Partikel als auch die größeren Klaster unterrepräsentiert sind, da die einen nicht aufgehoben werden können und nur einen kleinen Teil der Oberfläche ausmachen und die anderen unsicher zum Stehen sind.

Blockierte Partikel sind eine weitere Fehlerquelle, die identifiziert werden kann (nach KONDOLF 1997). In Anhang C 7 und Anhang C 8 ist angegeben, wie viel Prozent der vermessenen Partikel der einzelnen Pebble Counts blockiert bzw. zu groß waren, um diese zu bewegen. Die Werte liegen zwischen 0,8 % (Murgang 10, VdB) und 34,0 % (Abschnitt 8, VMu).

Werden Pebble Counts von verschiedenen Personen durchgeführt, kann dies die Vergleichbarkeit herabsetzen (u. a. HEY UND THORNE 1983, WOHL et al. 1996, BUNTE UND ABT 2001a). Deshalb wurden in dieser Studie alle Pebble Counts von einer Person durchgeführt.

Liegen verschiedene Lithologien im EZG vor, kann es sinnvoll sein, die Lithologien aufzunehmen, denn ein größerer Partikel von geringerer Dichte kann sich wie ein kleinerer Partikel von höherer Dichte verhalten (KONDOLF et al. 2003). In dieser Arbeit wurde die Lithologie der einzelnen Partikel nicht aufgenommen, denn sie konnten im Gelände nicht eindeutig bestimmt werden und es wäre zu zeitaufwändig gewesen.

Die aufgeführten Kritikpunkte an der Pebble Count Methode zeigen, dass die Methode mehrere potentielle Fehlerquellen hat. Es wurde versucht, diese in der Arbeit zu minimieren (z.B. genaue Darstellung der Methode, ein Probennehmer) oder zu identifizieren (z.B. blockierte Partikel, fehlende Bestimmung der Lithologie). Trotz zahlreicher Unsicherheiten eignet sich die Methode im Vergleich zu anderen am besten in den Untersuchungsgebieten für die Beantwortung der Fragestellungen.

7.3 Welche Hang-Gerinne-Kopplungen haben den größten Einfluss auf das Gerinne?

Das Ausmaß der Einflüsse von Hang-Gerinne-Kopplungen auf das Gerinne ist von der Konnektivität zwischen Hang und Gerinne abhängig (Kapitel 2.4.6). In dieser Fragestellung soll diskutiert werden, welche Hang-Gerinne-Kopplungen (basierend auf dem Prozess) die höchste Kopplungseffektivität aufweisen. Innerhalb der Prozesse besteht eine Variabilität der Konnektivität, die für den dominanten Prozess in den beiden Untersuchungsgebieten diskutiert und in Ansätzen erklärt werden soll.

Dominanz der Murgänge

Anhand der Ergebnisse der Kartierung wird deutlich, dass die Kopplungseffektivität zwischen Hang und Gerinne in Bereichen, in denen Murgangprozesse aktiv sind, am höchsten ist (Tabelle 9). In beiden Untersuchungsgebieten ist die Kopplungseffektivität der meisten größeren Murgänge als hoch oder sehr hoch eingestuft (Tabelle 10; Anhang C 9 und Anhang C 10). Zusätzlich ergibt die bisherige Diskussion, dass fast ausschließlich Murgang-Gerinne-Kopplungen einen Einfluss auf die Gerinne haben. Dies stimmt mit den Ergebnissen bisheriger Studien überein und wird im Folgenden ausführlicher diskutiert.

In den beiden Untersuchungsgebieten wird der Sedimenteintrag in das Gerinne, d.h. die Kopplung zwischen Hang und Gerinne, durch stochastische Prozesse, v.a. durch den Murgangprozess, dominiert (vgl. BENDA UND DUNNE 1997). BENDA UND DUNNE (1987) stellten bereits fest, dass Kriech- und Spülprozesse kontinuierlich Sediment in das Gerinne liefern, die Auswirkungen auf das Gerinne jedoch unbedeutend sind. Die Auswirkungen von stochastischen Sedimenteinträgen sind dagegen groß (siehe Kapitel 7.1 und 7.2). MADEJ et al. (2009) nutzen ein Versuchskanalexperiment und Untersuchungen in einem Kiesbettgerinne, um die Auswirkungen von variablem Sedimenteintrag in das Gerinne zu untersuchen. Sie fanden heraus,

dass sowohl moderater als auch hoher Sedimenteintrag zu Aggradation im Gerinne führt. Wenn der Sedimenteintrag abnimmt, beginnt Degradation. Während der Aggradationsphase wurde das Gerinnebett glatter und in der anschließenden Degradationsphase rauher und gröber. Unter moderatem Sedimenteintrag erreichte das Gerinne wieder den Zustand, der vor der Störung durch Sedimenteintrag bestand. Im Gegensatz dazu schnitt sich das Gerinne in der Degradationsphase nach dem hohen Sedimenteintrag auch in die Ablagerungen ein, endete aber, bevor das gesamte eingetragene Sediment erodiert wurde. Die Beobachtungen und Resultate der vorliegenden und der genannten Arbeiten gehen auf das Frequenz-Magnitude-Konzept nach WOLMAN UND MILLER (1960), nach dem seltene Ereignisse großer Magnitude großskalige Veränderungen hervorrufen können, zurück (vgl. Abbildung 4, B nach BUFFINGTON 2012). Die Hang-Gerinne-Kopplungen in den beiden Untersuchungsgebieten können des Weiteren im Sinne der geomorphologischen Arbeit nach WOLMAN UND MILLER (1960) und der geomorphologischen Effektivität nach WOLMAN UND GERSON (1978) betrachtet werden. Die geomorphologische Arbeit ist als die Menge an Material, die während einzelner Ereignisse transportiert wird, definiert. Die geomorphologische Effektivität ist die Beständigkeit der Effekte eines einzelnen Ereignisses. Nach beiden Konzepten sind Murgänge in den Untersuchungsgebieten die dominanten Ereignisse. Durch Murgänge wird das meiste Sediment in die Hauptgerinne der VdB und VMu transportiert und die Einflüsse der einzelnen Ereignisse halten lange an. Die genaue Zeitdauer, über die die Auswirkungen der einzelnen Murgänge bestehen, und die Stärke variieren und sind von verschiedenen Faktoren abhängig, von denen einige im Folgenden beschrieben werden. In der VMu kann anhand der Luftbilder gezeigt werden, dass die Veränderungen im Gerinne, die durch die Murgänge 31 und 50 bedingt wurden, seit mindestens 25 Jahren andauern. Die größten Blöcke (> 1,5 m), die durch Murgänge ins Hauptgerinne transportiert wurden, können nach GRANT UND SWANSON (1995) nicht durch fluviale Prozesse erodiert und transportiert werden und bleiben als rückständige Ablagerungen zurück. Dies deutet darauf hin, dass auch extreme Abflüsse im Hauptgerinne die rückständigen Ablagerungen der Murgänge nicht transportieren können und nicht in jedem Fall der Zustand, der vor der Störung durch den Sedimenteintrag bestand, wieder erreicht werden kann. WOHL UND PEARTHREE (1991) stellten ebenfalls fest, dass Murgänge in ihren Studien nach den beiden genannten Konzepten, die dominanten Ereignisse sind.

Variabilität des Einflusses von Murgängen auf das Gerinne

Murgangprozesse dominieren den Sedimenteintrag in die Hauptgerinne der beiden Untersuchungsgebiete, jedoch haben nicht alle Murgänge einen gleich starken Einfluss auf das Gerinne. Die Unterschiede werden zum einen an den verschiedenen hohen Kopplungseffektivitäten (Tabelle 9) und zum anderen an den unterschiedlichen Auswirkungen des erhöhten Sedimenteintrags im Gerinne deutlich (Tabelle 10). BUFFINGTON (2012) greift das Frequenz-Magnitude-Konzept von WOLMAN UND MILLER (1960) für die Skalierung der Gerinneanpassungen auf. Die Auswirkungen auf das Gerinne erstrecken sich über einen weiten Bereich. Anpassungen finden sowohl kleinskalig (Veränderung der Korngrößen) als auch großskalig (Veränderung der Gerinneneigung) statt (vgl. Abbildung 4, B). Das Ausmaß der Gerinneanpassung an ein be-

stimmtes Ereignis hängt von der Stärke des Ereignisses ab. Dies zeigt sich auch in den beiden untersuchten EZG. Während einige Murgänge großskalige Veränderungen, die eine Veränderung der Neigung des Hauptgerinnes mit einschließen, hervorrufen, bewirken andere Murgänge ausschließlich Veränderungen der Korngröße oder der Korngröße und des Querprofils auf kleineren Skalen (Tabelle 10).

Nach RICE UND CHURCH (1998) wurden die größten Murgänge in beiden Untersuchungsgebieten in signifikante und unbedeutende Sedimenteinträge klassifiziert (Tabelle 10; Kapitel 2.4.6). In Anlehnung an die bestehende Definition werden in dieser Arbeit auch Sedimenteinträge, die neben den sedimentologischen auch die morphometrischen Eigenschaften des Hauptgerinnes verändern, als signifikant klassifiziert. Nicht für jeden der Murgänge war eine eindeutige Einteilung in signifikanten bzw. unbedeutenden Sedimenteintrag möglich, da nicht an allen Murgängen ein Pebble Count durchgeführt und ein Querprofil aufgenommen wurde und die Mündungen der Murgänge oft zu dicht aneinander liegen (z.B. Murgang 31 und 32 sowie 66 und 67, VMu), um die Veränderungen im Gerinne eindeutig einem Murgang zuordnen zu können. Diese Murgänge sind in Tabelle 10 mit einem Fragezeichen markiert.

Aus der Klassifikation in signifikante und unbedeutende Sedimenteinträge ergibt sich die Frage, welche Faktoren genutzt werden können, um diese vorherzusagen. KNIGHTON (1980), RICE UND CHURCH (1996a), RICE (1998), BENDA et al. (2003, 2004) und MADEJ et al. (2009) gehen auf den variablen Einfluss von lateralen Sedimentquellen und Tributären auf das Gerinne ein. Bisher existieren jedoch keine Studien, die den Fokus auf Murgänge und mesoskalige EZG (nach SLAYMAKER 1991) in alpinen Gebieten richten. Zwei Faktoren, die beeinflussen könnten, ob es sich um einen signifikanten Sedimenteintrag handelt, sollen in dieser Arbeit diskutiert werden: Korngrößendifferenz zwischen dem im Gerinne vorhandenen Material und dem vom Hang eingetragenen Material und Größe des sedimentliefernden Gebiets. Wie in den genannten Arbeiten deutlich wird, spielen jedoch auch weitere Faktoren eine wichtige Rolle: z.B. das Volumen des Sedimenteintrags (KNIGHTON 1980), die durchschnittliche Neigung des Murganges (RICE 1998) und die Form des einmündenden EZG (BENDA et al. 2004). Diese konnten in der vorliegenden Arbeit nicht untersucht werden.

Korngrößendifferenz zwischen dem Gerinnebettmaterial und dem eingetragenen Murgangmaterial

Die Korngrößendifferenz zwischen dem Gerinnebettmaterial und dem durch Murgänge eingetragenen Material kann genutzt werden, um den Einfluss der einzelnen Murgänge miteinander zu vergleichen. BENDA et al. (2003, 2004) stellten fest, dass Murgänge, die große Blöcke enthalten, einen größeren Einfluss auf das Gerinne haben als Murgänge, die aus feinem Material bestehen.

Es wurde versucht, die Korngrößendifferenz zwischen verschiedenen Murgängen neben den visuellen, qualitativen Beobachtungen im Gelände anhand zusätzlicher Pebble Counts, die über Murkegel gelegt wurden, zu verdeutlichen. Hierbei muss allerdings beachtet werden, dass nur wenige Murgänge beprobt werden konnten und dass ein Pebble Count nicht die ideale Methode für die sedimentologische Analyse von Murgängen ist. Es wird ausschließlich das Sediment an der Oberfläche beprobt. Die Oberfläche wird jedoch nach der Sedimentdeposition durch weitere geomorphologische Prozesse (z.B. Spülprozesse)

überprägt. Zudem kann nicht das gesamte Korngrößenspektrum erfasst werden, da die Ablagerungen von Murgängen Sortierungen aufweisen können (z.B. grobe Partikel in Levees und an der Front der Ablagerungen (IVERSON 1997) oder umgekehrte Korngrößenverteilung der Ablagerungen (engl. inverse grading) (z.B. BREIEN et al. 2008)). Eine umgekehrte Korngrößenverteilung, d.h. dass sich die größten Partikel an der Oberfläche der Ablagerungen finden und die Partikel nach unten feiner werden, wurde nur an vereinzelt Murgangablagerungen in den Untersuchungsgebieten beobachtet und scheint nicht die Regel zu sein.

Generell konnten drei Trends festgestellt werden: (1) Die Murgänge in der VdB tragen keine so großen Blöcke wie die Murgänge in der VMu in das Gerinne ein. Dieser Unterschied zwischen den beiden Tälern wird mittels der Perzentile D_{95} und D_{84} der Murgänge in der VMu und VdB deutlich (Anhang C 7 und Anhang C 8): Die Korngrößen der Murgänge in der VdB sind kleiner als die der Murgänge in der VMu.

(2) Im Untersuchungsgebiet VMu wurde im Gelände visuell festgestellt, dass Murgänge, die von links in das Gerinne münden, aus feinerem und weniger gerundetem Material bestehen, als Murgänge die von rechts in das Gerinne münden. Anhand der rückständigen Ablagerungen im Gerinne wird deutlich, dass die Murgänge 31 und 50, die vom rechten Hang in das Gerinne münden, die größten Partikel in das Gerinne transportieren. Die aufgenommenen Pebble Count Daten bestätigen dies. Die Murgänge 15 und 31, die in der VMu von rechts in das Gerinne münden, tragen gröberes Material ein als Murgang 32, der von links in das Gerinne mündet (Anhang C 8).

(3) Die Murgänge der Schutthalden-Murkegel-Komplexe in beiden Untersuchungsgebieten liefern deutlich feineres Material als die größeren Gerinne-Murgänge in die Hauptgerinne. Dies wird vor allem im mittleren Talsegment der VMu anhand der Korngrößen im Gerinne sichtbar (Abbildung 24), da dort die Korngrößen feiner sind als in den talabwärts liegenden Gerinneabschnitten. Zusätzlich zeigt der Vergleich der Pebble Counts, die in der VdB an den Murgängen durchgeführt wurden, dass die Korngrößen von Murgang 10, dessen Quellgebiet in der Schutthalde liegt, feiner sind als die von Murgang 13 (Anhang C 7).

Das durch einen Murgang transportierte Material ist von dem Material, das sich im Quellgebiet und der Transportzone befindet, abhängig (vgl. COROMINAS et al. 1996). Unterschiede im Quellgebiet bedingen die variierenden Einflüsse auf das Gerinne, was für die drei beschriebenen Trends wichtig ist. (1) Die VdB ist vor allem durch Lockergestein geprägt (Moränenmaterial, Schutt), die VMu wird dagegen durch anstehendes Gestein an der Oberfläche dominiert (Anhang B 5). Gebiete, die durch anstehendes Gestein dominiert werden, können demnach größere Korngrößen liefern und haben eher Auswirkungen auf das Gerinne.

(2) In der VMu ist vor allem der sich rechts des Gerinnes befindende Hang durch Felswände geprägt (südexponiert; Anhang B 5). MEßENZEHL (2013) beschreibt Sedimentablagerungen und kleinere Schutthalden in Vertiefungen innerhalb der Felswand, die Sedimentquelle für Murgänge vor allem im unteren, aber auch im mittleren Bereich der VMu sind. Das Material in diesen Vertiefungen muss aus grobem

Gesteinsschutt mit sehr großen Blöcken bestehen, da sich dieses in den Murkegeln und Murgerinnen wiederfindet. Der Hang auf der linken Gerinneseite (nordexponiert) hat einen deutlich geringeren Anteil an Fels. Am Hang ist mehr Hangschutt gespeichert, der in das Gerinne eingetragen werden kann. Es wird demnach angenommen, dass die starke Dominanz von Fels auf der rechten Hangseite für den Eintrag von grobem Material verantwortlich ist. Weitere Faktoren wie die Länge, die Exposition und der Höhenunterschied des Hanges könnten ebenfalls eine Rolle spielen.

(3) Die Schutthalden in der VdB und in der VMu bestehen vor allem aus den Korngrößen < 256 mm sowie wenigen Blöcken. Die Dominanz der kleineren Partikel deutet auf einen Ursprung aus Ereignissen geringerer Magnitude hin. Die Schutthalden weisen eine ausgeprägte Sortierung mit einer Zunahme der Korngröße hangabwärts auf, jedoch wird diese durch Murgänge überprägt (MEBENZEHLE 2013). Da sich die Murgänge der Schutthalden-Murkegel-Komplexe aus dem relativ feinen Material der Schutthalden bilden, wird auch nur feineres Material in das Hauptgerinne eingetragen.

Anhand der genannten Beispiele wird deutlich, dass die Dominanz von Fels bzw. Lockergestein in den Murgang-EZG von Bedeutung ist. Murgänge, deren EZG durch Fels dominiert wird, haben einen größeren Einfluss auf die Gerinne, da größere Korngrößen eingetragen werden. Die Lithologie, die in beiden Untersuchungsgebieten durch Kalk- und v.a. Dolomitgestein geprägt ist, spielt, wenn überhaupt, nur eine untergeordnete Rolle. Um die Rolle der verschiedenen geologischen Einheiten klar von der Bedeutung des Fest- bzw. Lockergesteins abgrenzen zu können, wären weitere Untersuchungen nötig.

Dies spiegelt sich auch in den signifikanten Sedimenteinträgen wieder (Tabelle 10). In der VMu münden alle signifikanten Murgänge bis auf einen (Murgang 63) von der rechten Hangseite, die vor allem durch anstehendes Gestein geprägt ist, in das Gerinne. In der VdB ist der Einfluss der Murgang-Gerinne-Kopplungen insgesamt geringer, da ein Großteil der Oberfläche mit Lockermaterial bedeckt ist. Welcher Murgang in der VdB signifikant ist, lässt sich allerdings nicht ausschließlich mit diesem Faktor vorhersagen. Die Murgänge der Schutthalden-Murkegel-Komplexe sind in beiden Untersuchungsgebieten ebenfalls als signifikant klassifiziert, da große Mengen an relativ feinem Material in das Hauptgerinne eingetragen werden. Die ausschließliche Untersuchung des Faktors Korngrößendifferenz zwischen dem Gerinnebettmaterial und dem eingetragenen Murgangmaterial bzw. die Dominanz von Fest- und Lockergestein im Murgang-EZG kann nicht vollständig erklären, ob der Sedimenteintrag signifikant ist. Sie ist demnach nicht ausreichend; es müssen weitere Faktoren wie z.B. die Magnitude des Murgangs untersucht werden.

Größe des sedimentliefernden Gebiets

Da das Volumen des eingetragenen Sediments in das Gerinne nachträglich nicht mehr bestimmt werden kann, muss ein anderer Faktor gewählt werden, um die Magnitude des Murgangs quantifizieren zu können. Hierzu wurde die Größe des sedimentliefernden Gebiets gewählt, da angenommen werden kann, dass der Sedimentausttrag bis zu einem gewissen Grad durch diese bedingt wird (vgl. RICE 1998).

Die bestimmte hydrologische EZG-Größe der Murgänge (Kapitel 6.5) stimmt nicht in jedem Fall mit der Größe des sedimentliefernden Gebiets überein, da Bereiche entkoppelt sein können. Um die Größe des sedimentliefernden Gebiets für die größten Murgänge der beiden Untersuchungsgebiete zu ermitteln, wurde die Fläche der von MEßENZEHL (2013) kartierten entkoppelten Bereiche, von den hydrologischen EZG-Größen abgezogen (Anhang C 9 und Anhang C 10). Denn von den entkoppelten Bereichen wird kein Sediment in das Gerinne geliefert. Es zeigt sich, dass die absolute Größe von Bedeutung ist. In der VMu sind die größten Murgänge mit einer Ausnahme (Murgang 27) auch die signifikanten Sedimenteinträge. Für die VdB spiegelt sich kein eindeutiges Bild in den Daten wider.

Neben der absoluten Größe der sedimentliefernden Gebiete, kann auch die relative Größe in Relation zum EZG des Hauptgerinnes untersucht werden (Anhang C 9 und Anhang C 10). Auch dieser Faktor ist in der VMu gut geeignet, um signifikante von unbedeutenden Sedimenteinträgen abzugrenzen. Es zeigt sich, dass vor allem Sedimenteinträge, die ein niedriges Verhältnis zwischen EZG des Hauptgerinnes zum sedimentliefernden Gebiet des Murgangs aufweisen, einen Einfluss auf die morphometrischen und/oder sedimentologische Eigenschaften des Hauptgerinnes haben. In der VdB ist dies nicht der Fall.

Mittels der Ergebnisse wird deutlich, dass die absolute und relative Größe des sedimentliefernden Gebiets ein wichtiger Faktor bei der Bestimmung von signifikanten Sedimentquellen sein kann. Allerdings gibt es auch EZG, in denen andere Faktoren von größerer Bedeutung sind. Dies unterstützt die Aussagen von RICE (1998) und BENDA et al. (2004), dass nicht ausschließlich die Größe des sedimentliefernden Gebiets, sondern mehrere Faktoren untersucht werden müssen.

Murgänge dominieren den Sedimenteintrag vom Hang in die Hauptgerinne in beiden Untersuchungsgebieten und bewirken dort morphometrische und sedimentologische Veränderungen (Kapitel 7.1 und 7.2). Aufgrund der beiden untersuchten Faktoren Korngröße und Größe des sedimentliefernden Gebiets lässt sich zusammenfassen, dass Murgänge, deren EZG von Festgestein dominiert wird, die große Korngrößen, die nicht durch Hochwasser erodiert werden können, in das Gerinne eintragen und die große EZG (absolut und relativ zum EZG des Hauptgerinnes) haben, die Hauptgerinne am stärksten beeinflussen. Das entspricht den Murgängen 31 und 50 in der VMu, die großskalige Auswirkungen haben (Abbildung 4, B, nach BUFFINGTON 2012). Dies schließt Auswirkungen auf alle untersuchten Parameter im Gerinne (Quer- und Längsprofil, sedimentologische Eigenschaften) mit ein (Tabelle 10). Mit Hilfe dieser Ergebnisse können gleichzeitig Überlagerungseffekte, die durch räumlich nah aneinander liegende Murgangmündungen zustande kommen, differenzierter betrachtet werden. Es wird deutlich, dass Murgang 31 einen stärkeren Einfluss als Murgang 32 auf das Gerinne in der VMu hat. Demnach bewirkt der Sedimenteintrag durch Murgang 31 die Veränderungen im Gerinne.

Basierend auf der Diskussion der ersten drei Fragestellungen **kann die erste Hypothese, welche besagt, dass *Hang-Gerinne-Kopplungen und insbesondere Sedimenteinträge durch Murgänge sedimentologische und morphometrische Veränderungen in den Hauptgerinnen bewirken, verifiziert werden.***

Da der Sedimenteintrag merkbare und anhaltende Reaktionen im Gerinne hervorruft, sind Gebirgsbäche sensitive Systeme, d.h. es werden Schwellenwerte durch den Sedimenteintrag überschritten. Gebirgsbäche regulieren sich selbst und versuchen, wenn ein Schwellenwert überschritten wird, sich in einem neuen Gleichgewichtszustand zu stabilisieren. Dies ist allerdings nur möglich, wenn die Anpassungszeit kürzer ist, als der Zeitraum bis zur nächsten Störung. Das Ausgleichsverhältnis TF gibt dies wieder (BRUNSDEN UND THORNES 1979, Kapitel 2.4.5). Um genauer untersuchen zu können, ob die beiden Untersuchungsgebiete instabile Systeme nach BRUNSDEN UND THORNES (1979) sind, müssten weitere Informationen über die Erholungszeit und die Frequenz der Störungen erhoben werden.

Kritik und Perspektiven für weitere Untersuchungen

Entwicklung eines Konzepts für die Bestimmung signifikanter Sedimenteinträge

Anhand der betrachteten und genannten Faktoren ist es möglich, ein Konzept für die Bestimmung signifikanter Sedimenteinträge zu entwickeln. Sowohl mit der Korngrößendifferenz zwischen dem Gerinnebettmaterial und dem eingetragenen Murgangmaterial als auch mit der absoluten und relativen Größe des sedimentliefernden Gebiets könnten Schwellenwerte bestimmt werden, die der Unterteilung in signifikante und unbedeutende Sedimenteinträge dienen. Bei der Diskussion der beiden Faktoren wurde deutlich, dass der Anteil von Lockermaterial und anstehendem Gestein an der Oberfläche des Murgang-EZG von Bedeutung ist: Ein weiterer Faktor, der beachtet werden sollte. Weiterhin wäre es möglich, ein Konzept für die Bestimmung signifikanter Sedimenteinträge durch Murgänge in mesoskaligen EZG (nach SLAYMAKER 1991) basierend auf Schwellenwerten zu entwickeln, mit dem der Einfluss von Sedimenteinträgen auf die morphometrischen und sedimentologischen Eigenschaften des Hauptgerinnes im Gelände nicht mehr untersucht werden müsste (Abbildung 28).

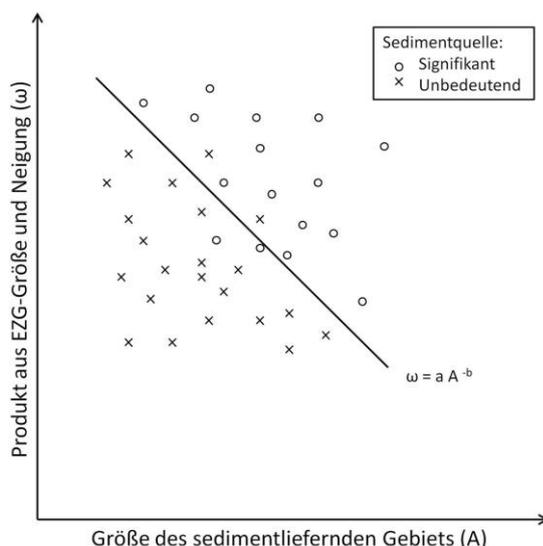


Abbildung 28: Beispiel eines Schwellenwerts für die Bestimmung signifikanter und unbedeutender Sedimenteinträge unter Berücksichtigung der Größe des sedimentliefernden Gebiets (A) und dem Produkt aus EZG-Größe und Neigung (ω)

Dieser Ansatz wurde bereits von RICE (1998) verfolgt. Er betrachtete die Faktoren EZG-Größe des Tributärs, die Netzwerkmagnitude und das Produkt aus EZG-Größe und durchschnittlicher Neigung des EZG sowie jeweils die relativen Werte zum EZG des Hauptgerinnes. RICE (1998) stellte fest, dass es auf-

grund der geomorphologischen Geschichte (z.B. pleistozäne Vergletscherung), der Lithologie und den geringen Abständen von Tributären zueinander zu Missklassifikationen kommen kann. Bei auftretenden Grenzfällen und Missklassifikationen sollten diese Aspekte berücksichtigt werden. Die pleistozäne Vergletscherung und die damit verbundenen großen Mengen an Lockermaterial in der VdB könnten ein Grund für die fehlenden Zusammenhänge zwischen Größe des sedimentliefernden Gebiets und Bedeutung des Sedimenteintrags sein. Für die Entwicklung eines solchen Konzepts wären die Identifikation sinnvoller Faktoren, die Erhebung von Daten für die Festlegung der Schwellenwerte, sowie die Verifizierung der berechneten Schwellenwerte notwendig.

Weitere Perspektiven und Kritikpunkte

Des Weiteren könnten die Murgang-Gerinne-Kopplungen, die von allen Hang-Gerinne-Kopplungen den stärksten Einfluss auf das Gerinne haben, systematischer erforscht werden, indem beispielsweise vor und hinter jeder Murgangmündung in das Hauptgerinne das Gerinne unter sedimentologischen und morphometrischen Gesichtspunkten untersucht wird (siehe z.B. HOFFMAN UND GABET 2007). Für die Untersuchung der sedimentologischen Eigenschaften der Murgänge sollte eine geeignetere Methode gefunden werden.

Das Ziel des heuristischen Ansatzes ist die Entwicklung eines einfachen Schemas für die Bestimmung der Kopplungseffektivität (Kapitel 4.2.3). Heuristiken ermöglichen die Klassifikation komplexer Systeme, die durch eine unbekannte Anzahl von Faktoren beeinflusst werden, da vorhandenes Wissen einfließen kann. Eine Weiterentwicklung des Ansatzes wäre sinnvoll, um die Anwendung zu vereinfachen und sie anderen Nutzern zu ermöglichen. Hierzu sollte eine klare Matrix aufgebaut werden, die weniger auf Wissen und Erfahrungen basiert, sondern einem klaren, nachvollziehbaren Schema folgt (siehe z.B. RUFF UND CZURDA 2008). Außerdem könnten weitere Parameter in die Bestimmung der Kopplungseffektivität einbezogen werden. Insgesamt sind die Ergebnisse der Kartierung und Schematisierung jedoch zufriedenstellend und stimmen mit der bisherigen Literatur und den Erwartungen überein.

Außerdem könnte die Frequenz und Magnitude der Murgänge im SNP bestimmt werden, um die Persistenz der Einflüsse von Hang-Gerinne-Kopplungen auf das Gerinne genauer zu untersuchen. Hierzu müssten Luftbilder, die für das Gebiet über einen Zeitraum von 1946 bis 2009 vorliegen, genauer analysiert werden und z.B. dendrogeomorphologische Analysen und ¹⁴C-Datierungen durchgeführt werden (vgl. z.B. BRAZIER et al. 1988, SZYMCAK et al. 2010, JAKOB et al. 2005). Erste dendrogeomorphologische Studien ergaben Wiederkehrintervalle von 30 bis 50 Jahren für Murgänge mit einer Magnitude von 50 000 m³ in der Val Brüna (STOFFEL 2007 (pers. Komm.) in STOLZ UND HUGGEL 2008). Diese Untersuchungen sollten auf den gesamten SNP ausgeweitet werden. Mit Informationen zu Frequenz und Magnitude von Murgängen im SNP könnten die Zeitspanne und die Dauer der Gerinneanpassungen besser verstanden werden.

Die Stärke des Einflusses von Hang-Gerinne-Kopplungen und in dieser Arbeit insbesondere von Murgang-Gerinne-Kopplungen hängt u.a. von der Größe und dem Abfluss des Hauptgerinnes ab (WOHL UND PEARTHREE 1991, HARVEY 2002, HARVEY 2010). Daher ist es von Interesse, welche Magnitude fluviale Ab-

flüsse haben müssten, um die durch Murgänge abgelagerten Blöcke im Gerinne zu bewegen, und wie hoch die maximalen Abflüsse in den Gerinnen der beiden Untersuchungsgebiete sind (vgl. BRUMMER UND MONTGOMERY 2006).

7.4 Haben Hang-Gerinne-Kopplungen Auswirkungen auf den Gerinnetyp nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997)?

Um die Fragestellung beantworten zu können, werden im Folgenden die Abweichungen von der idealtypischen Sequenz der Gerinnetypen nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) sowie die Eigenschaften Neigung und Korngröße des oberflächlichen Gerinnebettmaterials diskutiert.

Abweichungen von der idealtypischen Sequenz der Gerinnetypen in einem EZG

In den beiden Untersuchungsgebieten sind die Gerinne von Sedimenteinträgen durch Hang-Gerinne-Kopplungen betroffen, da Hang und Gerinne dicht beieinander liegen und nur in wenigen Bereichen Puffer existieren, die sie entkoppeln (Kapitel 6.1.1 und 6.1.2). Laterale Sedimentquellen haben bedeutende Auswirkungen auf die Textur des Gerinnebettmaterials und die Form des Gerinnes (Kapitel 7.1 und 7.2). Nach RICE (1998) können laterale Sedimentquellen wie Murgang-Gerinne-Kopplungen, die große Partikel in das Gerinne eintragen, auch den Gerinnetyp verändern (Kapitel 2.4.6).

Dies ist z. B. in der VMu in Abschnitt 6 und Abschnitt 8 durch den Sedimenteintrag von Murgang 31 bzw. 50 der Fall. Laterale Sedimentquellen können die idealtypische Abfolge der Gerinnetypen verändern (Kapitel 2.2.3; Abbildung 9). Diese Abfolge kommt zustande, da der Gerinnetyp von alluvialen Gerinnen in alpinen Gebieten systematisch mit der Neigung variiert, um eine stabile Rauigkeitskonfiguration, die Transportkapazität und Sedimentverfügbarkeit balanciert, zu erreichen (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997, BRUMMER UND MONTGOMERY 2006; Kapitel 2.2.3; Abbildung 10). Es ist wichtig zu beachten, dass die Aufnahme der Gerinnetypen eine Momentaufnahme ist, die Impulse und Sedimenteinträge der Vergangenheit sowie die geomorphologische Geschichte widerspiegelt. Solche Ereignisse, die zu Veränderungen der Gerinnetypen führen, müssen identifiziert werden.

In der VdB stimmt die Abfolge der Gerinnetypen mit der idealtypischen überein (Abbildung 16). Im obersten Bereich des EZG befinden sich die hangial geprägten Gerinne, in denen Murgangprozesse dominieren. Gerinneabwärts folgen die alluvialen Gerinnetypen Cascade, Cascade/Step Pool und Step Pool. Im untersten Bereich des Tals ist ein großer alluvialer Fächer ausgeprägt, in den das Gerinne eingeschnitten ist. Der Sedimenttransport in hangial geprägten Gerinnen ist vor allem durch stochastisch wirkende Murgänge geprägt. Die anschließenden Cascade, Cascade/Step Pool und Step Pool Abschnitte sind aufgrund der Nähe von Hang und Gerinne anfällig für stochastische, laterale Sedimenteinträge. In den Gerinneabschnitten des alluvialen Fächers besteht keine Kopplung zwischen Hang und Gerinne, weshalb Sedimenteinträge durch Hang-Gerinne-Kopplungen nahezu ausgeschlossen sind. Dies zeigt, dass in das Hauptgerinne der VdB zwar Sediment von den Hängen eingetragen wird, dies allerdings nicht zu einer Veränderung der idealtypischen Abfolge der Gerinnetypen führte, die bis heute anhält.

Die Abfolge der Gerinnetypen in der VMu entspricht dagegen nicht der idealtypischen Abfolge (Abbildung 17). Im obersten Bereich befinden sich Bedrock Gerinne. Dies stimmt mit der Feststellung von BENDA et al. (2005) überein, dass in ehemals vergletscherte EZG die obersten hangial geprägten Gerinne oft durch Bedrock Gerinne ersetzt werden. Die Neigungen der Abschnitte 15 und 17 (30,0 bzw. 42,3 %) sind besonders hoch, wie es für Bedrock Gerinne typisch ist. Auf der Ebene zwischen den beiden Bedrock Abschnitten ist ein Plane Bed Gerinne ausgebildet und die Neigung ist relativ betrachtet sehr niedrig (5 %). In den Abschnitten 14 bis 1 sind Cascade, Cascade/Step Pool und Step Pool Gerinne ausgeprägt, allerdings nicht entsprechend der idealtypischen Abfolge nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997). Pool Riffle und Dune Ripple Gerinne sind in beiden Untersuchungsgebieten nicht vorhanden. Die Abweichungen in der VMu können zum einen durch den erhöhten Sedimenteintrag (v.a. durch Murgänge) und zum anderen durch die geomorphologische Geschichte (pleistozäne Vergletscherung) erklärt werden.

Sowohl in Cascade, Cascade/Step Pool also auch Step Pool Gerinne herrscht eine hohe Transportkapazität und sie sind in i.d.R. sedimentverfügbarkeitslimitiert (Abbildung 10), d.h. sie sind bis zu einem gewissen Grad resilient gegenüber Veränderungen der Sedimentverfügbarkeit (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997; Kapitel 2.4.6). Werden über Hang-Gerinne-Kopplungen jedoch große Sedimentmengen eingetragen, die nicht durch regelmäßig wiederkehrende Hochwasser erodiert werden können, wird die Transportkapazität überschritten. Es kommt zu Veränderungen im Gerinne, die ggf. zur Veränderung des Gerinnetyps führen können (vgl. MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1998, Tabelle 3, S. 608). Dies ist z.B. in den Abschnitten 6 und 8, in die große Sedimentmengen durch Murgang 31 bzw. 50 geliefert werden, der Fall: Es ist ein Cascade Gerinne ausgebildet, obwohl in den darüber liegenden Abschnitten 7 bzw. 9 Step Pool Gerinne vorherrschen; d.h. das Gerinne wird aufgrund des Sedimenteintrags in seiner Zustandsstufe zurückgeworfen. Die unorganisierten Strukturen aus groben Partikeln in den Cascade Gerinnen der beiden Abschnitte sind die rückständigen Ablagerungen der einmündenden Murgänge. Da der Gerinnetyp u.a. vom Kontrollfaktor Neigung abhängig ist, wird davon ausgegangen, dass v.a. laterale Sedimenteinträge, die eine Veränderung der Neigung bedingen, zu Veränderungen des Gerinnetyps führen. Dies stimmt mit den Ergebnissen von WOHL UND MERRITT (2005) überein. Sie stellten fest, dass die Neigung als einzelne Variable am besten geeignet ist, um den Gerinnetyp vorherzusagen. In der VdB führt keine der lateralen Sedimenteinträge zu einer Veränderung der Neigung (Tabelle 10).

Die idealtypische Abfolge der Gerinnetypen nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) basiert auf Daten, die in EZG erhoben wurden, die im Quartär nicht vergletschert waren. Dies steht im Gegensatz zu den beiden EZG, die in dieser Diplomarbeit untersucht wurden. BRARDINONI UND HASSAN (2007) untersuchten die räumliche Anordnung der Gerinnetypen in ehemals vergletscherten EZG in British Columbia, Kanada. Die dort vorgefundene Abfolge weicht von der idealtypischen ab. Sie wird durch die Neigung und den Grad der Hang-Gerinne-Kopplungen, die von der glazial bedingten Talform abhängen, bestimmt. Vor allem das komplexe, durch die Vergletscherung entstandene Längsprofil produziert charakteristische Sequenzen von Gerinnetypen, d.h. es besteht eine Verbindung zwischen den glazialen Makroformen und

dem räumlichen Muster der Gerinnetypen (Anhang A 6). Die Rückwände von Karen sind durch Bedrock, hangial geprägte oder Cascade Gerinne gekennzeichnet, die dann zu Plane Bed oder Pool Riffle Gerinnen in den Hängetälern wechseln. Hängetäler setzen die idealtypische Abfolge zurück und es erfolgt erneut die genannte Reihenfolge. Die Anzahl an Hängetälern bestimmt, wie oft dieser Wechsel stattfindet.

Auch BRARDINONI UND HASSAN (2007) fanden heraus, dass die Veränderung der Gerinnetypen primär mit der Neigung als einzelne Variable zusammenhängt. Dies erklärt, weshalb in der VdB die idealtypische Sequenz der Gerinnetypen nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) zu finden ist. Veränderung des Längsprofils durch Sedimenteinträge und pleistozäne Vergletscherung sind nicht mehr vorhanden, d.h. die Persistenz der Veränderungen hat nicht bis heute angehalten (Kapitel 6.3.1 und 7.1, Abbildung 16); die Neigung nimmt in der VdB mit zunehmender Distanz zur Wasserscheide ab, was ungefähr einem idealtypischen, konkaven Längsprofil entspricht. Das Längsprofil der Ova da Müschauns ist dagegen typisch für ein ehemals vergletschertes Gebiet, in dem das Längsprofil überprägt wurde. Das Längsprofil zeigt zwei Hängetäler: gerinneaufwärts von Abschnitt 17, an der Stelle des Lai Müschauns (Kar), und zwischen den steilen Bedrock Abschnitten 17 und 15, die die Talstufen bilden. An die zweite Stufe schließt gerinneabwärts ein glaziales Trogtal mit einem typischen U-förmigen Talquerschnitt an. Eine Besonderheit in der VMu ist, dass der untere Teil des Tales fluvial geprägt ist und einen V-förmigen Talquerschnitt aufweist (Abbildung 29).

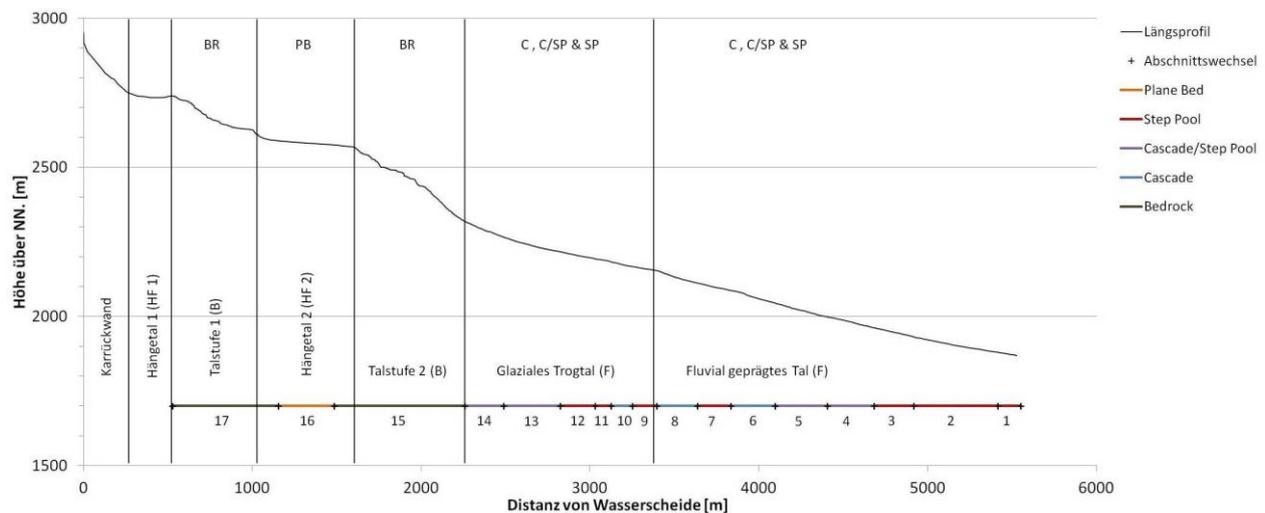


Abbildung 29: Längsprofil der Ova da Müschauns (1,5-fache Überhöhung) mit glazialen Makroformen und dominanten Gerinnetypen. Das Gerinne wurde nur bis Abschnitt 17 untersucht. (Abkürzungen: BR - Bedrock, C - Cascade, C/SP - Cascade/Step Pool, SP - Step Pool, PB - Plane Bed, beziehen sich auf die Gerinnetypen nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997; B - Bedrock, HF - hängend fluvial, F - fluvial, beziehen sich auf die geomorphologischen Prozessdomänen nach BRARDINONI UND HASSAN 2006) (nach BRARDINONI UND HASSAN 2007, S. 5)

Diese Sequenz der Gerinnetypen stimmt generell mit der idealisierten von BRARDINONI UND HASSAN (2007) überein (Anhang A 6), jedoch ist im Hängetal 2 nur ein Plane Bed und kein Pool Riffle Gerinne ausgeprägt. An den Stufen sind aufgrund der hohen Neigung Bedrock Gerinne und im Trogtal sind Cascade, Cascade/Step Pool und Step Pool Gerinne ausgebildet. Hangial geprägte Gerinne sind entlang des Hauptgerinnes im Untersuchungsgebiet nicht vorhanden, was nach BENDA et al. (2005) häufig vorkommt. Ein weiterer Unterschied besteht bei den Kopplungen: Das Gerinne im Trogtal ist nicht vom Hang entkop-

pelt, da das U-förmige Tal nicht ausreichend breit und Sedimenteintrag vom Hang in das Gerinne möglich ist. Dieser Fall wird auch von BRARDINONI UND HASSAN (2007) für eines der Untersuchungsgebiete beschrieben. Bestehen Hang-Gerinne-Kopplungen im Trogtal, ist das Gerinne durch den Step Pool Typ statt Plane Bed und Pool Riffle geprägt, wie es in der VMu der Fall ist. Lediglich der Bereich des Hängetals 1 weist einen geringen Kopplungsgrad zwischen Hang und Gerinne auf. Zusätzlich zu den Gerinnetypen sind in Abbildung 29 die Prozessdomänen nach BRARDINONI UND HASSAN (2006) aufgeführt.

Der von BIGELOW et al. (2007) vorgeschlagene Gerinnetyp Mündung wurde nicht eingesetzt. Dieser kennzeichnet zwar sehr deutlich Bereiche, in die ein Tributär oder Murgang mündet, jedoch gehen Veränderungen bedingt durch Sedimenteinträge, wie sie in der VMu auftreten, verloren.

Die Beispiele aus dem Untersuchungsgebiet VMu zeigen, dass Hang-Gerinne-Kopplungen Auswirkungen auf den Gerinnetyp haben können. Allerdings wird auch bei der Diskussion dieser Fragestellung deutlich, dass nicht jeder laterale Sedimenteintrag bzw. jede Murgang-Gerinne-Kopplung zur Veränderung des Gerinnetyps führt (vgl. Kapitel 7.3). Diese treten nur auf, wenn die Einflüsse der Hang-Gerinne-Kopplungen auf die Gerinne so stark sind, dass die morphometrischen und sedimentologischen Eigenschaften der Gerinne verändert werden; von besonderer Bedeutung ist dabei in den Untersuchungsgebieten die Veränderung der Neigung. Da in der VdB kleinere Korngrößen in das Gerinne eingetragen werden als in der VMu (Dominanz Lockergestein vs. Festgestein; Kapitel 7.3) und die Neigung aufgrund des lateralen Sedimenteintrags nicht verändert wird, kommt es in der VdB zu keiner Veränderung der idealtypischen Abfolge der Gerinneabschnitte. Einen weitaus größeren Einfluss als die Hang-Gerinne-Kopplungen haben die glazialen Makroformen auf den Gerinnetyp. Dies wird am Beispiel der VMu sichtbar. Da in der VdB heute keine glazialen Makroformen mehr vorhanden sind, ist dort die idealtypische Sequenz der Gerinnetypen nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) ausgebildet.

Die zweite Hypothese, dass *Hang-Gerinne-Kopplungen und insbesondere Sedimenteinträge durch Murgänge den Gerinnetyp und somit die idealtypische Abfolge von Gerinnetypen nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) verändern, kann daher nur für das Untersuchungsgebiet der VMu bestätigt werden.* Vermutlich kommt es nur dann zu einer deutlichen Veränderung des Gerinnetyps, wenn der Sedimenteintrag in das Gerinne Veränderungen der Neigung bedingt, wie es im Untersuchungsgebiet VMu der Fall ist.

Charakteristische Eigenschaften der Gerinnetypen

Die Feldarbeiten von MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) zeigen charakteristische Eigenschaften für die verschiedenen Gerinnetypen. Hierzu wurden von ihnen die Neigung, die Korngrößen der Gerinnebett-oberfläche, die relative Rauigkeit und die bordvolle Schubspannung untersucht. In dieser Arbeit wurden Daten zur Neigung und zu den Korngrößen erhoben, die mit den Daten von MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) sowie BRARDINONI UND HASSAN (2007) verglichen werden sollen, um die Anwendbarkeit der Klassifikation in den beiden Untersuchungsgebieten zu prüfen.

Neigung

MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) und BRARDINONI UND HASSAN (2007) fassen die Neigungen der einzelnen Gerinnetypen in Boxplots zusammen (Anhang A 7). Obwohl die Neigungsbereiche überlappen, weisen die einzelnen Gerinnetypen deutliche Mediane und Bereiche zwischen den Quartilen auf. Gezwungene Pool Riffle, Pool Riffle und Plane Bed Gerinne haben die niedrigsten Neigungen, die nächst höheren Neigungen haben Step Pool und schließlich Cascade und hangial geprägte Gerinne die höchsten. Bedrock Gerinne haben generell höhere Neigungen als alluviale Gerinne. Die beiden Diagramme zeigen, dass die neigungs-basierte Hierarchie und die Abgrenzung der Gerinnetypen anhand der Neigung in ehemals vergletscherten Gebieten ähnlich sind wie in Untersuchungsgebieten, die im Quartär nicht vergletschert waren. Es ist jedoch auffällig, dass die Neigungsbereiche der einzelnen Gerinnetypen, die BRARDINONI UND HASSAN (2007) untersuchten, wesentlich höher sind. Mittels der beiden Studien wird klar, dass die Klassifikation von MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) auch in ehemals vergletscherten Gebieten anwendbar ist.

Da in dieser Arbeit nur zwei Gerinne untersucht wurden, konnten für die Darstellung der Neigungsbereiche keine Boxplots genutzt werden. Stattdessen werden Diagramme mit schwebenden Balken verwendet, die Minimum und Maximum der durchschnittlichen Neigung für jeden Gerinnetyp darstellen (Anhang A 8). In der VdB können für jeden Gerinnetyp Neigungsbereiche abgegrenzt werden, die die von MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) festgestellte neigungs-basierte Hierarchie widerspiegeln. Die hangial geprägten Gerinne treten in der VdB über einen sehr großen Neigungsbereich auf. Der Maximalwert kommt durch einen Knickpunkt in Abschnitt 12 (durchschnittliche Neigung von 67,5 %) zustande. In der VMu zeigt sich ein ähnliches Bild, jedoch überschneiden sich die Neigungsbereiche der Cascade/Step Pool und der Cascade Gerinne. Ansonsten ist auch hier eine neigungs-basierte Hierarchie feststellbar.

Korngrößen

Die zusammengefassten Korngrößenverteilungen für die einzelnen Gerinnetypen zeigen ein Größerwerden der Korngrößen des oberflächlichen Gerinnebettmaterials von Pool Riffle hin zu Cascade Gerinnen. Der D_{84} steigt von 57 mm auf 250 mm. Diese systematische Veränderung der Korngrößen spiegelt die Abnahme der Korngröße flussabwärts und damit die räumliche Anordnung der Gerinnetypen entlang des Längsprofils wider (MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997). BRARDINONI UND HASSAN (2007) stellen dagegen keine klaren Zusammenhänge zwischen Korngröße und Gerinnetyp fest.

In der VdB und in der VMu wurden der D_{84} und D_{95} für die Korngrößenverteilungen der einzelnen Gerinnetypen berechnet (Anhang A 9). In der VdB kann kein klarer Zusammenhang zwischen Korngröße und Gerinnetyp festgestellt werden. Dies zeigte sich bereits in der Diskussion der Korngrößen (Kapitel 7.2), wo keine Abnahme der Korngröße gerinneabwärts festgestellt wurde. In der VMu ist dagegen ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Korngröße und dem Gerinnetyp vorhanden, d.h. die Korngröße nimmt entsprechend der idealtypischen Reihenfolge nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) zu (von Plane Bed zu Cascade), obwohl die Gerinnetypen nicht in dieser Reihenfolge entlang des Längsprofils auftau-

chen. In den beiden Diagrammen in Anhang A 9 zeigt sich, dass die Korngrößen in der VMu erheblich größer sind, als die in der VdB.

Die beiden untersuchten Eigenschaften Neigung und Korngrößen der einzelnen Gerinnetypen zeigen deutlich, dass die Klassifikation nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) für beide Untersuchungsgebiete und damit auch für ehemals vergletscherte Gebiete geeignet ist. In beiden Untersuchungsgebieten lassen sich für die Gerinnetypen spezifische Neigungsbereiche abgrenzen. Dies stimmt mit den Ergebnissen von BRARDINONI UND HASSAN (2007) überein und zeigt, dass die Neigung besser geeignet ist als die Korngröße, um den Gerinnetyp vorherzusagen. Die Korngröße ergibt ein unterschiedliches Bild in den beiden Untersuchungsgebieten: In der VdB besteht kein deutlicher Zusammenhang zwischen Gerinnetyp und Korngrößen, in der VMu ist dieser dagegen deutlich vorhanden. Hierbei spielen vermutlich die großen Mengen an feinerem Lockermaterial in der VdB eine Rolle.

In einem nächsten Schritt wäre es sinnvoll, weitere Daten zu erheben, um die Neigungsbereiche weiter voneinander abzugrenzen, sodass Maximal- und Minimalwerte nicht zu stark gewichtet werden, und um zu prüfen, ob in anderen EZG Zusammenhänge zwischen dem Gerinnetyp und den Korngrößen des oberflächlichen Gerinnebettmaterials bestehen.

7.5 Wie wirkt sich die pleistozäne Vergletscherung auf die morphometrischen und sedimentologischen Eigenschaften der Gerinne, den Gerinnetyp und die Hang-Gerinne-Kopplungen aus?

Beide Untersuchungsgebiete sind stark durch die pleistozäne Vergletscherung geprägt. Wie jedoch in den vorherigen Kapiteln bereits deutlich wurde, unterscheiden sich die durch die Vergletscherung bedingten Eigenschaften der Untersuchungsgebiete stark voneinander (Kapitel 5.4 und 7). In der VdB zeigt sich die ehemalige Vergletscherung v.a. anhand der großen Mengen an Lockermaterial, die das Tal prägen. Glaziale Makroformen (z.B. Hängetäler oder Kare) sind in der VdB nicht ausgebildet. In der VMu sind dagegen die typischen glazialen Makroformen vorhanden (Kapitel 7.4), allerdings ist nur wenig Moränen- und anderes Lockermaterial abgelagert. Diese glazialen und paraglazialen Ablagerungen und Formen (nach BALLANTYNE 2002) wirken sich u.a. auf die heutigen Prozesse, das Gerinne und auch die Hang-Gerinne-Kopplungen in den beiden Untersuchungsgebieten aus. Wie an der bisherigen Diskussion bereits deutlich wurde, müssen diese Auswirkungen unbedingt berücksichtigt werden. In den anschließenden Abschnitten werden die Auswirkungen der pleistozänen Vergletscherung auf bestimmte Faktoren in den beiden Untersuchungsgebieten kurz zusammengefasst. Anschließend werden Slope-Area-Diagramme der Hauptgerinne in den beiden Untersuchungsgebieten analysiert, die die unterschiedliche glaziale Prägung besonders deutlich zeigen.

Zusammenfassung der Auswirkungen auf die morphometrischen und sedimentologischen Eigenschaften der Gerinne, den Gerinnetyp und die Hang-Gerinne-Kopplungen

In der VMu ist die pleistozäne Vergletscherung auch deutlich im Längsprofil und damit in der Morphometrie des Gerinnes sichtbar. Durch die Überprägung entstanden glaziale Makroformen, die in Kapitel

7.4 bereits detailliert beschrieben wurden. In der VdB war die Überprägung der Morphometrie des Tales und damit des Gerinnes durch die ehemalige Vergletscherung weniger persistent. Das Längsprofil des Gerinnes hat eine konkave Form.

Die sedimentologischen Eigenschaften des Gerinnes werden hauptsächlich in der VdB durch die glazialen und paraglazialen Ablagerungen (Moränen- und Schuttmaterial) beeinflusst. Diese werden derzeit aufgearbeitet und umverteilt, da sie sich nicht mehr im Gleichgewicht mit den heutigen Klima- und Umweltbedingungen befinden. Über Hang-Gerinne-Kopplungen wird das instabile Material in die Gerinne geliefert (vgl. CHURCH UND RYDER 1972, BALLANTYNE 2002, CHIVERRELL et al. 2009). Aufgrund der Dominanz von Lockermaterial mit einem großen Anteil von Korngrößen <256mm und kleineren Blöcken sind die Korngrößen im Gerinne der VdB deutlich kleiner als in der Ova da Müschauns, wo anstehendes Gestein die Oberfläche des EZG dominiert. In der VMu ist der Bereich des Hängetals (Abschnitt 16) auf der linken Gerinneseite durch die Trogform des Tals vom Hang entkoppelt.

Die Auswirkungen der pleistozänen Vergletscherung auf den Gerinnentyp wurden bereits in Kapitel 7.4 ausführlich beschrieben. Während in der VdB die Sequenz der Gerinnentypen der eines nicht vergletscherten Gebiets mit idealtypischem konkavem Längsprofil nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON (1997) entspricht, weicht die räumliche Anordnung der Gerinnentypen in der VMu davon ab. Die Abfolge der Gerinnentypen stimmt mit der idealisierten Abfolge für ehemals vergletscherte Gebiete nach BRARDINONI UND HASSAN (2007) überein.

Anhand der Zusammenfassung und der bisherigen Diskussion wird deutlich, dass die Auswirkungen der pleistozänen Vergletscherung auf alle vier betrachteten Faktoren vorhanden ist, allerdings unterscheiden sich die Auswirkungen in den beiden Untersuchungsgebieten.

Slope-Area-Diagramme

In Slope-Area-Diagrammen wird die Gerinneneigung für jeden Punkt eines Höhenmodells entlang des Hauptgerinnes mit der Größe von dessen EZG in Beziehung gesetzt (Abbildung 11, Kapitel 2.3.1). Sie werden genutzt, um Prozessdomänen voneinander abzugrenzen (MONTGOMERY UND FOUFOULA-GEORGIU 1993), worüber die Unterschiede der glazialen Überprägung der beiden Untersuchungsgebiete besonders deutlich gemacht werden können. Im Folgenden werden die topographischen Signaturen der wirkenden Prozessdomänen in den beiden untersuchten EZG analysiert.

Das Slope-Area-Diagramm des Hauptgerinnes der VdB weist generell eine Abnahme der Neigung mit steigender EZG-Größe auf (Kapitel 6.3.1, Anhang A 10). Es spiegelt die schematische Darstellung der Gerinneneigung und der EZG-Größe für eine nicht-vergletscherte Gebirgsregion wider (nach MONTGOMERY UND FOUFOULA-GEORGIU 1993; Abbildung 11).

Im Slope-Area-Diagramm kann der murgangdominierte Teil des Gerinnes von dem Teil, der v.a. durch fluviale Prozesse dominiert wird, abgegrenzt werden. Dies stimmt ungefähr mit dem Übergang der hangial geprägten Gerinne (Abschnitt 8 bis 12) zu den alluvialen Gerinnen (Abschnitt 1 bis 7) überein (Anhang C 3). Nach der Kartierung der Gerinneabschnitte liegt er bei einer EZG-Größe von ca. 2 km²

(Anhang C 3). Im Slope-Area-Diagramm wurde der Übergang zwischen 1 und 2 km² lokalisiert (gestrichelte Linie). Dies wird u.a. durch die Ergebnisse von MONTGOMERY UND FOUFOULA-GEORGIOU (1993) bestätigt, die den Übergang zwischen den beiden Prozessdomänen bei ca. 1 km² fanden. STOCK UND DIETRICH (2003, 2006) bestärken dies in ihren Arbeiten. Eine eindeutige Abgrenzung der Hang-Prozessdomäne ist nicht möglich, liegt aber vermutlich zwischen 0,005 und 0,04 km² (gestrichelte Linie mit Fragezeichen); für diesen Bereich liegen keine Werte vor (Kapitel 6.3.1). Die Murgang-Prozessdomäne ist durch eine leichte Abnahme der Neigung bei zunehmender EZG-Größe gekennzeichnet. Die fluviale Prozessdomäne ist dagegen durch eine deutlich stärkere Abnahme der Neigung bei steigender EZG-Größe charakterisiert. Diese topographischen Signaturen der Prozessdomänen sind schematisch mit roten Linien im Slope-Area-Diagramm für die VdB eingezeichnet (Anhang A 10). Anhand der Beziehung zwischen EZG-Größe und Gerinneneigung in der VdB wird besonders deutlich, dass die ehemalige Vergletscherung keine bis heute persistente Signatur in der Topographie hinterlassen hat. Durch post-glaziale Prozesse wurden die „Fingerabdrücke“ der glazialen Prozesse nach und nach entfernt (vgl. BRARDINONI UND HASSAN 2006).

Im Slope-Area-Diagramm der VMu spiegelt sich die schematische Darstellung der Prozessdomänen und topographischen Signaturen nach MONTGOMERY UND FOUFOULA-GEORGIOU (1993) nicht wider (Anhang A 10), d.h. die oben genannten Prozessdomänen lassen sich nicht identifizieren und abgrenzen. Das Slope-Area-Diagramm des Hauptgerinnes der VMu ist durch Neigungen, die über einen großen Bereich streuen und stark variieren, gekennzeichnet. Insgesamt ist kein Trend (z.B. abnehmende Gerinneneigung mit zunehmender EZG-Größe) feststellbar (Kapitel 6.3.2).

Bereits MONTGOMERY UND FOUFOULA-GEORGIOU (1993) merkten in ihrer Arbeit an, dass vergangene, die Erdoberfläche formende Prozesse (z.B. Vergletscherungen) die heutige Topographie kontrollieren können. BRARDINONI UND HASSAN (2006) untersuchten die Entwicklung von (ehemals) vergletscherten Gebieten in British Columbia, Kanada, anhand der Struktur von Prozessdomänen und Längsprofilen von Gerinnen, die auf Variationen des hydro-klimatischen Regimes reagieren. Sie stellten ein generelles Ungleichgewicht zwischen Form und Prozess mit einer Diskrepanz zwischen topographischer Signatur und derzeit aktiven geomorphologischen Prozessdomänen fest. Das sich ergebende Bild ist komplexer als das für nicht-vergletscherte Gebiete (Anhang A 12). Die von BRARDINONI UND HASSAN (2006) vorgeschlagenen Prozessdomänen spiegeln die Beziehung zwischen EZG-Größe und Gerinneneigung in der VMu wider und wurden in das Slope-Area-Diagramm der VMu (Anhang A 11) sowie in das Längsprofil (Abbildung 29) eingezeichnet. Die Identifizierung der einzelnen Prozessdomänen erfolgte mithilfe der EZG-Größen der Gerinneabschnitte (Anhang C 4). Die murgangdominierten Prozessdomänen, die von BRARDINONI UND HASSAN (2006) abgegrenzt wurden, können, wenn (nur) das Hauptgerinne des gesamten EZG betrachtet wird, nicht identifiziert werden. Stattdessen sind an diesen Stellen Bedrock-Prozessdomänen ausgebildet. Die hängend fluviale Prozessdomäne ist auf der Ebene (HF1), wo sich der Lai Müschauns befindet, und der Ebene zwischen den beiden glazialen Stufen (HF2) ausgeprägt. Unterhalb der glazialen Bedrock-Stufen dominieren fluviale Prozesse den Sedimenttransport im Gerinne. Das Slope-Area-Diagramm, aber

auch das Längsprofil (Abbildung 29), der VMu macht die Diskrepanz zwischen den derzeit aktiven Prozessdomänen und der glazialen Signatur des Tales, die während der pleistozänen Vergletscherung entstanden ist, deutlich. Jüngere, kleinere Formen überlagern ältere, größere Formen, d.h. es ist ein Palimpsest ausgebildet (nach CHORLEY et al. 1984). Dieser zeigt die typische räumliche und zeitliche Variabilität der Hochgebirge, die zustande kommt, da geomorphologische Formen unterschiedlicher Größe verschieden lange zum Entstehen brauchen und über verschieden lange Zeiträume bestehen (Abbildung 1). BRARDINONI UND HASSAN (2006) gehen davon aus, dass diese Diskrepanz bis zur nächsten Eiszeit, falls diese kommen sollte, bestehen wird.

Die Diskussion dieser Fragestellung zeigt, dass sich beide Untersuchungsgebiete in einem Ungleichgewicht mit den derzeit vorherrschenden Bedingungen befinden. Die durch die pleistozäne Vergletscherung bedingten Eigenschaften der VdB und der VMu wirken sich auch auf die Hang-Gerinne-Kopplungen aus: In der VdB wird Lockermaterial, das durch glaziale und paraglaziale Prozesse entstanden ist, vom Hang in das Gerinne eingetragen. Im Gerinne werden dadurch die sedimentologischen Eigenschaften verändert. In der VMu bedingen glaziale Makroformen stellenweise die Entkopplung von Hang und Gerinne. Dies zeigt, dass sich alpine Kaskadensysteme in ehemals vergletscherten Gebieten heute noch an die pleistozäne Vergletscherung anpassen, d.h. die paraglaziale Periode ist in den beiden Untersuchungsgebieten noch nicht abgeschlossen (nach CHURCH UND RYDER 1972, CHURCH UND SLAYMAKER 1989). In der VdB werden derzeit noch Sedimente durch fluviale Prozesse aus dem EZG ausgetragen, die eine Konsequenz der Vergletscherung im Pleistozän sind. Die heutigen Sedimentaustragsraten entsprechen nicht den holozänen Denudationsraten (vgl. CHURCH UND SLAYMAKER 1989). In der VMu ist dies nicht eindeutig, da die Oberfläche v.a. durch Fels dominiert ist. Vor allem glaziale Ablagerungen sind nur noch in geringerem Maße vorhanden. Hier besteht jedoch ein Ungleichgewicht zwischen den Domänen der derzeit aktiven Prozesse und der prozessspezifischen topographischen Signatur der Ova da Müschauns. Anhand beider Untersuchungsgebiete wird deutlich, dass die geomorphologische Geschichte eine wichtige Rolle spielt und bei der Untersuchung der Hang-Gerinne-Kopplungen zwingend beachtet werden muss.

In dieser Arbeit wurden nur die Slope-Area-Diagramme der Hauptgerinne von mesoskaligen EZG untersucht. In diesem kann für die VMu die murgangdominierte Prozessdomäne, die von BRARDINONI UND HASSAN (2006) lokalisiert wurde, nicht identifiziert werden. Es ist jedoch offensichtlich, dass Murgänge eine wichtige Rolle spielen. Möglicherweise wäre die murgangdominierte Prozessdomäne in Slope-Area-Plots von Subeinzugsgebieten (Murgang-EZG) deutlich zu erkennen. Diese Slope-Area-Plots spiegeln eventuell die aktiven Prozessdomänen und nicht die glaziale Überprägung wider. In einem weiteren Arbeitsschritt sollten die Slope-Area-Diagramme für die Subeinzugsgebiete der größeren Murgänge (Anhang B 6 und Anhang B 7) in beiden Untersuchungsgebieten erstellt und analysiert werden, um die Genauigkeit der Methode zu verbessern (siehe BRARDINONI UND HASSAN 2006).

7.6 Weitere potentielle Fehlerquellen

Neben den potentiellen Fehlerquellen, die bei der Diskussion und Beantwortung der einzelnen Fragestellungen bereits aufgeführt wurden, bestehen weitere Fehlerquellen, die durch den verfolgten Ansatz und die verwandten Methoden zustanden kommen. Diese sollen in Kürze aufgeführt werden.

Die Daten, die für diese Arbeit verwandt wurden, stellen eine dieser Fehlerquellen dar. Bei der Erstellung der DEM, die ein Abbild der Wirklichkeit zeigen, können Fehler entstehen, die sich nur schwer bestimmen und quantifizieren lassen. Sie wirken sich auf die mit ArcGIS berechneten Parameter wie die Neigung, das Längsprofil, die k_{sr} -Werte und die EZG-Größen aus. Die Luftbilder, die als Kartiergrundlage dienten, wurden im Jahr 2009 aufgenommen. In einigen Bereichen haben sich das Gerinne und die daran angrenzenden Hangbereiche bereits verändert, was sich auf die Genauigkeit der Kartierung auswirkt.

Die im Gelände aufgenommenen Daten sind eine Momentaufnahme und geben die Dynamik des untersuchten Systems nicht wider. Die Oberflächenformen im Gelände sind ständigen Veränderungen unterworfen, die jedoch mit den erhobenen Daten nur unzureichend belegt werden können. Die Dynamik wurde z.B. anhand eines Starkregenereignisses während der Feldphase, das mehrere kleinere Murgänge in der VMu auslöste, deutlich. Sie wirkt sich u.a. auch auf die Aktivität nach SCHROTT et al. (2002, 2003) aus. Basierend auf der Momentaufnahme der Vegetationsbedeckung wurde diese bestimmt. Die Vegetationsbedeckung ist nur bedingt ein geeigneter Indikator für die Aktivität, da sie z.B. saisonalen Schwankungen unterworfen ist und sich mit zunehmender Höhe verändert.

Die Prozesse, die Sediment vom Hang in das Gerinne eintragen, wurden hauptsächlich auf der Basis von Proxys bestimmt. Hierzu wurde von der im Gelände vorgefundenen Form auf die wirksamen Prozesse rückgeschlossen. Dies ist jedoch nicht in jedem Fall möglich, da in offenen Systemen Konvergenzen bestehen. Konvergenz (bzw. Äquifinalität) bedeutet, dass unterschiedliche Prozesse und Ursachen gleiche Effekte (Formen) produzieren (SCHUMM 1991). Bei der Bestimmung des primären, sekundären und tertiären Prozesses wurde die Wichtigkeit der einzelnen Prozesse in Relation zueinander abgeschätzt. In den meisten Fällen war dies problemlos möglich. Allerdings war die Abschätzung für die gekoppelten Bereiche *Fels/anstehendes Gestein (teilw.) mit Hangschutt bedeckt* in einigen Fällen schwierig festzulegen. Es war nicht immer eindeutig, ob durch Steinschlag oder Kriech- und Spülprozesse mehr Sediment in das Gerinne eingetragen wird.

Weitere Einschränkungen der Datenqualität entstehen durch unbekannte Variablen. Es liegen keine Informationen zu den Abflussmengen und Hochwassern in den beiden Gerinnen vor. Diese wären hilfreich für die Bestimmung des bordvollen Abflusses und für weitere hydrologische Berechnungen. Aufgrund der unbekanntem Größe können diese Berechnungen, die in weiteren Studien verwandt werden könnten, nur auf Abschätzungen beruhen. Des Weiteren wäre es wertvoll, Informationen über die Reichweite der Murgänge in den Hauptgerinnen zu erhalten. Hierfür könnten möglicherweise bestehende Erfahrungsberichte ausgewertet werden.

Abschließend ist die Subjektivität, die bestimmten verwandten Methoden zugrunde liegt, zu nennen. Sowohl die Unterteilung des Gerinnes, als auch die Bestimmung der Bereiche des Hanges basierend auf den Kopplungen zum Gerinne ist bis zu einem gewissen Grad subjektiv und abhängig von dem Wissen und der Erfahrung der Person, die die Feldarbeiten durchführt.

8 Fazit und Ausblick

Hang-Gerinne-Kopplungen sind ein wichtiger Bestandteil der Sedimentkaskade in alpinen Systemen. Sie verbinden den Hang mit dem Gerinne, das der letzte Teil der Sedimentkaskade in einem Einzugsgebiet (EZG) ist. Wie bereits zu Beginn der Arbeit festgestellt wurde, sind Sedimentflüsse in alpinen Gebieten sensitiv gegenüber Umweltveränderungen, die häufig zu einer Erhöhung dieser führen. Im SNP könnte dies aufgrund zunehmender Starkregeneignisse und steigender Temperaturen der Fall sein. Daher ist es besonders wichtig, Sedimentflüsse und Kopplungen zu untersuchen, um künftige Auswirkungen auf die Lebensräume des Menschen vorherzusehen.

Das Hauptziel der Arbeit war es, ein besseres Verständnis über den Einfluss von Hang-Gerinne-Kopplungen auf die Gerinne in mesoskaligen EZG zu erlangen. Hierzu wurden diese in zwei mesoskaligen EZG im Schweizer Nationalpark, der Val dal Botsch (VdB) und Val Müschauns (VMu), untersucht. Beide waren im Pleistozän vergletschert und weisen deutlich voneinander abweichende glaziale Überprägungen auf. Während die Val dal Botsch ein V-förmiges Tal mit konkavem Längsprofil ist, dessen Oberfläche durch Lockermaterial dominiert wird, ist in der Val Müschauns in den oberen Talsegmenten ein U-förmiges Tal ausgeprägt. Die Oberfläche ist zum Großteil mit anstehendem Gestein bedeckt und das Längsprofil weist glazial geformte Makroformen (u.a. Kar, Stufen, Hängetal) auf.

Der Sedimenteintrag vom Hang in die Gerinne kann zu Anpassungen der sedimentologischen und morphometrischen Eigenschaften im Gerinne sowie des Gerinnetyps führen. Um diese zu untersuchen, wurden die Gerinne in Abschnitte unterteilt. Für jeden einzelnen Abschnitt wurden die Korngröße und -rundung sowie weitere sedimentologische Parameter, die Neigung, ein Querprofil und der Gerinnetyp bestimmt. Zudem wurden entlang des Gerinnes die Hang-Gerinne-Kopplungen kartiert und mit einem heuristischen Ansatz die Effektivität der einzelnen Kopplungen bestimmt.

Die Ergebnisse der Arbeit zeigen, dass der Sedimenteintrag vom Hang in die Gerinne der beiden Untersuchungsgebiete von Murgängen dominiert wird. Diese Hangbereiche weisen die höchste Konnektivität zum Gerinne auf. Außerdem führen in beiden EZG ausschließlich Sedimenteinträge durch Muren in das Gerinne zu länger anhaltenden Veränderungen in diesem. Zu den Anpassungen im Gerinne an den erhöhten Sedimenteintrag gehören das Größerwerden der Korngrößen, die Verschlechterung des Rundungsgrads und der Sortierung, die Zunahme der Blockdichte, die Erhöhung der Neigung sowie das tiefe Einschneiden des Gerinnes in das abgelagerte Murgangmaterial. Der Gerinnetyp kann in seiner Zustandsstufe zurückgeworfen werden (von Step Pool zu Cascade). Nicht jeder Murgang hat einen gleich starken Einfluss auf das Gerinne. Anhand eines Vergleichs der einzelnen Murgänge konnte festgestellt werden, dass Murgänge, deren EZG durch anstehendes Gestein dominiert wird und deren sedimentlieferndes Gebiet absolut und relativ zum EZG des Hauptgerinnes groß ist, einen stärkeren Einfluss auf das Gerinne haben. Dies spiegelt sich in Unterschieden zwischen den beiden Untersuchungsgebieten wider. Da in der VMu die Oberfläche durch anstehendes Gestein dominiert wird, haben die Murgänge hier einen größeren Einfluss auf die Gerinne: Dazu zählen neben den kleinskaligen Anpassungen auch großskaligere Ver-

änderungen der Neigung und damit des Gerinnetyps. In der VdB ist die Oberfläche hauptsächlich von Lockermaterial bedeckt. Die Korngrößen, die in die Gerinne eingetragen werden, sind kleiner. Dadurch sind auch die Auswirkungen der lateralen Sedimenteinträge in das Gerinne kleinskaliger (Veränderung der sedimentologischen Eigenschaften und des Querprofils). Hieran wird deutlich, dass der verschieden starke Einfluss auf die Gerinne in den beiden Untersuchungsgebieten auch mit Unterschieden der Überprägung durch die pleistozäne Vergletscherung zusammenhängt. Das bedeutet, dass die geomorphologische Geschichte heutige Prozesse beeinflusst und eine wichtige Rolle spielt. In beiden EZG ist die paraglaziale Periode noch nicht abgeschlossen. Dies muss zwingend bei Untersuchungen der Hang-Gerinne-Kopplungen in alpinen Systemen beachtet werden.

Basierend auf den Ergebnissen und der Diskussion der Fragestellungen können alle drei Hypothesen für die untersuchten Gebiete bestätigt werden. (1) Hang-Gerinne-Kopplungen und insbesondere Muren bewirken sedimentologische und morphometrische Veränderungen in den Hauptgerinnen der beiden Untersuchungsgebiete. (2) Veränderungen des Gerinnetyps durch erhöhten lateralen Sedimenteintrag sind nur in der VMu nachweisbar, d.h. die Hypothese kann nur für dieses Untersuchungsgebiet bestätigt werden. Es wird vermutet, dass es nur zu einer Veränderung des Gerinnetyps kommt, wenn sich die Neigung an den Sedimenteintrag anpasst. (3) Sowohl in der VdB als auch in der VMu werden die Korngrößen gerinneabwärts einer Murgang-Gerinne-Kopplung nach und nach feiner.

Die Ergebnisse, die in den beiden EZG im SNP erhoben wurden, sollten in weiteren Studien geprüft werden. Es wäre sinnvoll, die Untersuchungen auf andere Gebiete innerhalb sowie außerhalb des SNP auszuweiten. Im SNP sind die Einflüsse des Menschen sehr gering, wodurch nahezu natürliche Bedingungen untersucht werden können. Sedimentflüsse in alpinen Systemen sind für Menschen von großer Bedeutung und daher ist es nötig, anthropogen genutzte und beeinflusste Räume zu berücksichtigen, um Naturgefahren in alpinen Räumen frühzeitig erkennen zu können. Die Betrachtung der Morphometrie (U- vs. V-Tal) und der Oberflächenbedeckung (anstehendes Gestein vs. Lockergestein) der Täler ist zentral für die Identifikation der glazialen bzw. paraglazialen Prägung der Täler und deren Einfluss auf die Hang-Gerinne-Kopplungen. Die Arbeit zeigt deutlich, wie variabel der Einfluss von Murgängen ist. Ein Anknüpfungspunkt daran ist, die Variabilität des Einflusses von Murgängen auf die Gerinne in mesoskaligen alpinen EZG detaillierter zu untersuchen. Dies sollte Gegenstand künftiger Forschung sein, da hierzu bisher nur sehr wenig bekannt ist.

Die in dieser Arbeit angewandten Methoden müssten zum Teil, wie bereits erwähnt, verbessert werden. Der heuristische Ansatz zur Bestimmung der Kopplungseffektivität der einzelnen Kopplungen zwischen Hang und Gerinne sollte vereinfacht werden, sodass durch ein klares Schema die Anwendung verschiedenen Nutzern möglich ist. Mit weiteren Datensätzen könnten Vergleiche zwischen verschiedenen Tälern gezogen werden. Die räumliche und zeitliche Variabilität von Sedimentflüssen wurde in dieser Arbeit nicht ausreichend erfasst, da lediglich eine Momentaufnahme erfolgte. Es wäre erstrebenswert, den

Ansatz dahingehend weiterzuentwickeln, dass die Dynamik des alpinen Systems besser berücksichtigt wird.

Insgesamt konnte gezeigt werden, dass Hang-Gerinne-Kopplungen und insbesondere Murgang-Gerinne-Kopplungen im alpinen System des Schweizer Nationalparks einen deutlichen Einfluss auf die Gerinne haben. Der in der Arbeit verwandte Ansatz scheint unter Berücksichtigung der erhobenen Daten und Ergebnisse generell geeignet zu sein, diesen Einfluss auf die verschiedenen Ebenen in einem Gerinne nachzuweisen.

9 Literaturverzeichnis

- ADDY, S., SOULSBY, C., HARTLEY, A.J. UND D. TETZLAFF (2011): Characterisation of Channel Reach Morphology and Associated Controls in Deglaciaded Montane Catchments in the Cairngorms, Scotland. *Geomorphology* 132, 176-186.
- AHNERT, F. (1994): Equilibrium, Scale and Inheritance in Geomorphology. *Geomorphology* 11, 125-140.
- AHNERT, F. (2003³): Einführung in die Geomorphologie. (Ulmer) Stuttgart.
- ALLISON, R. J. UND D. S. G. THOMAS (1993): The Sensitivity of Landscapes. In: THOMAS, D. S. G. UND R. J. ALLISON (Hrsg.): *Landscape Sensitivity*. (John Wiley & Sons Ltd) Chichester. S. 1-5.
- ASHWORTH, P. J. UND R. I. FERGUSON (1989): Size-Selective Entrainment of Bed Load in Gravel Bed Streams. *Water Resources Research* 25 (4), 627-634.
- BALLANTYNE, C. K. (2002): Paraglacial Geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, 1935-2017.
- BALLANTYNE, C. K. UND C. HARRIS (1994): *The Periglaciation of Great Britain*. (Cambridge University Press) Cambridge.
- BARSCHE, D. UND N. CAINE (1984): The Nature of Mountain Geomorphology. *Mountain Research and Development* 4 (4), 287-298.
- BENDA, L. (1990): The Influence of Debris Flows on Channels and Valley Floors in the Oregon Coast Range, U.S.A. *Earth Surface Processes and Landforms* 15, 457-466.
- BENDA, L. UND T. DUNNE (1987): Sediment Routing by Debris Flows. In: BESCHTA, R. L., BLINN, T., ICE, G. E. UND F. J. SWANSON (Hrsg.): *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim*. IAHS Publication 165. S. 213-223.
- BENDA, L. UND T. W. CUNDY (1990): Predicting Deposition of Debris Flows in Mountain Channels. *Canadian Geotechnical Journal* 27 (4), 409-417.
- BENDA, L. UND T. DUNNE (1997a): Stochastic Forcing of Sediment Supply to Channel Networks from Landsliding and Debris Flow. *Water Resources Research* 22 (12), 2849-2863.
- BENDA, L. UND T. DUNNE (1997b): Stochastic Forcing of Sediment Routing and Storage in Channel Networks. *Water Resources Research* 33 (12), 2865-2880.
- BENDA, L., VELDHUISEN, C. UND J. BLACK (2003): Debris Flows as Agents of Morphological Heterogeneity at Low-Order Confluences, Olympic Mountains, Washington. *Geological Society of America Bulletin* 115 (9), 1110-1121.
- BENDA, L., ANDRAS, K., MILLER, D. UND P. BIGELOW (2004): Confluence Effects in Rivers: Interactions of Basin Scale, Network Geometry, and Disturbance Regimes. *Water Resources Research* 40, W05402.
- BENDA, L., HASSAN, M. A., CHURCH, M. UND C. L. MAY (2005): Geomorphology of Steepland Headwaters: The Transition from Hillslopes to Channels. *Journal of the American Water Resources Association* 41 (4), 835-851.
- BESCHTA, R. L. (1984): River Channel Response to Accelerated Mass Soil Erosion. In: O'LOUGHLIN, C. L. UND A. J. PEARCE (Hrsg.): *Proceedings, Symposium on Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability*. Environment and Policy Institute, East West Center, Honolulu. S. 155-164.

- BIGELOW, P. E., BENDA, L., MILLER, D. J. UND K. M. BURNETT (2007): On Debris Flows, River Networks, and the Spatial Structure of Channel Morphology. *Forest Science* 53 (2), 220-238.
- BISSON, P. A., MONTGOMERY, D. R. UND J. M. BUFFINGTON (2006): Valley Segments, Stream Reaches, and Channel Units. In: HAUER, F. R. UND G. A. LAMBERTI (Hrsg.): *Methods in Stream Ecology*. (Elsevier) Burlington. S. 23-49.
- BLOTT, S. J. UND K. PYE (2001): Gradstat: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237-1248.
- BRAKEN, L. J. UND J. CROKE (2007): The Concept of Hydrological Connectivity and its Contribution to Understanding Runoff-Dominated Geomorphic Systems. *Hydrological Processes* 21, 1749-1763.
- BRARDINONI, F. UND M. A. HASSAN (2006): Glacial Erosion, Evolution of River Long Profiles, and the Organization of Process Domains in Mountain Drainage Basins of British Columbia. *Journal of Geophysical Research* 111, F01013.
- BRARDINONI, F. UND M. A. HASSAN (2007): Glacially Induced Organization of Channel-Reach Morphology in Mountain Streams. *Journal of Geophysical Research* 112, F03013.
- BRAZIER, V., WHITTINGTON, G. UND C. K. BALLANTYNE (1988): Holocene Debris Cone Evolution in Glen Etive, Western Grampian Highlands, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* 13, 525-531.
- BREIEN, H., DE BLASIO, F. V. ELVERHØI, A. UND K. HØEG (2008): Erosion and Morphology of a Debris Flow Caused by a Glacial Lake Outburst Flood, Western Norway. *Landslides* 5, 271-280.
- BRIERLEY, G. J. UND E. J. HICKIN (1985): The Downstream Gradation of Particle Sizes in the Squamish River, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms* 10, 597-606.
- BRIERLEY, G. J., FRYIRS, K. UND V. JAIN (2006): Landscape Connectivity: The Geographic Basis of Geomorphic Applications. *Area* 38.2, 165-174.
- BRUMMER, C. J. UND D. R. MONTGOMERY (2003): Downstream Coarsening in Headwater Channels. *Water Resources Research* 39 (10), 1294.
- BRUMMER, C. J. UND D. R. MONTGOMERY (2006): Influence of Coarse Lag Formation on the Mechanics of Sediment Pulse Dispersion in a Mountain Stream, Squire Creek, North Cascades, Washington, United States. *Water Resources Research* 42, W07412.
- BRUNSDEN, D. (1993): Barriers to Geomorphological Change. In: THOMAS, D. S. G. UND R. J. ALLISON (Hrsg.): *Landscape Sensitivity*. (John Wiley & Sons Ltd) Chichester. S. 7-12.
- BRUNSDEN, D. (1996): Geomorphological Events and Landform Change. *Zeitschrift für Geomorphologie* 40 (3), 273-288.
- BRUNSDEN, D. UND J. B. THORNES (1979): Landscape Sensitivity and Change. *Transactions of the Institute of British Geographers* NS 4 (4), 463-484.
- BRUSH, L. M. (1961): Drainage Basins, Channels, and Flow Characteristics of Selected Streams in Central Pennsylvania. U.S. Geological Survey Professional Paper 282-F. (United States Government Printing Office) Washington.
- BUFFINGTON, J. M. (2012): Changes in Channel Morphology Over Human Time Scales. In: CHURCH, M., BIRON, P. M. UND A. G. ROY (Hrsg.): *Gravel-Bed Rivers: Processes, Tools, Environments*. (John Wiley & Sons Ltd) Chichester. S. 435-463.

- BUFFINGTON, J. M. UND D. R. MONTGOMERY (1999): A Procedure for Classifying Textural Facies in Gravel-Bed Rivers. *Water Resources Research* 35 (6), 1903-1913.
- BULL, W. B. (1979): Thresholds of Critical Power in Streams. *Geological Society of America Bulletin* 90, 453-464.
- BUNTE, K. UND S. ABT (2001a): Sampling Frame for Improving Pebble Count Accuracy in Coarse Gravel-Bed Streams. *Journal of the American Water Resources Association* 37 (4), 1001-1014.
- BUNTE, K. UND S. ABT (2001b): Sampling Surface and Subsurface Particle-Size Distributions in Wadable Gravel- and Cobble-Bed Streams for Analyses in Sediment Transport, Hydraulics, and Streambed Monitoring. Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-74. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station.
- BUNTE, K., ABT, S. R., POTYONDY, J. P. UND K. W. SWINGLE (2009): Comparison of Three Pebble Count Protocols (EMAP, PIBO, and SFT) in Two Mountain Gravel-Bed Streams. *Journal of the American Water Resources Association* 45 (5), 1209-1227.
- CAINE, N. (1974): The Geomorphologic Processes of the Alpine Environment. In: IVES, J.D. UND R. G. BARRY (Hrsg.): *Arctic and Alpine Environments*. (Methuen) London. S. 721-748.
- CAINE, N. UND F. J. SWANSON (1989): Geomorphic Coupling of Hillslope and Channel Systems in Two Small Mountain Basins. *Zeitschrift für Geomorphologie* 33 (2), 189-203.
- CENDERELLI, D. A. UND J. S. KITE (1998): Geomorphic Effects of Large Debris Flows on Channel Morphology at North Fork Mountain, Eastern West Virginia, USA. *Earth Surface Processes and Landforms* 23 (1), 1-19.
- CHIVERRELL, R. C., FOSTER, G. C., MARSHALL, P., HARVEY, A. M. UND G. S. P. THOMAS (2009): Coupling Relationships: Hillslope-Fluvial Linkages in the Hodder Catchment, NW England. *Geomorphology* 109 (3), 222-235.
- CHORLEY, R. J. UND B. A. KENNEDY (1971): *Physical Geography. A Systems Approach*. (Prentice Hall) London.
- CHORLEY, R. J., SCHUMM, S. A. UND D. E. SUDGEN (1984): *Geomorphology*. (Methuen) London.
- CHURCH, M. (1992): Channel Morphology and Typology. In: CALOW, P. UND G. E. PETTS (Hrsg.): *The River's Handbook: Hydrological and Ecological Principles*. (Blackwell) Oxford. S. 126-143.
- CHURCH, M. (2002): Geomorphic Thresholds in Riverine Landscapes. *Freshwater Biology* 47, 541-557.
- CHURCH, M. (2006): Bed Material Transport and the Morphology of Alluvial River Channels. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34, 325-354.
- CHURCH, M. (2010a): Mountains and Montane Channels. In: BURT, T. UND R. ALLISON (Hrsg.): *Sediment Cascades. An Integrated Approach*. (John Wiley & Sons Ltd) Chichester. S. 17-53.
- CHURCH, M. (2010b): Gravel-Bed Rivers. In: BURT, T. UND R. ALLISON (Hrsg.): *Sediment Cascades. An Integrated Approach*. (John Wiley & Sons Ltd) Chichester. S. 241-269.
- CHURCH, M. UND J. M. RYDER (1972): Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *Geological Society of America Bulletin* 83, 3059-3072.
- CHURCH, M., MCLEAN, D. G. UND J. F. WOLCOTT (1987): River Bed Gravels: Sampling and Analysis. In: THORNE, C. R., BATHURST, J. C. UND R. D. HEY (Hrsg.): *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers*. (John Wiley & Sons Ltd) Chichester. S. 43-79.

- CHURCH, M. UND O. SLAYMAKER (1989): Disequilibrium of Holocene Sediment Yield in Glaciated British Columbia. *Nature* 337, 452-454.
- COMITI, F. UND L. MAO (2012): Recent Advances in the Dynamics of Steep Channels. In: CHURCH, M., BIRON, P. M. UND A. G. ROY (Hrsg.): *Gravel-Bed Rivers. Processes, Tools, Environments.* (Wiley-Blackwell) Chichester. S. 353-377.
- COROMINAS, J., REMONDO, J., FARIAS, P., ESTEVAO, M., ZÉZERE, J., DÍAZ DE TERÁN, J., DIKAU, R., SCHROTT, L., MOYA, J. UND A. GONZÁLEZ (1996): Debris Flow. In: DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. UND M.-L. IBSEN (Hrsg.): *Landslide Recognition: Identification, Movement and Courses.* S. 161-180.
- COSTA, J. E. (1984): Physical Geomorphology of Debris Flows. In: COSTA, J. E. UND P. J. FLEISHER (Hrsg.): *Developments and applications of geomorphology.* (Springer) Berlin. S. 268-317.
- CRUDEN, D. M. (1991): A Simple Definition of a Landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 43, 27-29.
- CRUDEN, D. M. UND D. J. VARNES (1996): Landslide Types and Processes. In: TURNER, A. K. UND R.L. SCHUSTER (Hrsg.): *Landslides. Investigation and Mitigation. Special Report 247.* Transportation Research Board, National Research Council. (National Academy Press) Washington, D. C. S. 36-75.
- CUI, Y., PARKER, G., LISLE, T. E., GOTT, J., HANSLER-BALL, M. W., PIZZUTO, J. E., ALLMENDINGER, N. E. UND J. M. REED (2003a): Sediment Pulses in Mountain Rivers: 1. Experiments. *Water Resources Research* 39 (9), 1239.
- CUI, Y., PARKER, G., PIZZUTO, J. E. UND T. E. LISLE (2003b): Sediment Pulses in Mountain Rivers: 2. Comparison between Experiments and Numerical Predictions. *Water Resources Research* 39 (9), 1240.
- DAVIES, T. R. H. UND O. KORUP (2010): Sediment Cascades in Active Landscapes. In: BURT, T. UND R. ALLISON (Hrsg.): *Sediment Cascades. An Integrated Approach.* (John Wiley & Sons Ltd) Chichester. S. 89-115.
- DE VENTE, J., POESEN, J. ARABKHEDRI, M. UND G. VERSTRAETEN (2007): The Sediment Delivery Problem Revisited. *Progress in Physical Geography* 31 (2), 155-178.
- DIE BUNDESVERSAMMLUNG DER SCHWEIZERISCHEN EIDGENOSSENSCHAFT (1980): Bundesgesetz über den Schweizerischen Nationalparks im Kanton Graubünden vom 19. Dezember 1980. Zugänglich unter: <http://www.admin.ch/ch/d/sr/454/index.html> (letzter Abruf: 2.11.2012)
- DIETRICH, W. E. UND T. DUNNE (1978): Sediment Budget for a Small Catchment in Mountainous Terrain. *Zeitschrift für Geomorphologie* 29, 191-206.
- DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. UND M.-L. IBSEN (1996): Introduction. In: DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. UND M.-L. IBSEN (Hrsg.): *Landslide Recognition: Identification, Movement and Courses.* S. 1-12.
- DOLDER, W. UND U. DOLDER (1979): *Der Schweizerische Nationalpark.* (Kilda-Verlag) Greven.
- DÖSSEGGER, R. (1987): Geologische Karte des Schweizerischen Nationalparks 1 : 50 000. Geologische Spezialkarte Nr. 122.
- DOWNES, P. W. UND K. J. GREGORY (1993): The Sensitivity of River Channels in the Landscape System. In: THOMAS, D. S. G. UND R. J. ALLISON (Hrsg.): *Landscape Sensitivity.* (John Wiley & Sons Ltd) Chichester. S. 15-30.

- EATON, L. S., MORGAN, B. A., KOCHER, R. C. UND A. D. HOWARD (2003): Role of Debris Flows in Long-Term Landscape Denudation in the Central Appalachians of Virginia. *Geology* 31, 339-342.
- EUROPARC DEUTSCHLAND (Hrsg.) (2010): Richtlinien für die Anwendung der IUCN-Management-Kategorien für Schutzgebiete. Deutsche Übersetzung von: DUDLEY, N. (Hrsg.) (2008): Guidelines for Applying Protected Area Management Categories. Zugänglich unter: http://www.bfn.de/fileadmin/MDB/documents/themen/gebietsschutz/IUCN_Kat_Schutzgeb_Richtl_web.pdf (letzter Abruf: 4.11.2012)
- FERGUSON, R. I. (1981): Channel Forms and Channel Changes. In: LEWIN, J. (Hrsg.): *British Rivers*. (Allen and Unwin) London. S. 90-125.
- FLAGEOLLET, J.-C. (1996): The Time Dimension in the Study of Mass Movements. *Geomorphology* 15, 185-190.
- FLINT, J. J. (1974): Stream Gradient as a Function of Order, Magnitude, and Discharge. *Water Resources Research* 10 (5), 969-973.
- FLORES, A. N., BLEDSOE, B. P., CUHACIYAN, C. O. UND E. E. WOHL (2006): Channel-Reach Morphology Dependence on Energy, Scale, and Hydroclimatic Processes with Implications for Prediction Using Geospatial Data. *Water Resources Research* 42, W06412.
- FOLK, R. L. (1966): A Review of Grain-Size Parameters. *Sedimentology* 6, 73-93.
- FOLK, R. L. UND W. C. WARD (1957): Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain Size Parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27 (1), 3-26.
- FRIPP, J. B. UND P. DIPLAS (1993): Surface Sampling in Gravel Streams. *Journal of Hydraulic Engineering* 119 (4), 473-490.
- FRISSELL, C. A., LISS, W. J., WARREN, C. E. UND M. D. HURLEY (1986): A Hierarchical Framework for Stream Classification: Viewing Streams in a Watershed Context. *Environmental Management* 10 (2), 199-214.
- FRYIRS, K. A. (2012): (Dis)Connectivity in Catchment Sediment Cascades: a Fresh Look at the Sediment Delivery Problem. *Earth Surface Processes and Landforms* 38 (1), 30-46.
- FRYIRS, K. A., BRIERLEY, G. J., PRESTON, N. J. UND M. KASAI (2007a): Buffers, Barriers and Blankets: The (Dis)Connectivity of Catchment-Scale Sediment Cascades. *Catena* 70, 49-67.
- FRYIRS, K. A., BRIERLEY, G. J., PRESTON, N. J. UND J. SPENCER (2007b): Catchment-Scale (Dis)Connectivity in Sediment Flux in the Upper Hunter Catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology* 84, 297-316.
- FURRER, G., BACHMANN, F. UND P. FITZE (1971): Erdströme als Formelemente von Soliflukationsdecken im Raum Munt Chavagl/Munt Buffalora (Schweiz. Nationalpark). *Ergebnisse der Wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark Bd. 11*, 189-269.
- GAMPER, M. (1981): Heutige Soliflukationsbeträge von Erdströmen und klimamorphologische Interpretation fossiler Böden. *Ergebnisse der Wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark Bd. 15*, 355-443.
- GASPARINI, N. M., TUCKER, G. E. UND R. L. BRAS (1999): Downstream Fining Through Selective Particle Sorting in an Equilibrium Drainage Network. *Geology* 27, 1079-1082.

- GILBERT, G. K. (1914): Transport of Debris by Running Water. United States Geological Survey Professional Paper 86.
- GILBERT, G. K. (1917): Hydraulic-Mining Debris in the Sierra Nevada. United States Geological Survey Professional Paper 105.
- GOUDIE, A. (2004): Colluvium. In: GOUDIE, A. (Hrsg.): Encyclopedia of Geomorphology. Volume I. (Routledge) London. S. 173.
- GRANT, G. E. UND F. J. SWANSON (1995): Morphology and Processes of Valley Floors in Mountain Streams, Western Cascades, Oregon. Geophysical Monograph 89, 83-101.
- GREEN, J. C. (2003): The Precision of Sampling Grain-Size Percentiles Using the Wolman Method. Earth Surface Processes and Landforms 28, 979-991.
- GREEN, K. C., BRARDINONI, F. UND Y. ALILA (2012): Channel Morphology and Bed-Load Yield in Fluvial, Formerly-Glaciated Headwater Streams of the Columbia Mountains, Canada. Geomorphology 188, 96-109.
- GRIFFITHS, G. A. (1979): Recent Sedimentation History of the Waimakariri River, New Zealand. Journal of Hydrology (New Zealand) 18, 6-26.
- HACK, J. T. (1957): Studies of Longitudinal Stream Profiles in Virginia and Maryland. United States Geological Survey Professional Paper 294-B.
- HACK, J. T. (1973): Stream Profile Analysis and Stream-Gradient Index. United States Geological Survey Journal of Research 1 (4), 421-429.
- HALLET, B., HUNTER, L. UND J. BOGEN (2006): Rates of Erosion and Sediment Evacuation by Glaciers: A Review of Field Data and their Implications. Global and Planetary Change 12, 213-235.
- HALWAS, K. L. UND M. CHURCH (2002): Channel Units in Small Gradient Streams on Vancouver Island, British Columbia. Geomorphology 43, 243-256.
- HARKINS, N., KIRBY, E., HEIMSATH, A., ROBINSON, R. UND U. REISER (2007): Transient Fluvial Incision in the Headwaters of the Yellow River, Northeastern Tibet, China. Journal of Geophysical Research 112, F03S04.
- HARRISON, L. E. UND E. A. KELLER (2003): Influence of Large Boulders on Channel Morphology and Sediment Transport in Boulder-Bed Streams, near Santa Barbara, CA. Paper no. 1-5, Geological Society of America Cordilleran Section 99th Annual Meeting, April 1-3.
- HARTMANN-BRENNER, D. C. (1974): Ein Beitrag zum Problem der Schutthaldenentwicklung an Beispielen des Schweizerischen Nationalparks und Spitzbergens. Dissertation, Universität Zürich.
- HARVEY, A. M. (1997): Coupling between Hillslope Gully Systems and Stream Channels in the Howgill Fells, Northwest England: Temporal Implications. Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement 3 (1), 3-19.
- HARVEY, A. M. (2001): Coupling between Hillslopes and Channels in Upland Fluvial Systems: Implications for Landscape Sensitivity, Illustrated from the Howgill Fells, Northwest England. Catena 42, 225-250.
- HARVEY, A. M. (2002): Effective Timescales of Coupling within Fluvial Systems. Geomorphology 44, 175-201.

- HARVEY, A. M. (2010): Local Buffers to the Sediment Cascade: Debris Cones and Alluvial Fans. In: BURT, T. UND R. ALLISON (Hrsg.): Sediment Cascades. An Integrated Approach. (John Wiley & Sons Ltd) Chichester. S. 153-180.
- HASSAN, M. A., HOGAN, D. L., BIRD, S. A., MAY, C. L., GOMI, T. UND D. CAMPBELL (2005): Spatial and Temporal Dynamics of Wood in Headwater Stream of the Pacific Northwest. *Journal of the American Water Resources Association* 41, 899-919.
- HECKMANN, T. UND W. SCHWANGHARDT (2012): Geomorphic Coupling and Sediment Connectivity in an Alpine Catchment - Exploring Sediment Cascades Using Graph Theory. *Geomorphology* 182, 89-103.
- HEY, R. D. UND C. R. THORNE (1983): Accuracy of Surface Samples from Gravel Bed Material. *Journal of Hydraulic Engineering* 109 (6), 842-851.
- HODGES, K. V., WOBUS, C., RUHL, K., SCHILDGEN, T. UND K. X. WHIPPLE (2004): Quaternary Deformation, River Steepening, and Heavy Precipitation at the Front of the Higher Himalayan Ranges. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 379-389.
- HOFFMAN, D. F. UND E. J. GABET (2007): Effects of Sediment Pulses on Channel Morphology in a Gravel-Bed River. *Geological Society of America Bulletin* 119 (1-2), 116-125.
- HOOKE, J. (2003): Coarse Sediment Connectivity in River Channel Systems: a Conceptual Framework and Methodology. *Geomorphology* 56, 79-94.
- HOWARD, A. D. UND G. KERBY (1983): Channel Changes in Badlands. *Geological Society of America Bulletin* 94, 739-752.
- HUNGR, O., MCDUGALL, S. UND M. BOVIS (2005): Entrainment of Material by Debris Flows. In: JAKOB, M. UND O. HUNGR (Hrsg.): Debris-Flow Hazards and Related Phenomena. (Praxis-Springer) Berlin.
- IVERSON, R. M. (1997): The Physics of Debris Flows. *Reviews of Geophysics* 35 (3), 245-296.
- JAIN, V. UND S. K. TANDON (2010): Conceptual Assessment of (Dis)Connectivity and its Application to the Ganga River Dispersal System. *Geomorphology* 118, 349-358.
- JAKOB, M., BOVIS, M. UND M. ODEN (2005): The Significance of Channel Recharge Rates for Estimating Debris-Flow Magnitude and Frequency. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 755-766.
- KELLER, F. (1992): Automated Mapping of Mountain Permafrost Using the Program PERMAKART within the Geographical Information System ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 133-138.
- KNIGHTON, D. (1980): Longitudinal Changes in Size and Sorting of Stream-Bed Material in Four English Rivers. *Bulletin of the Geological Society of America* 91, 55-62.
- KNIGHTON, D. (1998): *Fluvial Forms and Processes. A New Perspective.* (Hodder Arnold) London.
- KONDOLF, G. M. (1995): Geomorphological Stream Channel Classification in Aquatic Habitat Restoration: Uses and Limitations. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 5 (2), 127-141.
- KONDOLF, G. M. (1997): Application of the Pebble Count: Notes on Purpose, Method, and Variants. *Journal of the American Water Resources Association* 33 (1), 79-87.
- KONDOLF, G. M., LISLE, T. E. UND G. M. WOLMAN (2003): Bed Sediment Measurement. In: KONDOLF, G. M. UND H. PIÉGAY (Hrsg.): *Tools in Fluvial Geomorphology.* (John Wiley & Sons Ltd) Chichester. S. 347-396.

- KORUP, O. (2006): Rock-Slope Failure and the River Long Profile. *Geology* 34 (1), 45-48.
- KRUMBEIN, W. C. (1934): Size Frequency Distributions of Sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 4, 65-77.
- KRUMBEIN, W. C. (1938): Size Frequency Distribution of Sediments and the Normal Phi Curve. *Journal of Sedimentary Petrology* 8, 84-90.
- LABHART, T. P. (2009⁸): *Geologie der Schweiz*. (Ott) Bern.
- LAGUE, D. UND P. DAVY (2003): Constraints on the Long-Term Colluvial Erosion Law by Analyzing Slope-Area Relationships at Various Tectonic Uplift Rates in the Siwaliks Hills (Nepal). *Journal of Geophysical Research* 108 (B2), 2129.
- LANE, S. N. UND K. S. RICHARDS (1997): Linking River Channel Form and Process: Time, Space and Causality Revisited. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 249-260.
- LEOPOLD, L. B. (1970): An Improved Method for Size Distribution of Stream Bed Gravel. *Water Resources Research* 6 (5), 1357-1366.
- LEOPOLD, L. B. (1992): Sediment Size that Determines Channel Morphology. In: BILLI, P., HEY, R. D. THORNE, C. R. UND P. TACCONI (Hrsg.): *Dynamics of Gravel-Bed Rivers*. (John Wiley & Sons Ltd) Chichester. S. 297-311.
- LEOPOLD, L. B. UND T. MADDOCK (1953): The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications. *United States Geological Survey Professional Paper* 252.
- LUCKMAN, B. H. (1977): The Geomorphic Activity of Snow Avalanches. *Geographiska Annaler* 59A (1/2), 31-48.
- LUCKMAN, B. H. (2007): Talus Slopes. In: ELIAS, S. A. (Hrsg.): *Encyclopedia of Quaternary Science*. (Elsevier) Amsterdam.
- MADEJ, M. A. UND V. OZAKI (1996): Channel Response to Sediment Wave Propagation and Movement, Redwood Creek, California, USA. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 911-927.
- MADEJ, M. A., SUTHERLAND, D. G., LISLE, T.E. UND B. PRYOR (2009): Channel Responses to Varying Sediment Input: A Flume Experiment Modeled After Redwood Creek, California. *Geomorphology* 103, 507-519.
- MCCLUNG, D. M. UND P. A. SCHAEERER (1993): *The Avalanche Handbook*. (The Mountaineers) Seattle.
- MERENZEHL, K. (2013): *Alpine Sediment Cascades in the Swiss National Park, Graubünden*. Masterarbeit, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn.
- METEOSCHWEIZ (Hrsg.) (2009): *Klimabericht Kanton Graubünden*. *Arbeitsberichte der MeteoSchweiz* 228. Zugänglich unter: http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/de/forschung/publikationen/alle_publicationen/ab_228.Par.0001.DownloadFile.tmp/ab228.pdf (letzter Abruf: 4.11.2012)
- METEOSCHWEIZ (2012a): *Homepage des Bundesamts für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz*. Zugänglich unter: <http://www.meteoschweiz.admin.ch/> (letzter Abruf: 4.11.2012)
- METEOSCHWEIZ (2012b): *Klimanormwerte Samedan*. Zugänglich unter: <http://www.meteoschweiz.admin.ch/files/metweb/klimadiagramme/de/SAM.pdf> (letzter Abruf: 4.11.2012)

- METEOSCHWEIZ (2012c): Klimanormwerte Scuol. Zugänglich unter:
<http://www.meteoschweiz.admin.ch/files/metweb/klimadiagramme/de/SCU.pdf> (letzter Abruf:
 4.11.2012)
- METEOSCHWEIZ (2012d): Klimanormwerte Sta. Maria, Val Müstair. Zugänglich unter:
<http://www.meteoschweiz.admin.ch/files/metweb/klimadiagramme/de/SMM.pdf> (letzter Abruf:
 4.11.2012)
- MICHAELIDES, K. UND J. WAINWRIGHT (2002): Modelling the Effects of Hillslope-Channel Coupling on Catchment Hydrological Response. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 1441-1457.
- MILLER, D. J. UND L. BENDA (2000): Effects of Punctuated Sediment Supply on Valley-Floor Landforms and Sediment Transport. *Geological Society of America Bulletin* 112 (12), 1814-1824.
- MILLIMAN, J. D. UND J. P. M. SYVITSKI (1992): Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: the Importance of Small Mountainous Rivers. *The Journal of Geology* 100, 525-544.
- MONTGOMERY, D. R. (2002): Valley Formation by Fluvial and Glacial Erosion. *Geology* 30 (11), 1047-1050.
- MONTGOMERY, D. R. UND E. FOUFOULA-GEORGIU (1993): Channel Network Source Representation Using Digital Elevation Models. *Water Resources Research* 29 (12), 3925-3934.
- MONTGOMERY, D. R., ABBE, T. B., BUFFINGTON, J. M., PETERSON, N. P., SCHMIDT, K. M. UND J. D. STOCK (1996): Distribution of Bedrock and Alluvial Channels in Forested Mountain Drainage Basins. *Nature* 381, 587-589.
- MONTGOMERY, D. R. UND J. M. BUFFINGTON (1997): Channel-Reach Morphology in Mountain Drainage Basins. *Geological Society of America Bulletin* 109 (5), 596-611.
- MONTGOMERY, D. R. UND J. M. BUFFINGTON (1998): Channel Processes, Classification and Response. In: NAIMAN, R. UND R. BILBY (Hrsg.): *River Ecology and Management*. (Springer) New York. S. 13-42.
- MONTGOMERY, D. R., MASSONG, T. M. UND S. C. S. HAWLEY (2003): Influences of Debris Flows and Log Jams on the Location of Pools and Alluvial Channel Reaches, Oregon Coast Range. *Geological Society of America Bulletin* 115 (1), 78-88.
- MORCHE, D., WITZSCHE, M. UND K.-H. SCHMIDT (2008): Hydrogeomorphological Characteristics and Fluvial Sediment Transport of a High Mountain River (Reintal Valley, Bavarian Alps, Germany). *Zeitschrift für Geomorphologie* 52 (1), 51-77.
- MOSLEY, M. P. UND D. S. TINDALE (1985): Sediment Variability and Bed Material Sampling in Gravel Bed Rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 10, 465-482.
- NICHOLAS, A. P., ASHWORTH, P. J., KIRKBY, M. J., MACKLIN, M. G. UND T. MURRAY (1995): Sediment Slugs: Large-Scale Fluctuations in Fluvial Sediment Transport Rates and Storage Volumes. *Progress in Physical Geography* 19 (4), 500-519.
- ORWIN, J. F., LAMOUREUX, S. F., WARBURTON, J. UND A. BEYLICH (2010): A Framework for Characterizing Fluvial Sediment Fluxes from Source to Sink in Cold Environments. *Geografiska Annaler* 92A (2), 155-176.
- OTTO, J.-C. (2006): Paraglacial Sediment Storage Quantification in the Turtmann Valley, Swiss Alps. Dissertation, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn.

- OTTO, J.-C. UND R. DIKAU (2004): Geomorphologic Systems Analysis of a High Mountain Valley in the Swiss Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie* 48 (3), 323-341.
- OWENS, P. N. UND O. SLAYMAKER (2004): An Introduction to Mountain Geomorphology. In: OWENS, P. N. UND O. SLAYMAKER (Hrsg.): *Mountain Geomorphology*. (Arnold) London. S. 3-29.
- PARKER, G. (1991): Downstream Variation of Grain Size in Gravel Rivers: Abrasion Versus Selective Sorting. In: ARMANINI, A. UND G. DI SILVIO (Hrsg.): *Fluvial Hydraulics of Mountain Regions. Lecture Notes in Earth Sciences* 37. (Springer) Berlin. S. 345-360.
- PAROLINI, J. D. (1995): Zur Geschichte der Waldnutzung im Gebiet des heutigen Schweizerischen Nationalparks. Dissertation, ETH, Zürich.
- PETERSON, D. F. UND P. K. MOHANTY (1960): Flume Studies of Flow in Steep, Rough Channels. *American Society of Civil Engineers, Journal of the Hydraulic Division* 86, 55-76.
- PETTUJOHN, F. J. (1975³): *Sedimentary Rocks*. (Harper & Row) New York.
- PLANALP (Plattform Naturgefahren der Alpenkonvention) (2006) (Hrsg.): *Dokumentation von Naturereignissen - Feldanleitung*. Innsbruck/Bern.
- RICE, S. (1998): Which Tributaries Disrupt Downstream Fining along Gravel-Bed Rivers?. *Geomorphology* 22, 39-56.
- RICE, S. UND M. CHURCH (1996a): Bed Material Structure in Low Order Streams on the Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 1-18.
- RICE, S. UND M. CHURCH (1996b): Sampling Surficial Fluvial Gravels: The Precision of Size Distribution Percentile Estimates. *Journal of Sedimentary Research* 66 (3), 654-665.
- RICE, S. UND M. CHURCH (1998): Grain Size along Two Gravel-Bed Rivers: Statistical Variation, Spatial Pattern and Sedimentary Links. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 345-363.
- ROBERTS, R. G. UND M. CHURCH (1986): The Sediment Budget in Severely Disturbed Watersheds, Queen Charlotte Ranges, British Columbia. *Canadian Journal of Forest Research* 16 (5), 1092-1106.
- ROBIN, K. (2009³): *Wanderführer durch den Schweizerischen Nationalpark*.
- RUFF, M. UND K. CZURDA (2008): Landslide Susceptibility Analysis with a Heuristic Approach in the Eastern Alps (Vorarlberg, Austria). *Geomorphology* 94, 314-324.
- RUSSELL, R. D. (1939): *Effects of Transportation on Sedimentary Particles*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication.
- RYDER, J. M. (1971): The Stratigraphy and Morphology of Para-Glacial Alluvial Fans in South-Central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science* 8, 279-298.
- SCHROTT, L., NIEDERHEIDE, A., HANKAMMER, M., HUFSCHEIDT, G. UND R. DIKAU (2002): Sediment Storage in a Mountain Catchment: Geomorphic Coupling and Temporal Variability (Reintal, Bavarian Alps, Germany). *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* 127, 175-196.
- SCHROTT, L., HUFSCHEIDT, G., HANKAMMER, M., HOFFMANN, T. UND R. DIKAU (2003): Spatial Distribution of Sediment Storage Types and Quantification of Valley Fill Deposits in an Alpine Basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology* 55, 45-63.

- SCHROTT, L., GÖTZ, J., GEILHAUSEN, M., UND D. MORCHE (2006): Spatial and Temporal Variability of Sediment Transfer and Storage in an Alpine Basin (Reintal Valley, Bavarian Alps, Germany). *Geographica Helvetica* 61, 191-200.
- SCHUMM, S. A. (1977): *The Fluvial System*. (Wiley) New York.
- SCHUMM, S. A. (1979): Geomorphic Threshold: The Concept and its Applications. *Transactions of the Institute of British Geographers NS 4 (4)*, 485-515.
- SCHUMM, S. A. (1991): *To Interpret the Earth: Ten Ways to Be Wrong*. (Cambridge University Press) Cambridge.
- SCHUMM, S. A. UND R. W. LICHTY (1965): Time, Space and Causality in Geomorphology. *American Journal of Science* 263, 110-119.
- SCHWEIZER, J., JAMIESON, J. B. UND M. SCHNEEBELI (2003): Snow Avalanche Formation. *Reviews of Geophysics* 41 (4).
- SCHWEIZERISCHER NATIONALPARK (Hrsg.) (2008): *Wanderkarte Nationalpark 1 : 50 000, Kartengrundlage: Landeskarte 1:50 000*. Zernez.
- SCHWEIZERISCHER NATIONALPARK (2012): Homepage des Schweizerischen Nationalparks. Zugänglich unter: <http://www.nationalpark.ch/> (letzter Abruf: 4.11.2012)
- SCHWEIZERISCHER NATIONALPARK (Hrsg.) (o. J.): *Informationsbroschüre Schweizerischer Nationalpark*. Zernez.
- SELBY, M. J. (1993): *Hillslope Materials and Processes*. Second Edition. (Oxford University Press) New York.
- SHREVE, R. L. (1967): Infinite Topologically Random Channel Networks. *Journal of Geology* 75, 178-186.
- SIMON, A. UND J. CASTRO (2003): Measurement and Analysis of Alluvial Channel Form. In: KONDOLF, G. M. UND H. PIÉGAY (Hrsg.): *Tools in Fluvial Geomorphology*. (John Wiley & Sons Ltd) Chichester. S. 291-322.
- SLAYMAKER, O. (1991): Mountain Geomorphology: a Theoretical Framework for Measurement Programmes. *Catena* 18 (5), 427-437.
- SLAYMAKER, O. (1993): The Sediment Budget of the Lillooet River Basin, British Columbia. *Physical Geography* 14 (3), 304-320.
- STERNBERG, H. (1875): Untersuchungen über Längen- und Querprofil geschiebeführender Flüsse. *Zeitschrift für Bauwesen* 25, 483-506.
- STOCK, J. UND W. E. DIETRICH (2003): Valley Incision by Debris Flows: Evidence of a Topographic Signature. *Water Resources Research* 39 (4), 1089.
- STOCK, J. UND W. E. DIETRICH (2006): Erosion of Steepland Valleys by Debris Flows. *Geological Society of America Bulletin* 118 (9-10), 1125-1148.
- STOLZ, A. (2006): *Murgänge. Von kleinen Rinnen zu ausgedehnten Schuttkegeln*. (Engadin Press) Samedan.
- STOLZ, A. UND C. HUGGEL (2008): Debris Flows in the Swiss National Park: The Influence of Different Flow Models and Varying DEM Grid Size on Model Results. *Landslides* 5 (3), 311-319.
- STRAHLER, A. N. (1952): Hypsometric (Area-Altitude) Analysis of Erosional Topography. *Geological Society of America Bulletin* 63 (11), 1117-1142.

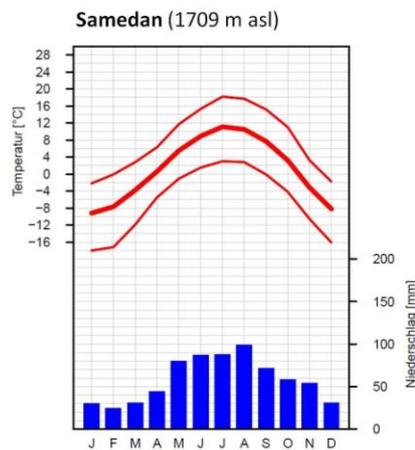
- SURIAN, N. (2002): Downstream Variation in Grain Size along an Alpine River: Analysis and Controls of Processes. *Geomorphology* 43, 137-149.
- SZYMCZAK, S., BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M. UND R. DIKAU (2010): Debris-Flow Activity and Snow Avalanches in a Steep Watershed of the Valais Alps (Switzerland): Dendrogeomorphic Event Reconstruction and Identification of Triggers. *Geomorphology* 116, 107-114.
- TAKAHASHI, T. (2007): *Debris Flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures*. (Taylor & Francis) London.
- THOMPSON, C., CROKE, J., OGDEN, R. UND P. WILLENBRINK (2006): A Morpho-Statistical Classification of Mountain Stream Reach Types in Southeastern Australia. *Geomorphology* 81, 42-65.
- THOMPSON, C., CROKE, J. UND I. TAKKEN (2008): A Catchment-Scale Model of Mountain Stream Channel Morphologies in Southeast Australia. *Geomorphology* 95, 119-144.
- TROLL, C. (1973): High Mountain Belts Between the Polar Caps and the Equator: their Definition and Lower Limit. *Arctic and Alpine Research* 5 (3), A19-A27.
- TROUTMAN, B. M. (1980): A Stochastic Model for Particle Sorting and Related Phenomena. *Water Resources Research* 16, 65-76.
- TRÜMPY, R., SCHMID, S. M., CONTI, P. UND N. FROITZHEIM (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 50 000 des Schweizerischen Nationalparks (Geologische Spezialkarte Nr. 122). Zernez.
- TUCKER, G. E. UND K. X. WHIPPLE (2002): Topographic Outcomes Predicted by Stream Erosion Models: Sensitivity Analysis and Intermodel Comparison. *Journal of Geophysical Research* 107 (B9), 2179.
- VARNES, D. J. (1978): Slope Movement Types and Processes. In: SCHUSTER, R. L. UND R. J. KRIZEK (Hrsg.): *Landslides: Analysis and Control*. Special Report 176. Transportation Research Board, National Research Council. Washington, DC. S. 11-33.
- WALLING, D. E. (1983): The Sediment Delivery Problem. *Journal of Hydrology* 65, 209-237.
- WELLS, S. G. UND A. M. HARVEY (1987): Sedimentologic and Geomorphic Variations in Storm-Generated Alluvial Fans, Howgill Fells, Northwest England. *Geological Society of America Bulletin* 98 (2), 182-198.
- WENTWORTH, C. K. (1922): A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Journal of Geology* 30, 377-392.
- WHIPPLE, K. X. (2004) Bedrock Rivers and the Geomorphology of Active Orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 151-185.
- WHIPPLE, K. X., WOBUS, C., CROSBY, B., KIRBY, E. UND D. SHEEHAN (2007): New Tools for Quantitative Geomorphology: Extraction and Interpretation of Stream Profiles from Digital Topographic Data. *Geological Society of America Annual Meeting Short Course*, October 28, 2007, Boulder, CA.
- WOBUS, C., WHIPPLE, K. X., KERBY, E., SNYDER, N., JOHNSON, J., SPYROPOLOU, K., CROSBY, B. UND D. SHEEHAN (2006): Tectonics from Topography: Procedures, Promise, and Pitfalls. *Geological Society of America Special Paper* 398.
- WOHL, E. E. (2000): *Mountain Rivers*. (AGU Press) Washington.
- WOHL, E. E. UND P. P. PEARTHREE (1991): Debris Flows as Geomorphic Agents in the Huachuca Mountains of Southeastern Arizona. *Geomorphology* 4, 273-292.

- WOHL, E. E., ANTHONY, D. J., MADSEN, S. W. UND D. M. THOMPSON (1996): A Comparison of Surface Sampling Methods for Coarse Fluvial Sediments. *Water Resources Research* 32 (10), 3219-3226.
- WOHL, E. E. UND D. MERRITT (2005): Prediction of Mountain Stream Morphology. *Water Resources Research* 41, W08419.
- WOHL, E. E. UND D. MERRITT (2008): Reach-Scale Geometry of Mountain Streams. *Geomorphology* 93, 168-185.
- WOLMAN, M. G. (1954): A Method of Sampling Coarse River-Bed Material. *Transactions, American Geophysical Union* 35 (6), 951-956.
- WOLMAN, M. G. UND J. P. MILLER (1960): Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes. *Journal of Geology* 68, 54-74.
- WOLMAN, M. G. UND R. GERSON (1978): Relative Scales of Time and Effectiveness of Climate in Watershed Geomorphology. *Earth Surface Processes* 3 (2), 189-208.

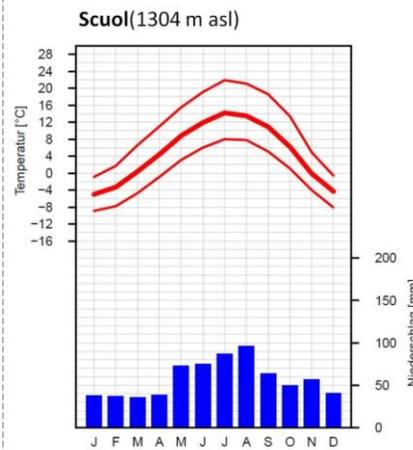
10 Anhang

A Abbildungen

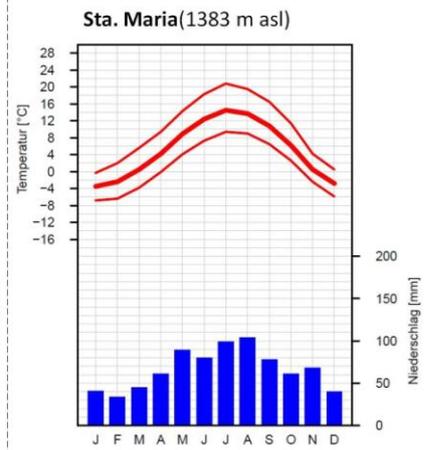
Anhang A 1: Klimadiagramme der Stationen Samedan, Scuol und Sta. Maria (Referenzperiode 1961-1990): Darstellung der Monatsmitteltemperatur, der monatlichen Maximum- und Minimumtemperatur sowie der monatlichen Niederschlagssumme.



Durchschnittliche Jahrestemperatur: 1,3° C
Mittlerer jährlicher Niederschlag: 700 mm
Quelle: METEOSCHWEIZ (2012b)

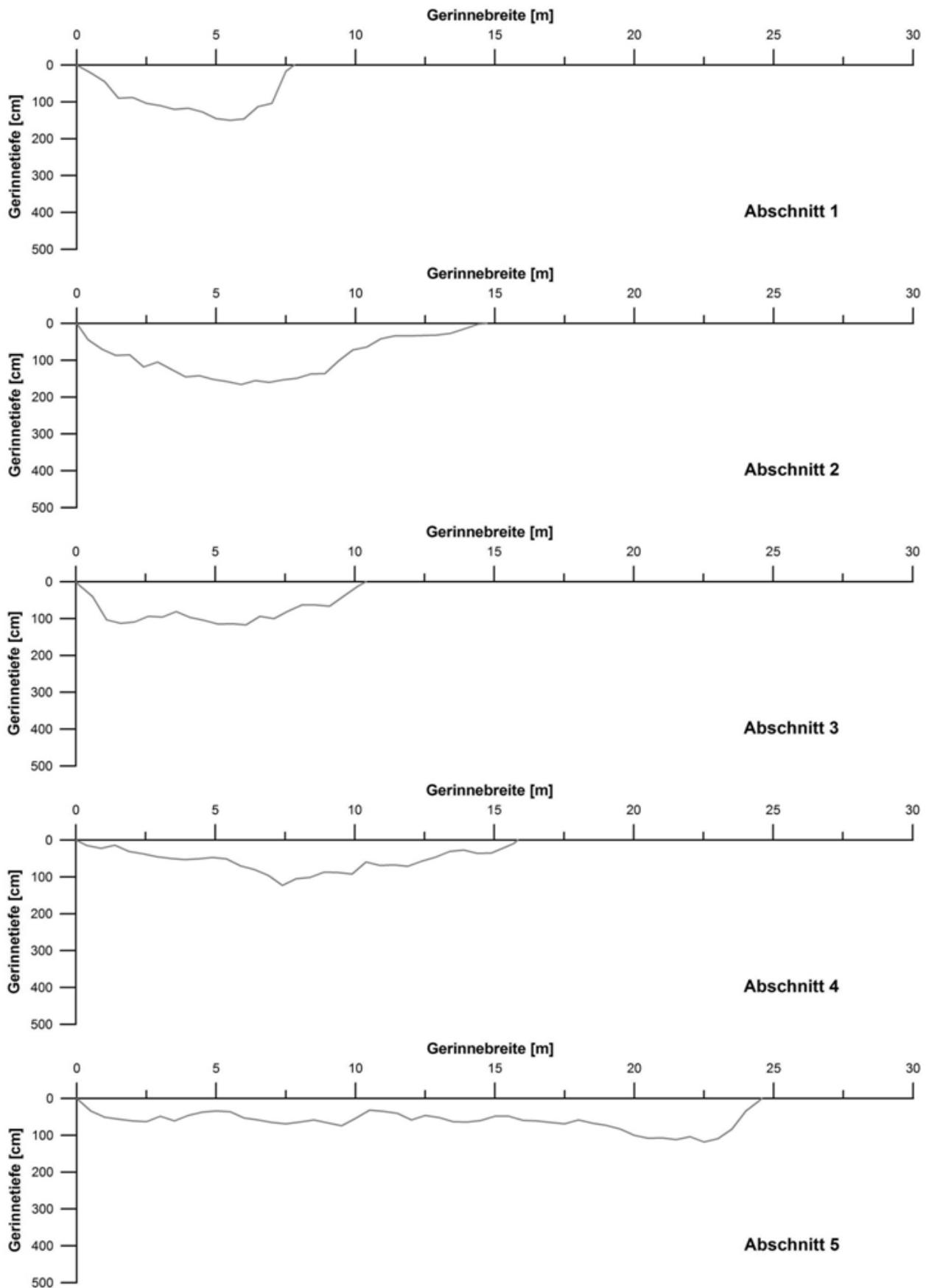


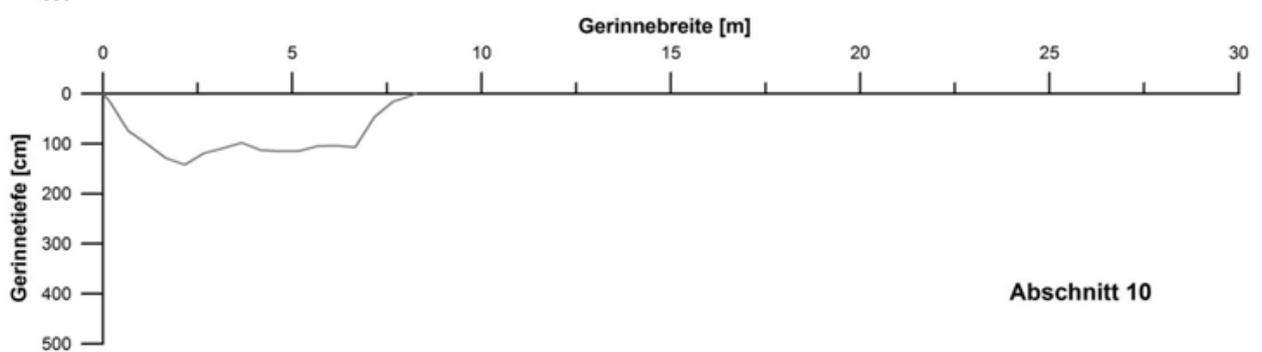
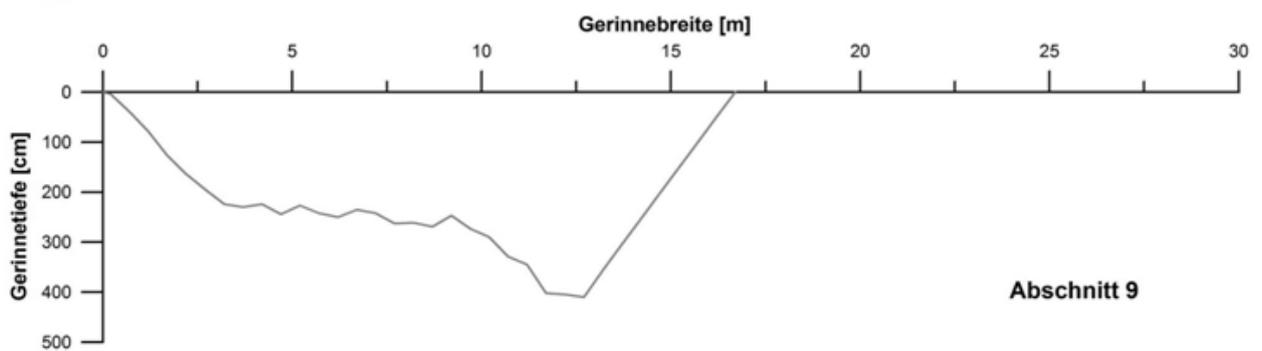
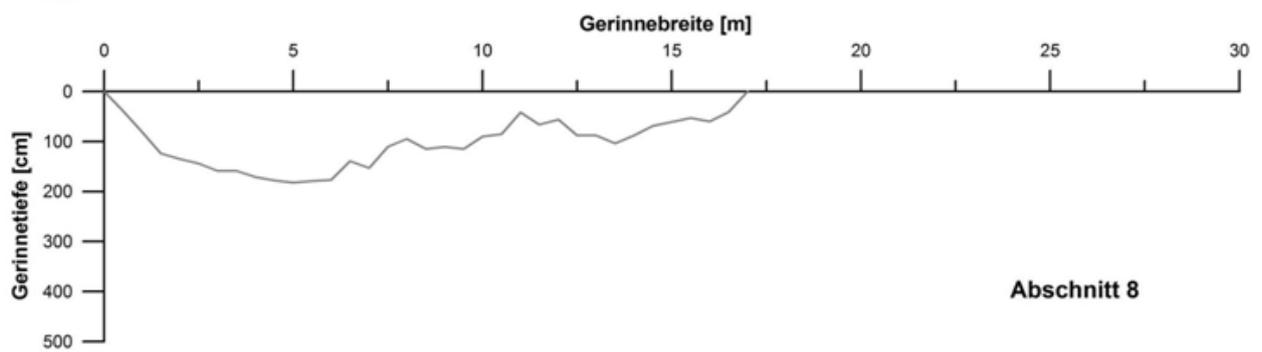
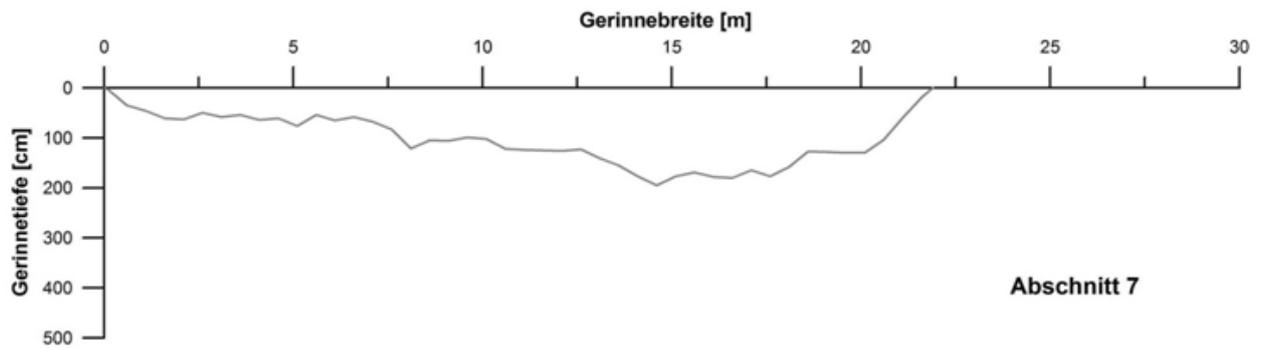
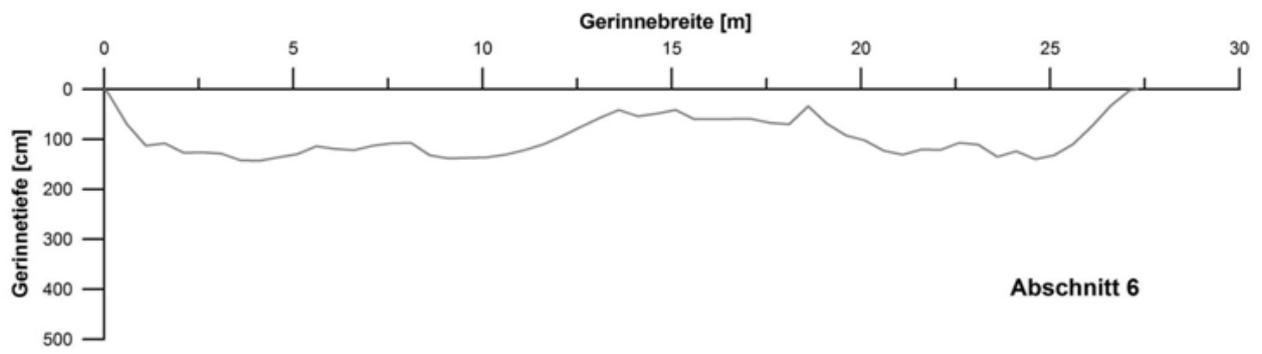
Durchschnittliche Jahrestemperatur: 4,8° C
Mittlerer jährlicher Niederschlag: 693 mm
Quelle: METEOSCHWEIZ (2012c)



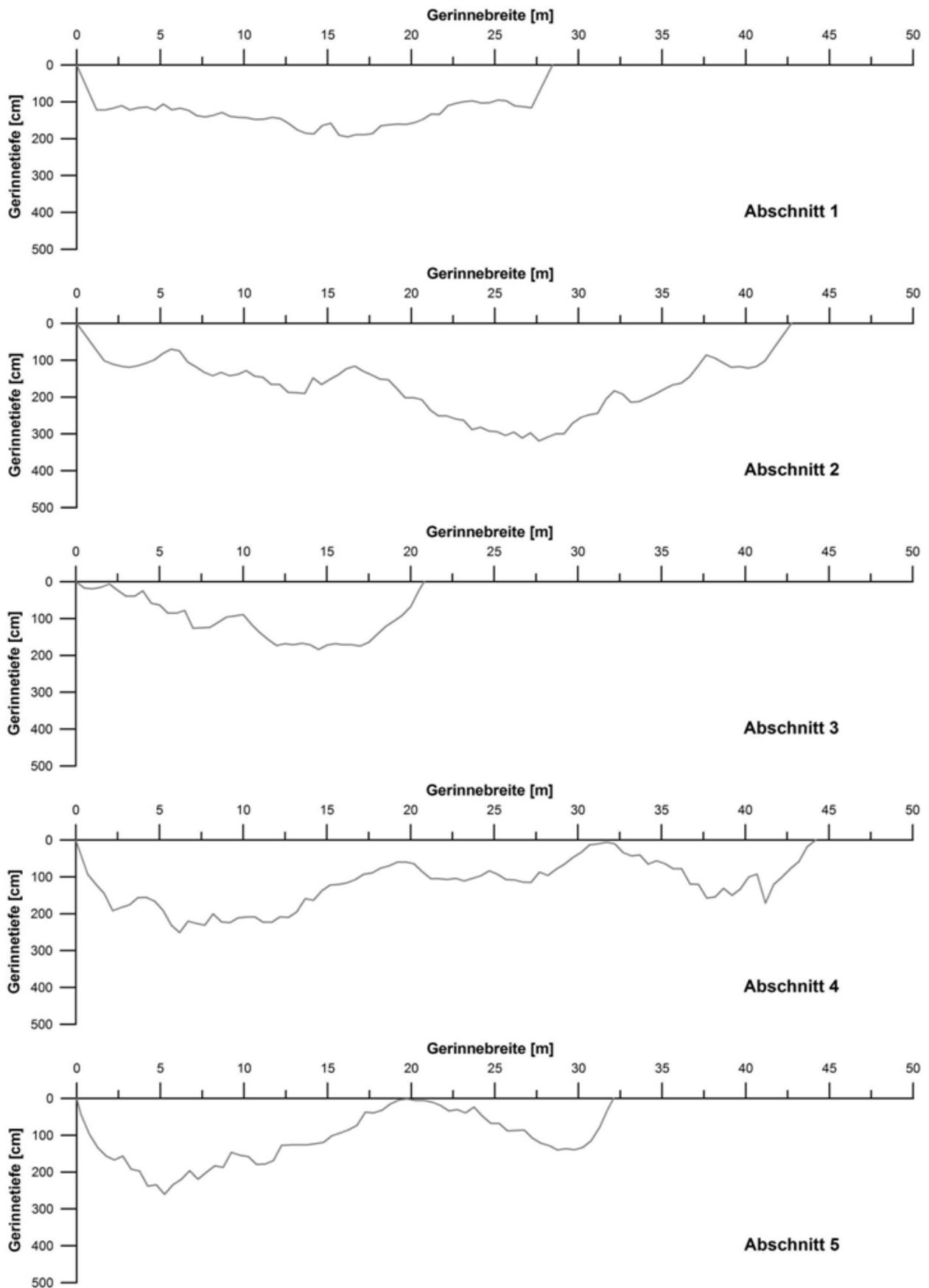
Durchschnittliche Jahrestemperatur: 5,3° C
Mittlerer jährlicher Niederschlag: 800 mm
Quelle: METEOSCHWEIZ (2012d)

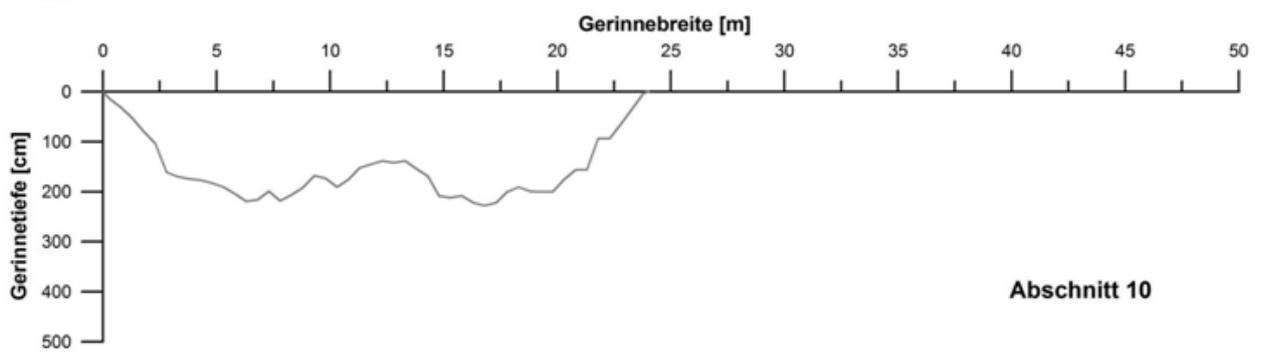
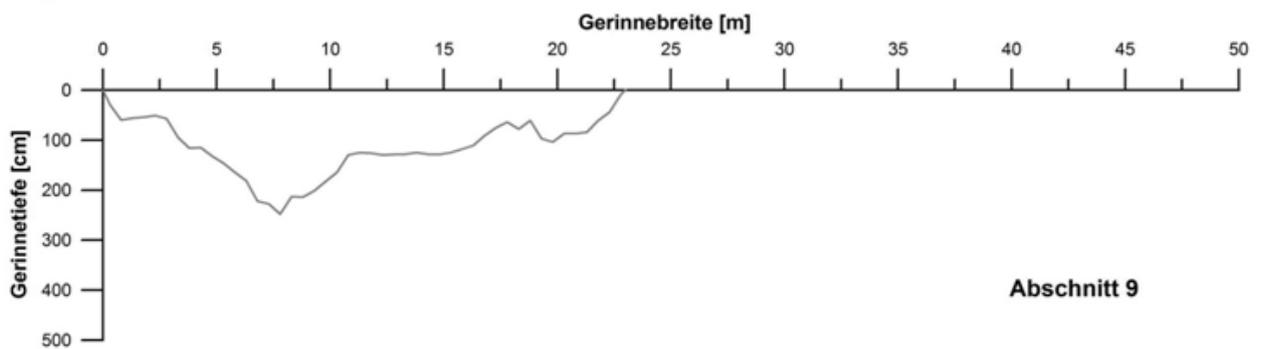
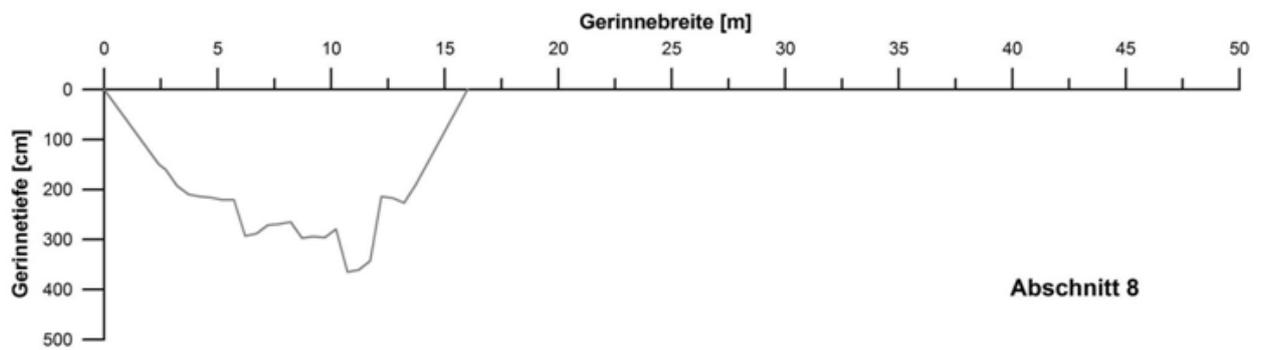
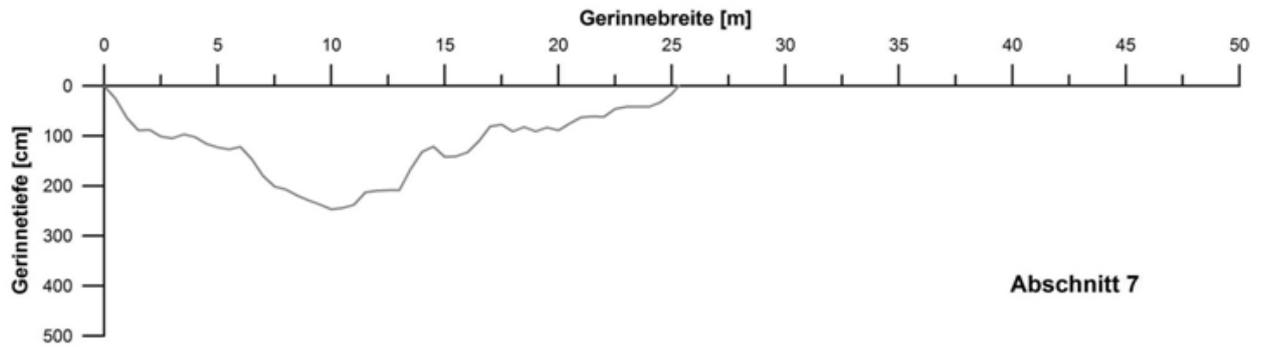
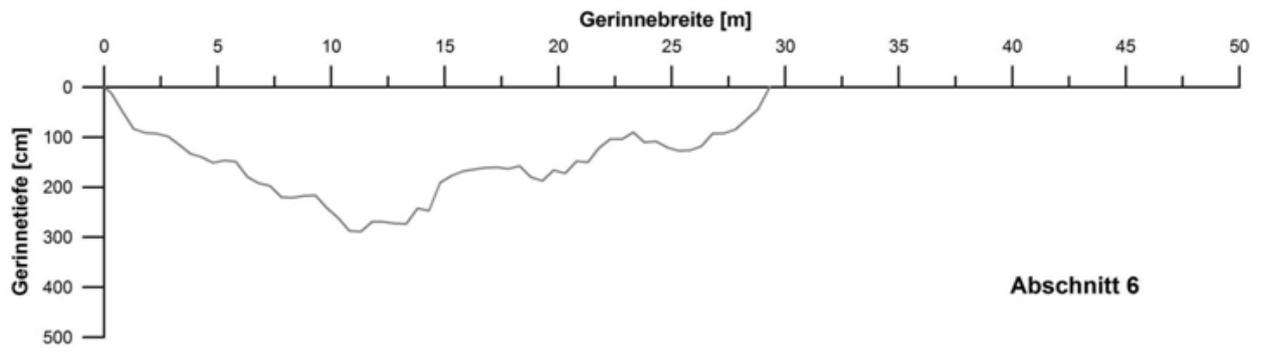
Anhang A 2: Gerinnequerprofile Val dal Botsch

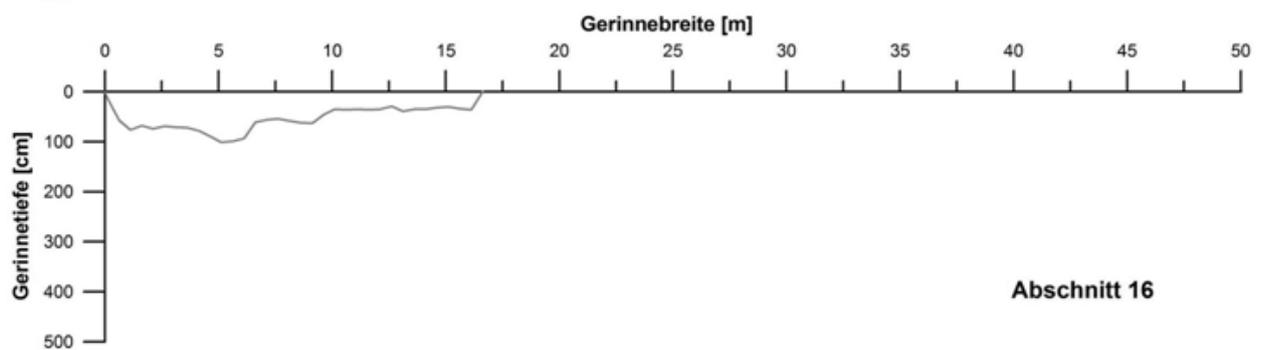
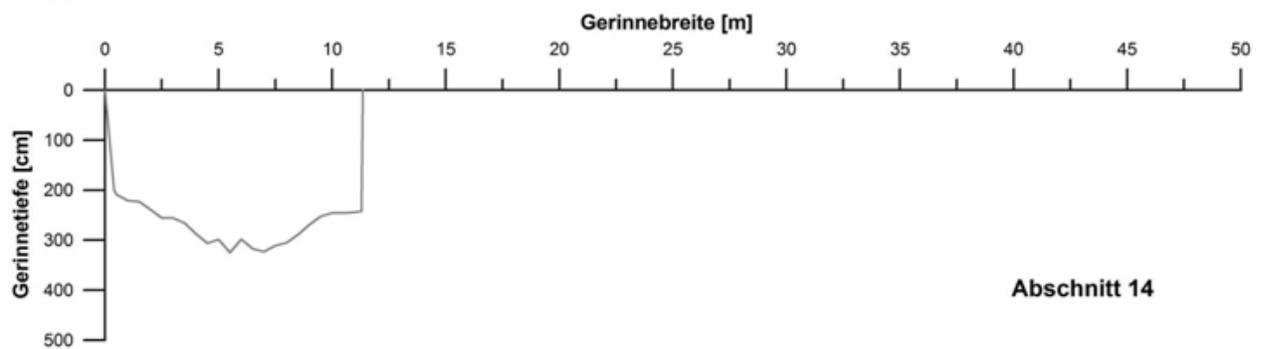
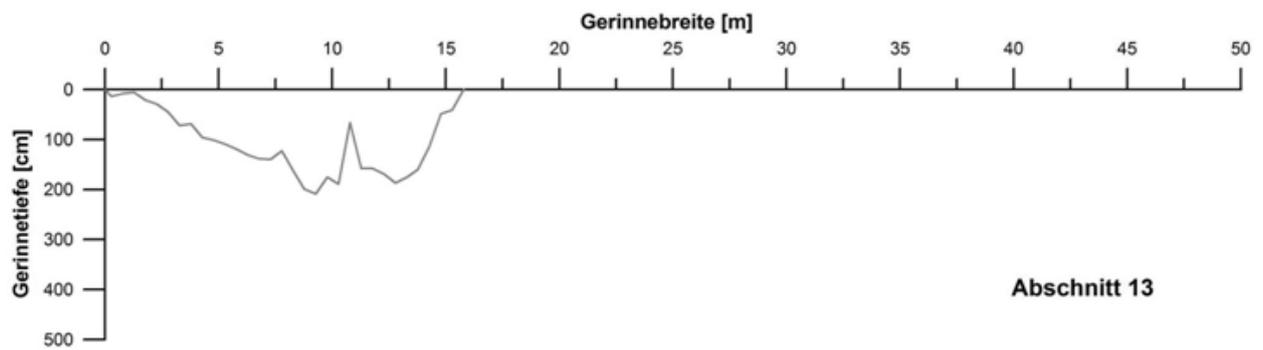
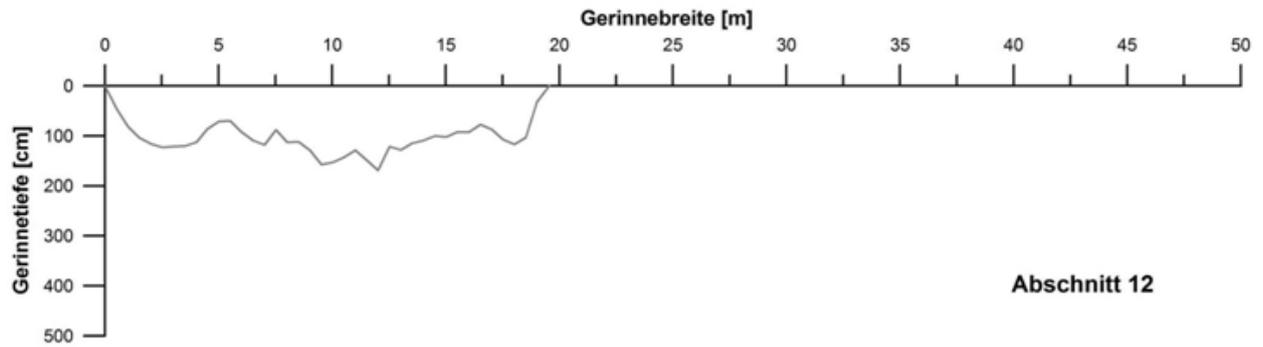
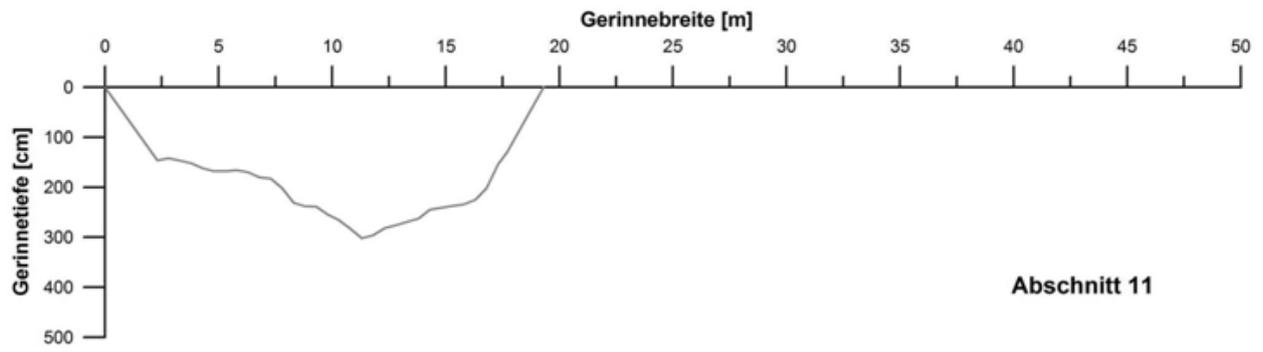




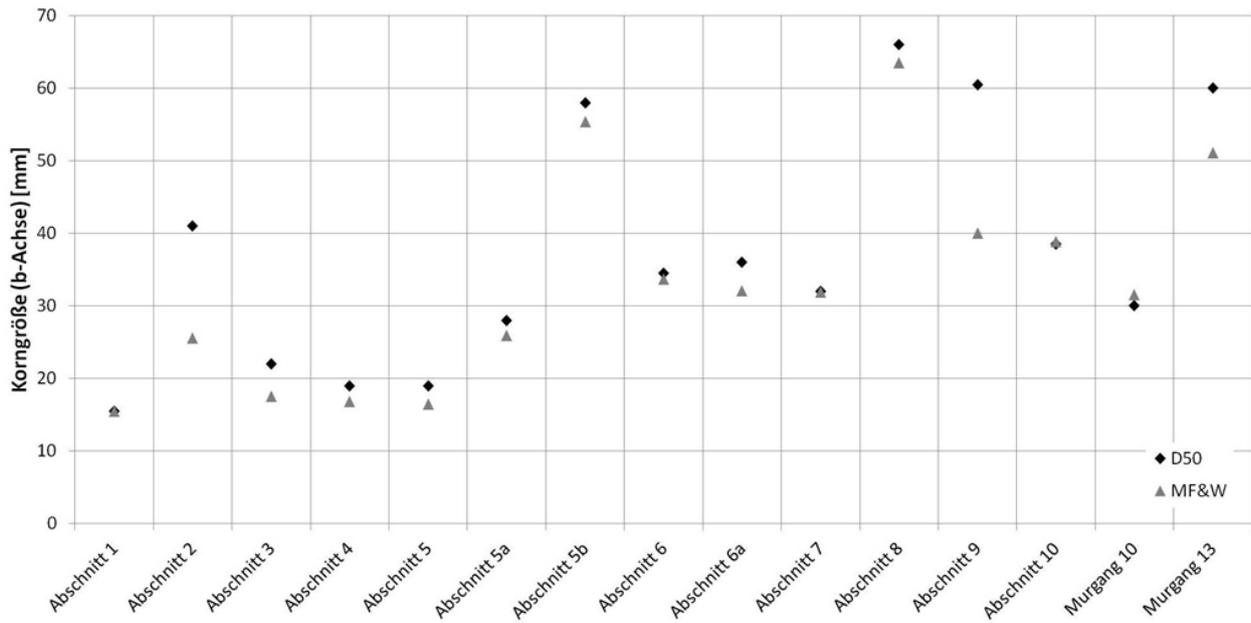
Anhang A 3: Gerinnequerprofile Val Müschauns



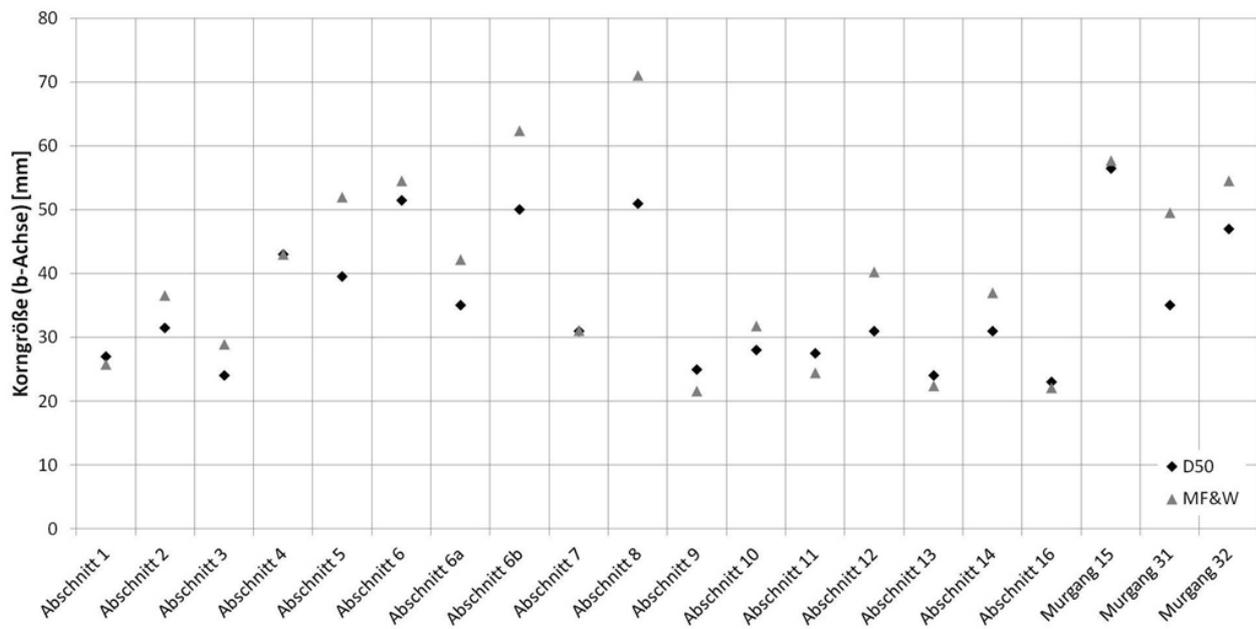




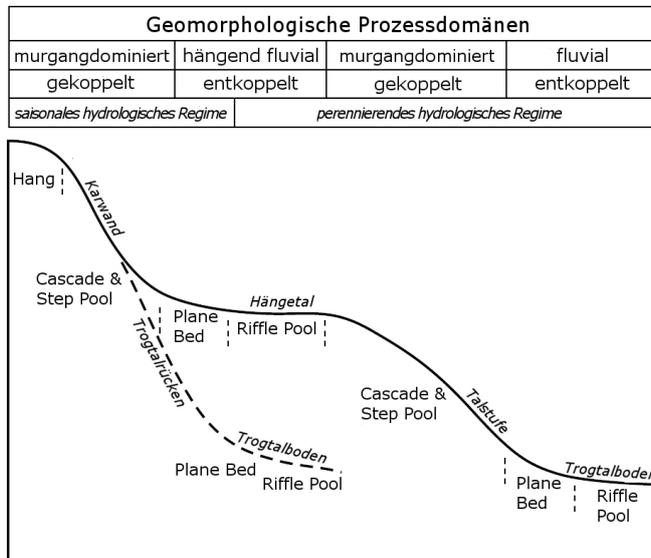
Anhang A 4: Vergleich zwischen Median D_{50} und Mittelwert $M_{F\&W}$ für die Pebble Counts in der Val dal Botsch



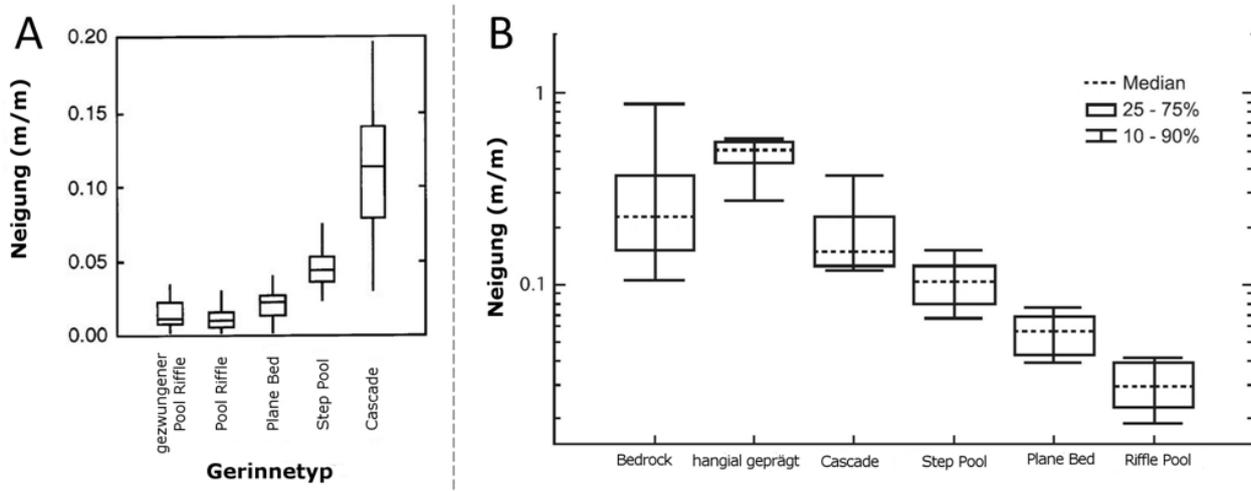
Anhang A 5: Vergleich zwischen Median D_{50} und Mittelwert $M_{F\&W}$ für die Pebble Counts in der Val Müschauns



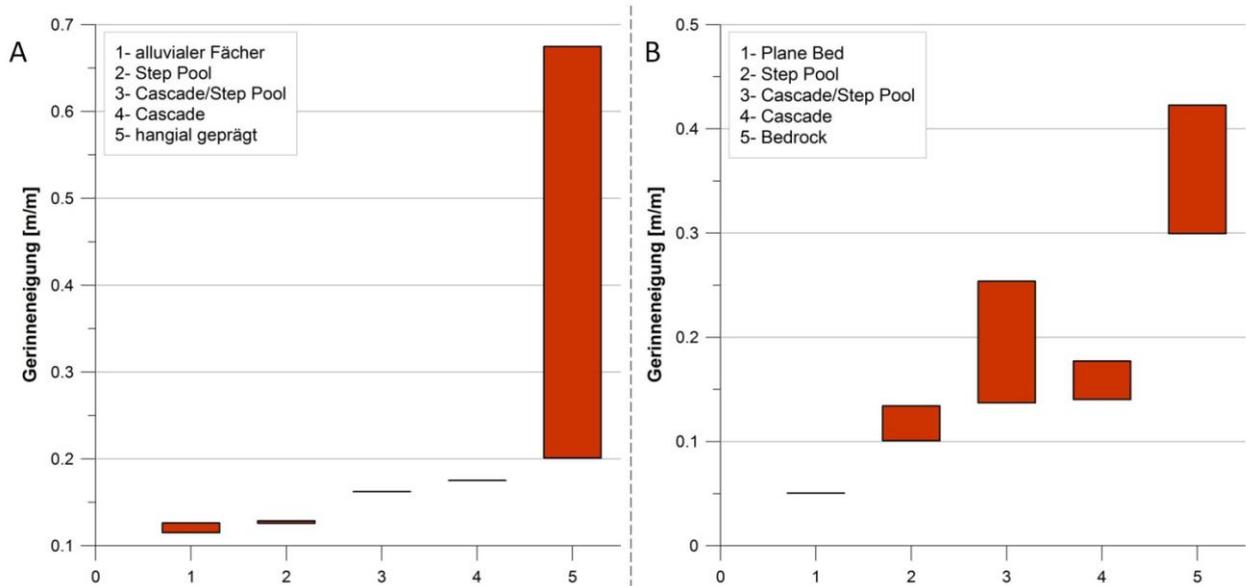
Anhang A 6: Idealisierte Darstellung der räumlichen Anordnung von Gerinntypen entlang eines Längsprofils in einem ehemals vergletscherten EZG. Die Gerinntypen sind eine Funktion des Kopplungsgrads, der geomorphologischen Prozessdomäne und des hydrologischen Regimes. Das gestrichelte Längsprofil zeigt den Fall eines Gebirgsbachs, der an der Rückwand eines Kars beginnt und ohne ein Hängetal direkt in ein Trogtal fließt. Die geomorphologischen Prozessdomänen beziehen sich auf die vorgeschlagenen Definitionen nach BRARDINONI UND HASSAN (2006) (nach BRARDINONI UND HASSAN 2007, S. 16).



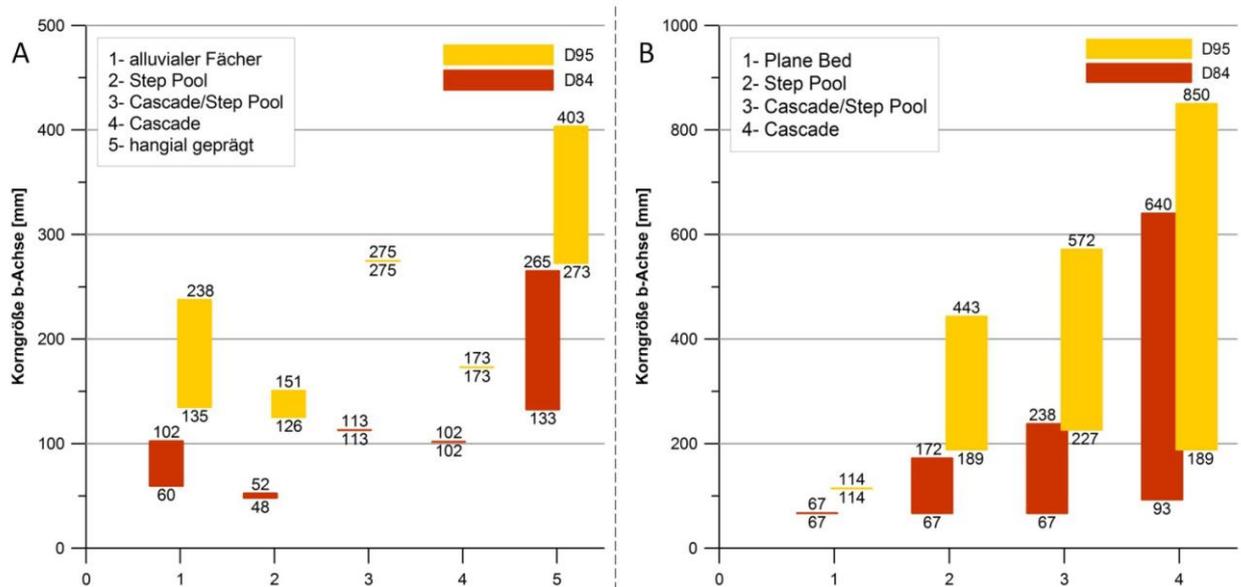
Anhang A 7: A: Zusammengefasst Neigungsverteilungen nach Gerinntyp. Box zeigt jeweils den Median sowie die Quartile, Antennen markieren die Zehntel. Zu beachten ist die logarithmische Skalierung der Neigung in Abbildung B. (A: nach MONTGOMERY UND BUFFINGTON 1997, S. 604; B: nach BRARDINONI UND HASSAN 2007, S. 8).



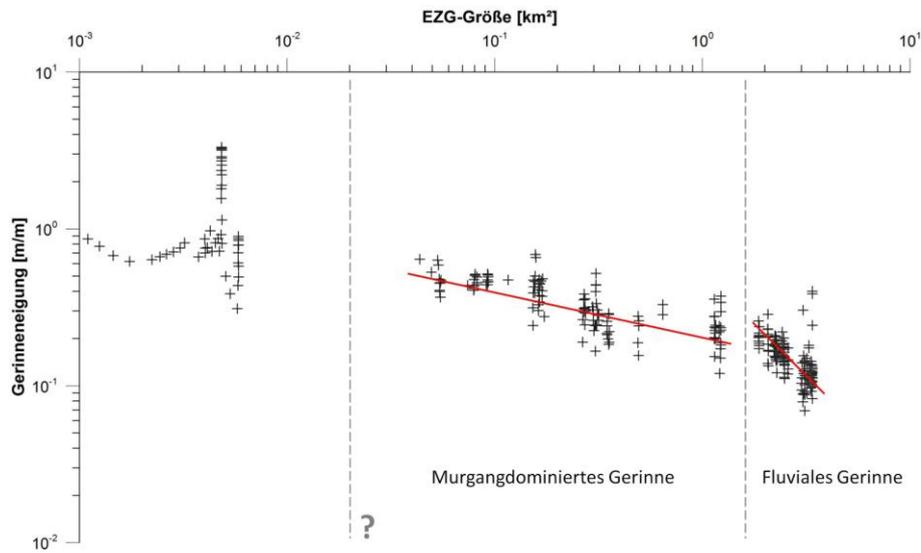
Anhang A 8: Zusammengefasste Neigungsbereiche für die VdB (A) und die VMu (B). Darstellung der Neigungsbereiche aufgrund der geringen Datenmenge mit schwebenden Balkendiagrammen; oberes bzw. unteres Ende des Balkens markiert maximale bzw. minimale durchschnittliche Neigung für den entsprechenden Gerinnetyp.



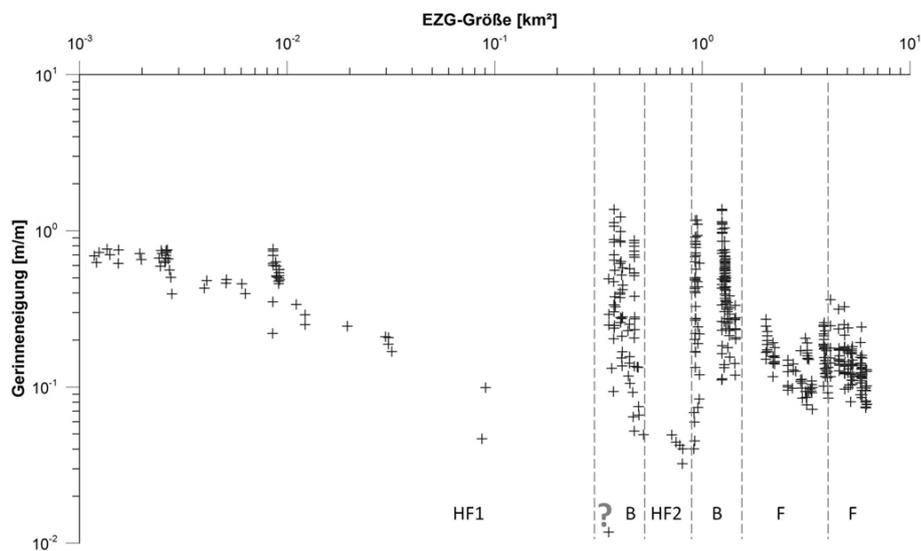
Anhang A 9: Berechnete Perzentile (D_{84} und D_{95}) der zusammengefassten Korngrößenverteilungen nach Gerinnetyp für die VdB (A) und die VMu (B). Darstellung der Bereiche, über die sich die beiden Perzentile erstrecken, aufgrund der geringen Datenmenge mit schwebenden Balkendiagrammen; oberes bzw. unteres Ende des Balkens markiert maximale bzw. minimale Werte der Perzentile für den entsprechenden Gerinnetyp.



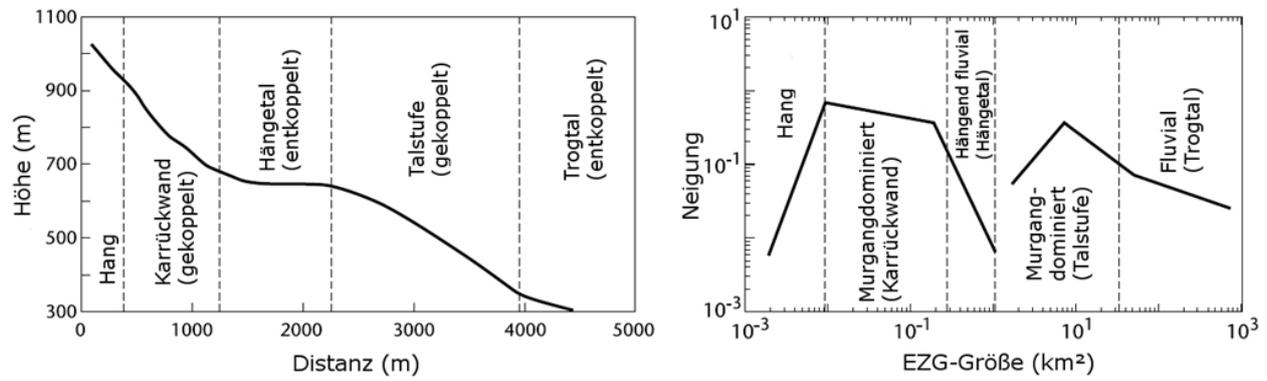
Anhang A 10: Slope-Area-Diagramm (Gerinneneigungs-Einzugsgebietsgrößen-Diagramm) der Ova da Val dal Botsch mit schematischer Darstellung der topographischen Signaturen (rote Linien) und Abgrenzungen der Prozessdomänen (gestrichelte graue Linien). Die Grenze zwischen der Murgang-Prozessdomäne und der Hang-Prozessdomäne konnte nicht genau identifiziert werden (mit Fragezeichen gekennzeichnet) (Darstellung nach MONTGOMERY UND FOUFOULA-GEORGIU 1993).



Anhang A 11: Slope-Area-Diagramm (Gerinneneigungs-Einzugsgebietsgrößen-Diagramm) der Ova da Müschauns, Val Müschauns mit Abgrenzung der Prozessdomänen (gestrichelte graue Linien). Die Grenze zwischen der Bedrock-Prozessdomäne und der hangialen fluvialen Prozessdomäne (HF1) konnte nicht genau identifiziert werden (mit Fragezeichen gekennzeichnet). (Abkürzungen: B - Bedrock, HF - hängend fluvial, F - fluvial, beziehen sich auf die geomorphologischen Prozessdomänen nach BRARDINONI UND HASSAN 2006) (Darstellung nach BRARDINONI UND HASSAN 2006).

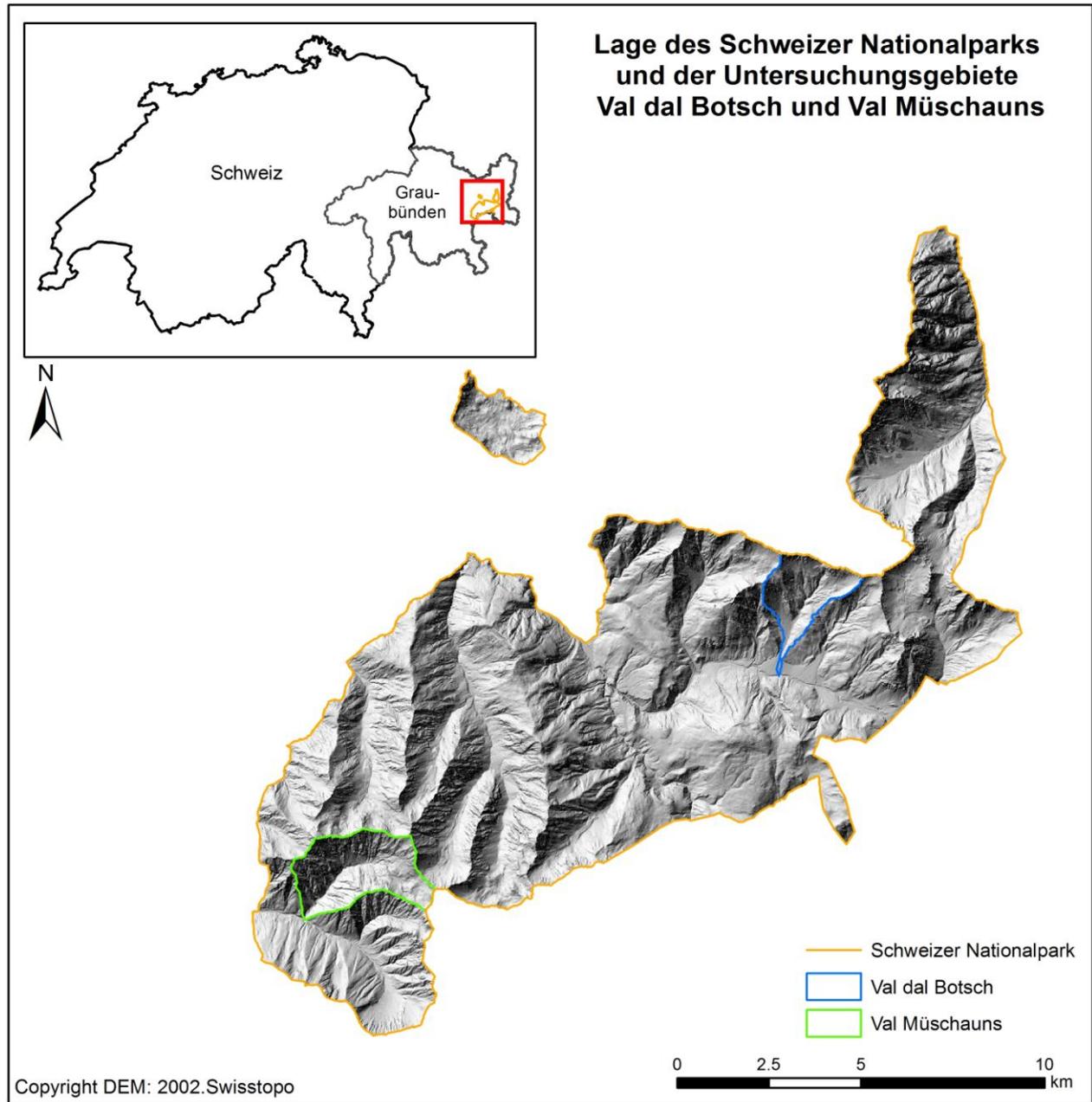


Anhang A 12: Schematische Darstellung des Längsprofils (links) mit den glazialen Makroformen und dem entsprechenden Slope-Area-Diagramm (rechts), das die Prozessdomänen und topographischen Signaturen (durchgezogene Linien) zeigt. Kopp-
lungsart bzw. relevante glaziale Makroformen sind in Klammern vermerkt (nach BRARDINONI UND HASSAN 2006, S. 11).



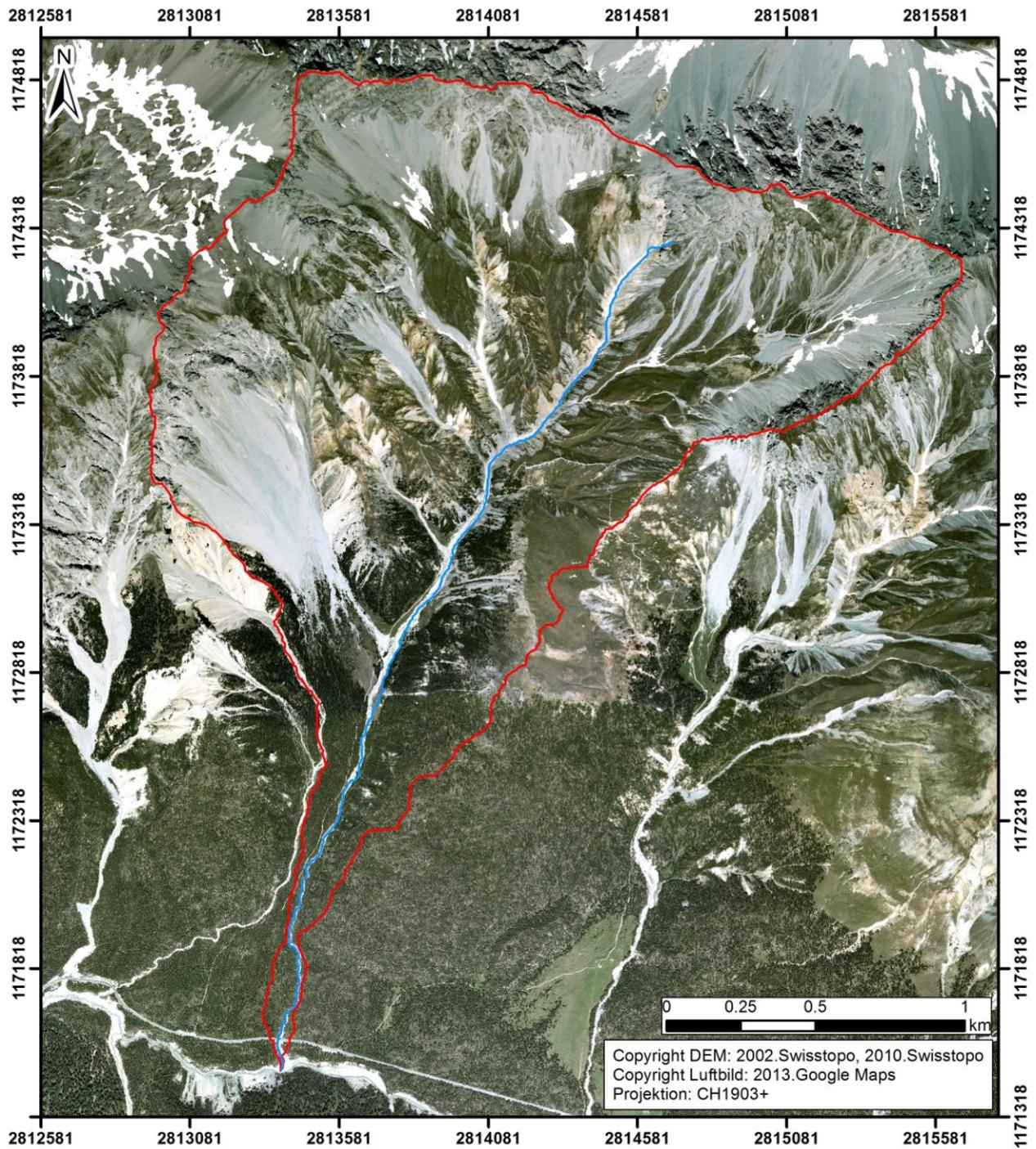
B Karten

Anhang B 1: Übersichtskarte zur Lage des Schweizer Nationalparks und der Untersuchungsgebiete

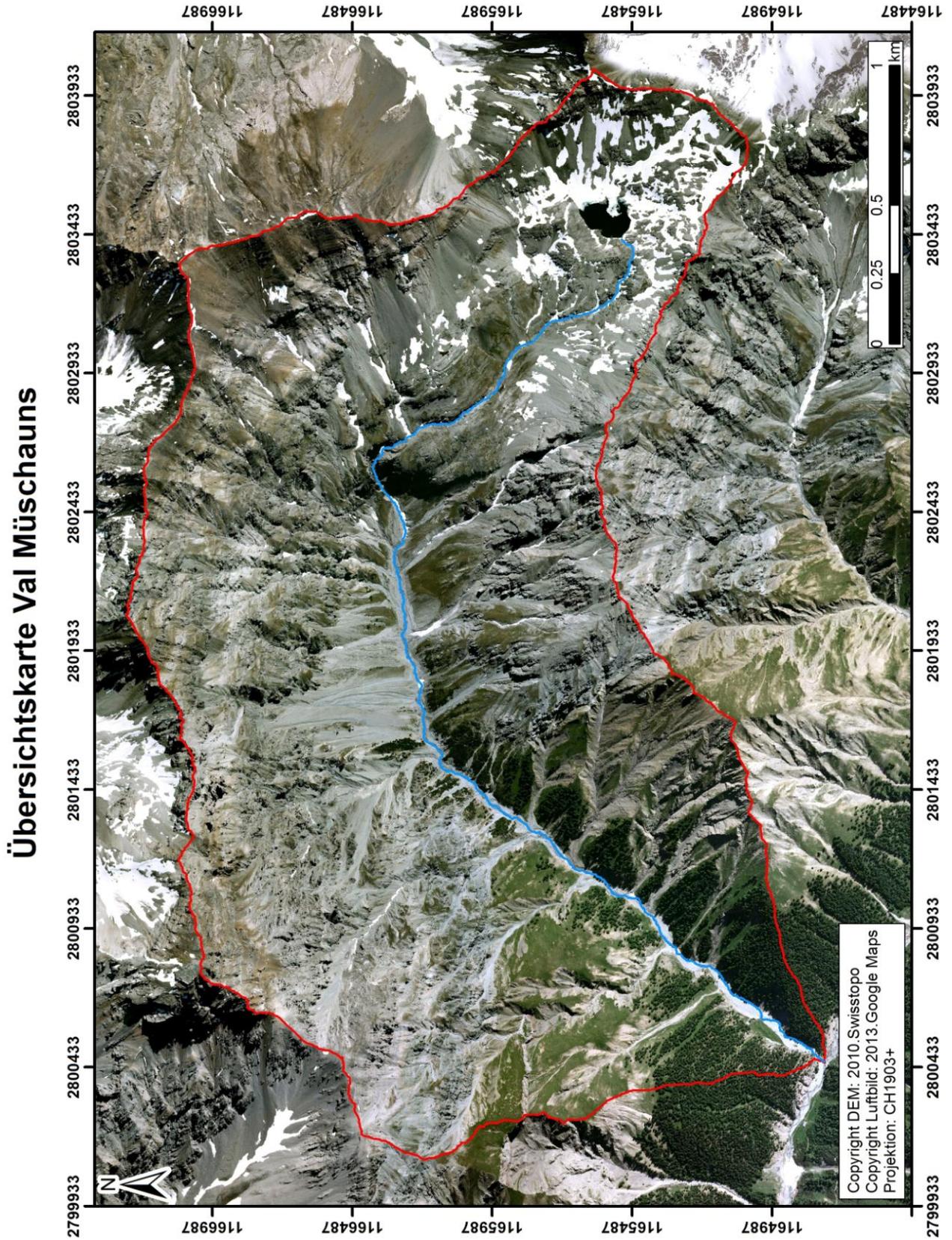


Anhang B 2: Übersichtskarte der Val dal Botsch

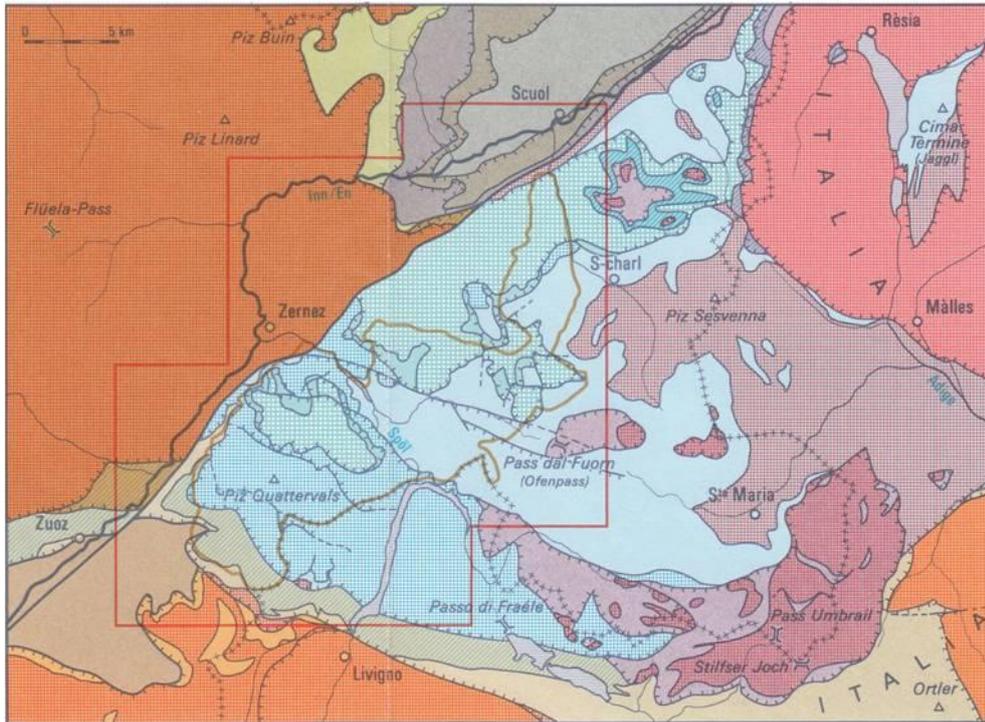
Übersichtskarte Val dal Botsch



Anhang B 3: Übersichtskarte der Val Mütschans

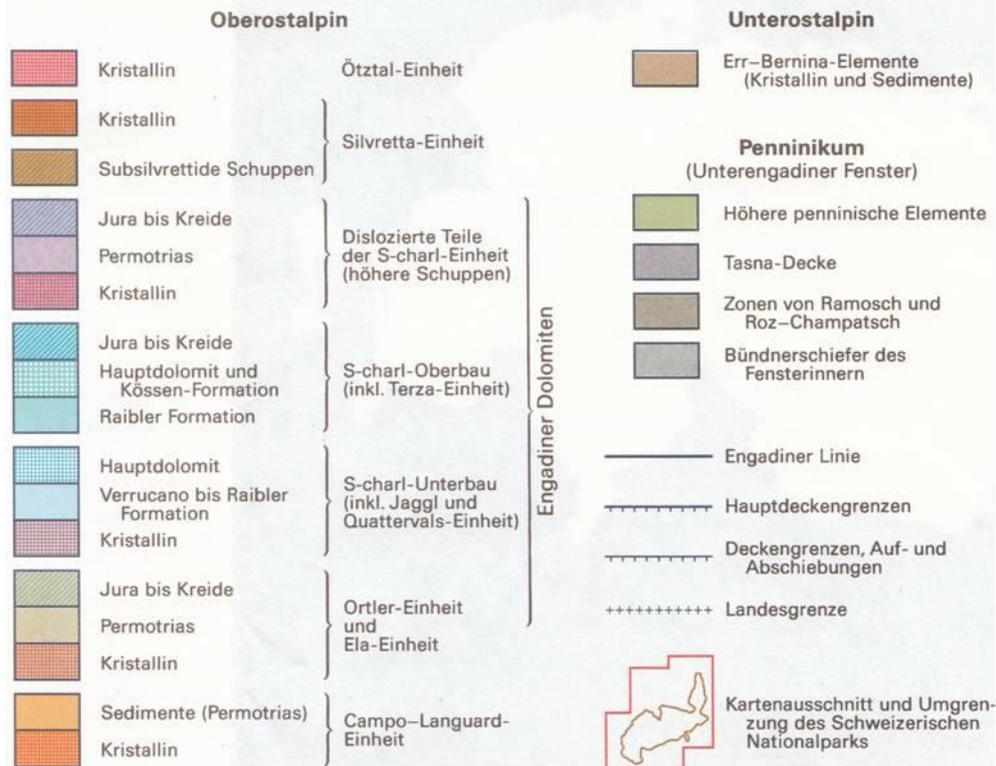


Anhang B 4: Geologisch-Tektonische Übersicht des Schweizer Nationalparks (Dössegger 1987)



Geologisch-tektonische Übersicht

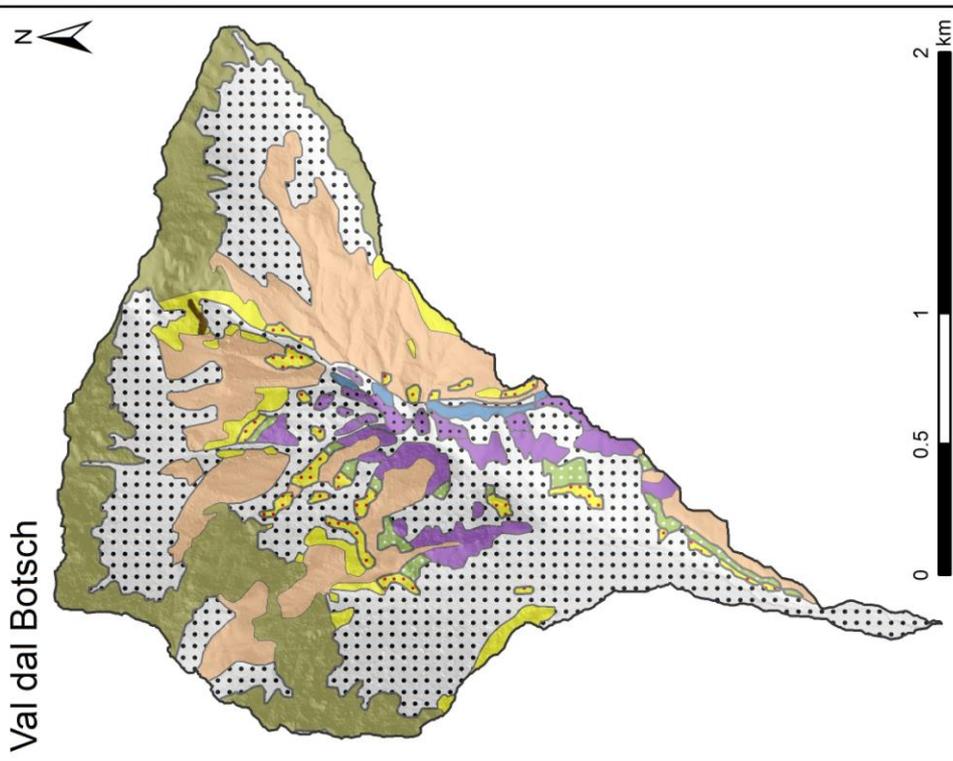
1:400000



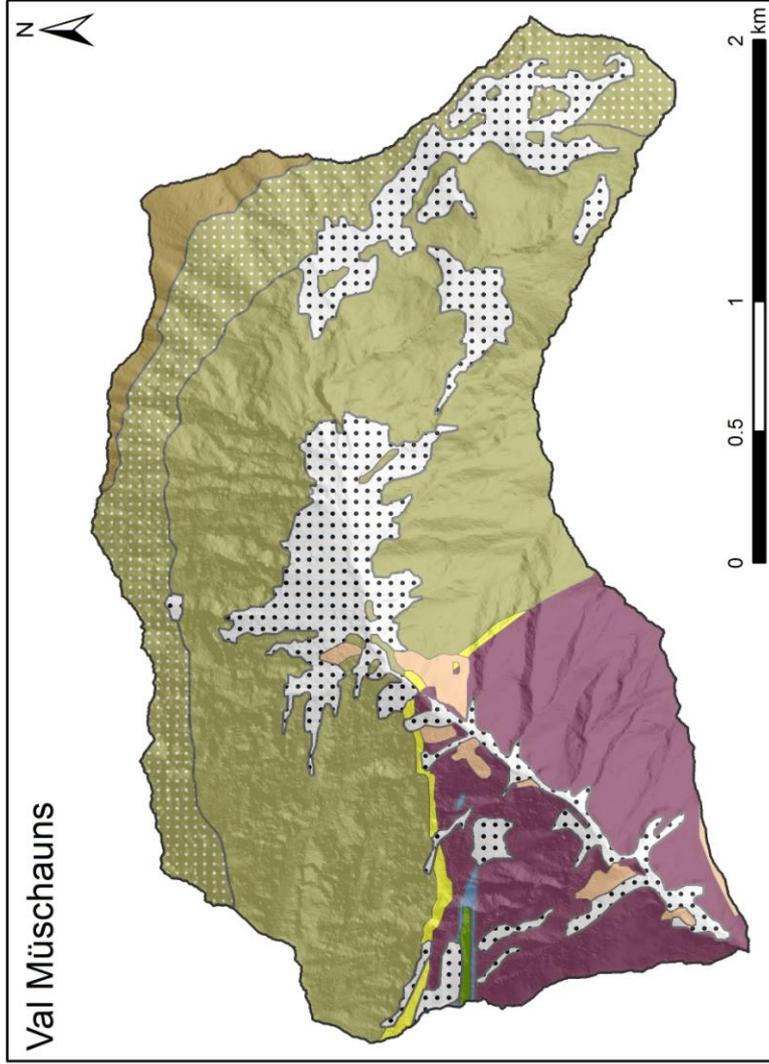
Anhang B 5: Karten der geologischen Einheiten in den Untersuchungsgebieten VdB und VMu

Geologische Karten der Untersuchungsgebiete im Schweizer Nationalpark

Copyright DEM VMu: 2010, Swisstopo
 Copyright DEM VdB: 2002, Swisstopo, 2010, Swisstopo
 digitale Geologische Karte basierend auf Dösegger (1987), veröffentlicht 2000

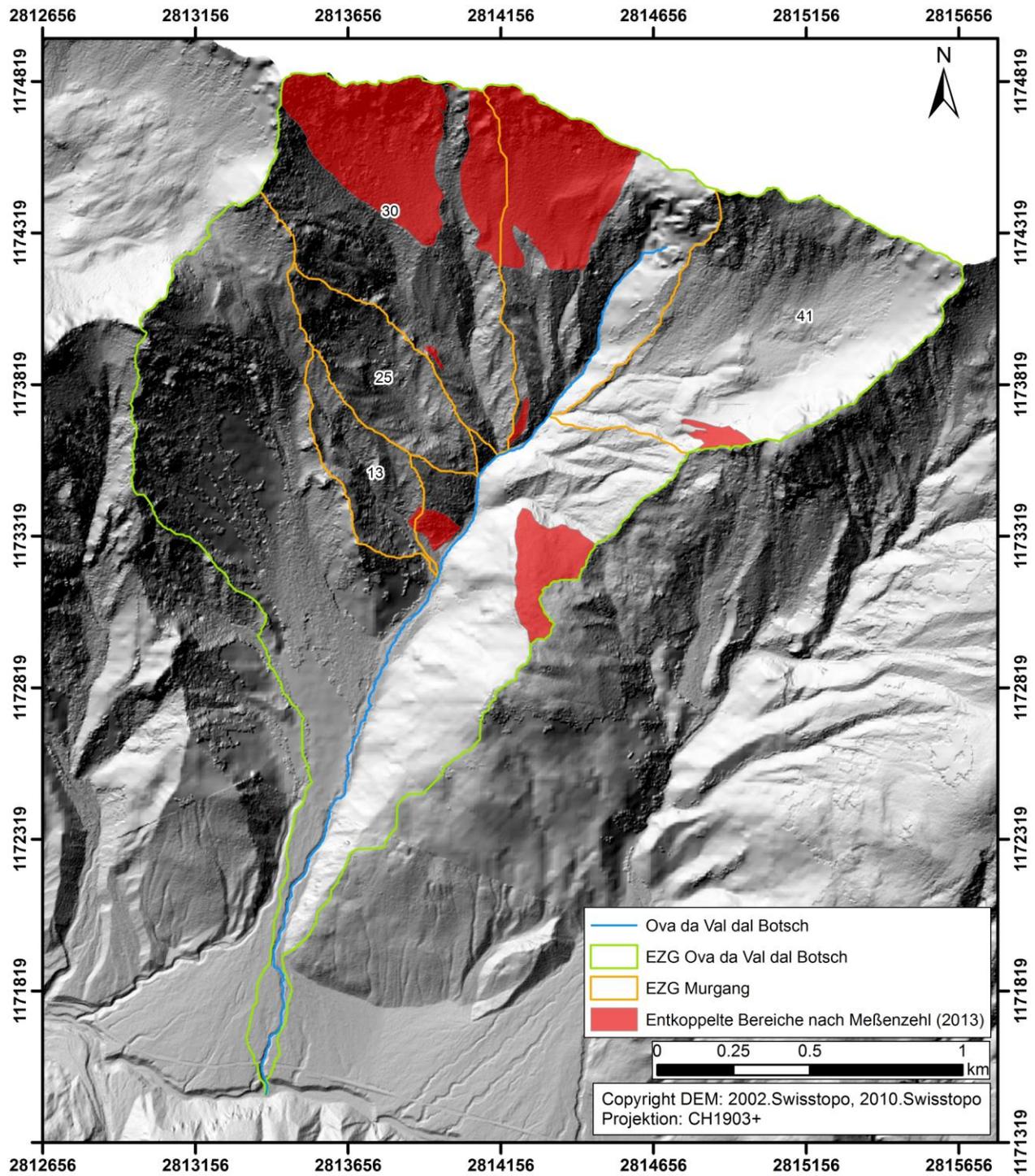


- Geologische Einheiten**
- Terassen, Schutt
 - Moraene
 - Russenna-Aptychenkalk
 - Blais-Radiolarit
 - Allgaeu-Formation
 - Murteret-Dol./Mueschauns-Dolomit
 - Quattervals-Formation
 - Pra-Grata-Formation
 - Raibler-Formation
 - Raibler-F. m. Sandst. o. Tonschiefern
 - Raibler Rauwacke
 - Parai-Alba-Dolomit
 - Vallatascha-Dolomit
 - Turettas-Dolomit
 - S-charl-Kalk



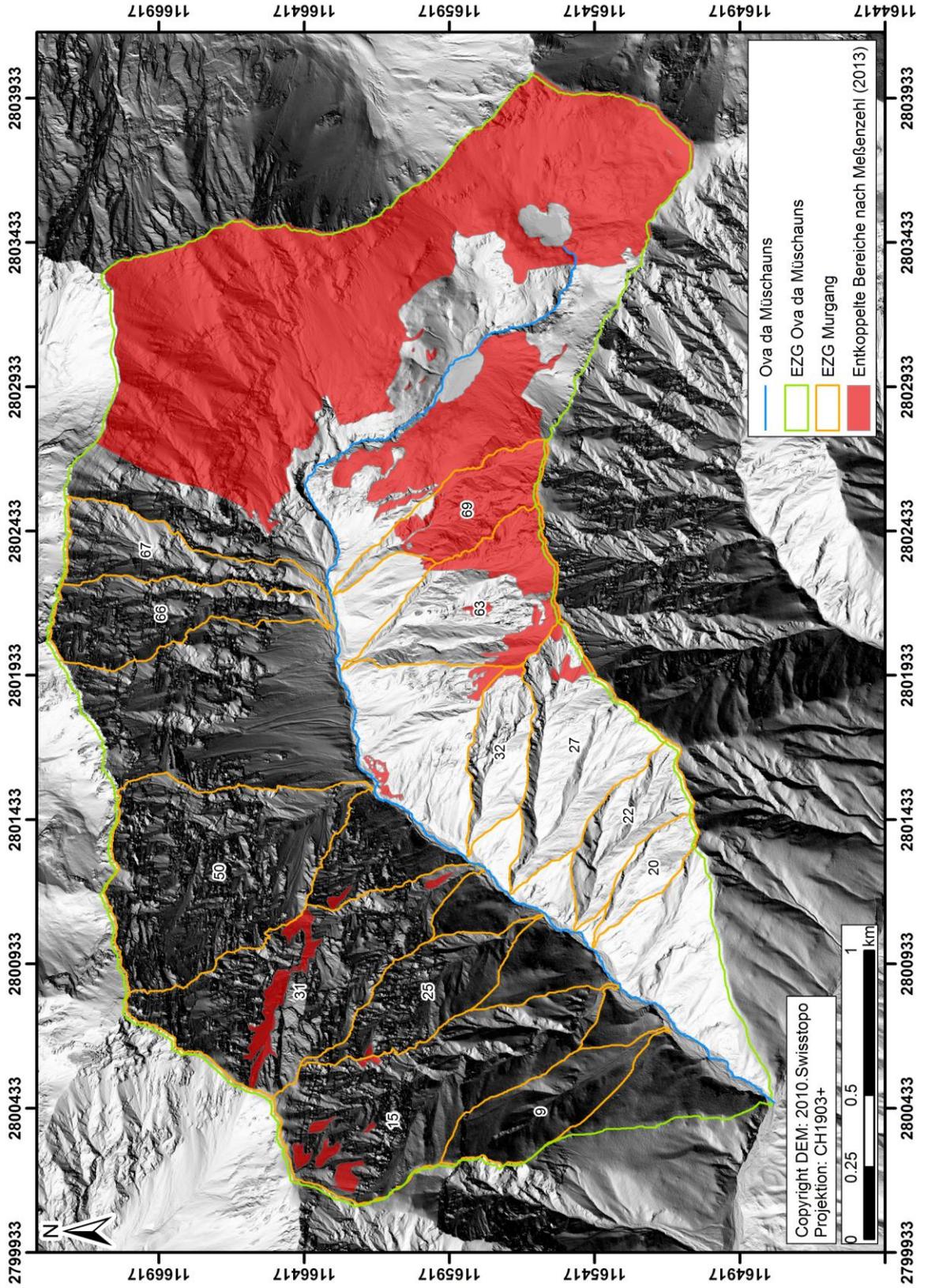
Anhang B 6: Einzugsgebiete der Murgänge und entkoppelte Bereiche in der Val dal Botsch

Einzugsgebiete der Murgänge und entkoppelte Bereiche in der Val dal Botsch



Anhang B 7: Einzugsgebiete der Murgänge und entkoppelte Bereiche in der Val Müschauns

Einzugsgebiete der Murgänge und entkoppelte Bereiche in der Val Müschauns



Anhang B 8: beigelegte Karte: Gerinneabschnitte und Kopplungseffektivität der Hang-Gerinne-Kopplungen, Val dal Botsch, Schweizer Nationalpark

Anhang B 9: beigelegte Karte: Gerinneabschnitte und Kopplungsart der Hang-Gerinne-Kopplungen, Val dal Botsch, Schweizer Nationalpark

Anhang B 10: beigelegte Karte: Gerinneabschnitte und Kopplungseffektivität der Hang-Gerinne-Kopplungen, Val Müschauns, Schweizer Nationalpark

Anhang B 11: beigelegte Karte: Gerinneabschnitte und Kopplungsart der Hang-Gerinne-Kopplungen, Val Müschauns, Schweizer Nationalpark

C Tabellen

Anhang C 1: Identifizierte Prozessgruppen und Prozesse der Hang-Gerinne-Kopplungen in den Untersuchungsgebieten

Prozessgruppe	Prozess
Hangabtragsprozesse	Spülprozesse
	Kriechprozesse
Gravitative Prozesse	Murgang
	Steinschlag
Nivale Prozesse	Lawinen
Fluviale Prozesse	Unterschneidung
	Einschneidung

Anhang C 2: Gekoppelte Elemente und Puffer in den Untersuchungsgebieten; in *kursiv* ist die Unterteilung für die kartographische Darstellung aufgeführt

Gekoppeltes Element	
	Fels/anstehendes Gestein (<i>Fels</i>)
	hangiales Material (<i>hangiales Material</i>)
	Fels/anstehendes Gestein (teilw.) mit Hangschutt bedeckt (<i>Fels m. Hangschutt bedeckt</i>)
	Fels/anstehendes Gestein ((teilw.) mit Hangschutt bedeckt) mit kleinen Sedimentansammlungen und/oder Rillen (<i>Fels m. Hangschutt bedeckt</i>)
	Fels/anstehendes Gestein (teilw.) mit Hangschutt bedeckt mit kleinen Murgerrinnen (<i>Fels m. Hangschutt bedeckt</i>)
	Schutthalde (<i>Schutthalde</i>)
	Murgerinne (<i>Murgang</i>)
	Murkegel (ggf. nicht aktiv) (<i>Murgang</i>)
	Schutthalden-Murkegel-Komplex (<i>Schutthalden-Murkegel-Komplex</i>)
	Murgangmaterial (-)
	Moränenmaterial (-)
	murfähiges Gerinne (<i>Murgang</i>)
	unspezifiziert (<i>unspezifiziert</i>)
Puffer/entkoppelndes Element	anthropogen verändertes Gerinne (<i>Puffer</i>)
	Murgangablagerungen (Levees) (<i>Puffer</i>)
	hangiale Ablagerungen (<i>Puffer</i>)
	fluviale Ablagerungen(Terrasse) (<i>Puffer</i>)
	Moränenmaterial (<i>Puffer</i>)

Anhang C 3: Übersichtstabelle Gerinneabschnitte Val dal Botsch

Abschnitt#	Start (±3 m) (CH1903)	Ende (±3 m) (CH1903)	Oberflächen- länge [m]	Höhe min. [m]	Höhe max. [m]	Gerinne- neigung s [m/m]	k _{sn} -Wert	EZG [km ²]	Gerinnetyp	Murgang	Kopplungen	LWD
1	813384/ 171475	813447/ 171866	436.7	1866.9	1920.6	0.1263	106.59	3.728	alluvialer Fächer		1-2	ja
2	813447/ 171866	813460/ 172088	255.9	1920.6	1950.0	0.1158	96.00	3.694	alluvialer Fächer		3	ja
3	813460/ 172088	813579/ 172355	319.1	1950.0	1986.5	0.1151	95.62	3.660	alluvialer Fächer		4	ja
4	813579/ 172355	813695/ 172718	422.9	1986.5	2034.6	0.1259	97.30	3.598	Step Pool		5-6	ja (we- nig)
5	813695/ 172718	813782/ 172942	262.8	2034.6	2067.5	0.1286	74.32	3.073	Step Pool	10	7-10	ja
6	813782/ 172942	813931/ 173256	395.5	2067.5	2130.6	0.1624	101.70	2.487	Cascade/ Step Pool	13	11-19	
7	813931/ 173256	814070/ 173393	179.1	2130.6	2161.3	0.1753	119.21	2.264	Cascade		20-22	
8	814070/ 173393	814151/ 173586	234.1	2161.3	2207.0	0.2012	124.26	2.078	hangial beei- flusst	25, 30	23-28, 30	
9	814151/ 173586	814246/ 173629	112.3	2207.0	2230.2	0.2300	133.84	1.229	hangial beei- flusst		29, 31-32	
10	814246/ 173629	814355/ 173784	201.0	2230.2	2276.6	0.2429	117.91	1.159	hangial beei- flusst	41	33-42	
11	814355/ 173784	814475/ 173943	219.5	2276.6	2333.2	0.2751	104.78	0.354	hangial beei- flusst		43-46	
12	814475/ 173943	814700/ 174274	449.6	2333.2	2567.1	0.6747	72.68	0.284	hangial beei- flusst			

Anhang C 4: Übersichtstabelle Gerinneabschnitte Val Mütschauts

Abschnitt#	Start (±3 m) (CH1903)	Ende (±3 m) (CH1903)	Oberflächen- länge [m]	Höhe min. [m]	Höhe max. [m]	Gerinne- neigung s [m/m]	k _{sn} -Wert	EZG [km ²]	Gerinnetyp	Murgang	Kopplungen	LWD
1	800449/ 164798	800510/ 164897	148.6	1869.00	1882.97	0.1025	108.00	6.195	Step Pool		1-4	ja
2	800510/ 164897	800788/ 165203	506.4	1882.97	1936.64	0.1193	117.59	6.130	Step Pool	9	5-11	ja (we- nig)
3	800788/ 165203	800891/ 165365	242.3	1936.64	1966.93	0.1341	144.62	5.821	Step Pool	15	12-16	ja (we- nig)
4	800891/ 165365	801048/ 165515	277.1	1966.93	2002.32	0.1372	139.63	5.280	Cascade/ Step Pool	20, 22	17-22	ja (we- nig)
5	801048/ 165515	801195/ 165726	322.0	2002.32	2049.29	0.1606	159.80	5.050	Cascade/ Step Pool	25, 27	23-28	ja (we- nig)
6	801195/ 165726	801332/ 165892	259.9	2049.29	2090.76	0.1716	163.23	4.579	Cascade	31, 32	29-33	ja (we- nig)
7	801332/ 165892	801422/ 166032	204.1	2090.76	2115.43	0.1261	119.66	4.012	Step Pool		34-40	ja (we- nig)
8	801422/ 166032	801553/ 166167	250.0	2115.43	2156.44	0.1773	160.36	3.906	Cascade	50	41-50	
9	801553/ 116167	801650/ 166232	141.5	2156.44	2169.72	0.1009	84.27	3.389	Step Pool		51	
10	801650/ 166232	801755/ 166251	131.8	2169.72	2187.07	0.1404	108.22	3.255	Cascade	52	52-57	
11	801755/ 166251	801831/ 166239	95.2	2187.07	2196.71	0.1108	93.91	3.187	Step Pool		58-60	
12	801831/ 166239	801998/ 166299	215.4	2196.71	2219.67	0.1124	95.63	3.139	Step Pool	63	61-64	
13	801998/ 166299	802286/ 166339	344.3	2219.67	2270.03	0.1557	107.30	2.581	Cascade/ Step Pool	66, 67, 69	65-71	
14	802286/ 166339	802464/ 166335	236.1	2270.03	2324.33	0.2538	138.89	1.452	Cascade/ Step Pool		72-75	
15	802464/ 166335	802860/ 165987	860.8	2324.33	2576.66	0.4227	205.98	1.301	Bedrock		76-78	
16	802860/ 165987	803073/ 165816	330.2	2576.66	2590.44	0.0506	15.13	0.904	Plane Bed		79-87	
17	803073/ 165816	803417/ 165526	677.3	2590.44	2740.88	0.2995	na	0.493	Bedrock		88-89	

Anhang C 5: Übersichtstabelle Hang-Gerinne-Kopplungen Val dal Botsch (Kopplungsart: 1 - kontinuierlich gekoppelt, 2 - periodisch gekoppelt, 3 - stochastisch gekoppelt, 4 - teilweise entkoppelt, 5 - entkoppelt, 6 - nicht gekoppelt, siehe Tabelle 6; Aktivität nach SCHRÖTT et al. (2002, 2003), siehe Tabelle 7; Kopplungseffektivität: 0 - keine Kopplung, 1 bis 5 - sehr gering bis sehr hoch)

Kopplung#	Abschnitt#	Gerinnesseite	Kopplungsart	entkoppelndes Element/Puffer	Materialbeitrag aus Puffer?	Prozessgruppe	Prozess	gekoppeltes Element	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Aktivität	Kopplungseffektivität
1	1	links	6	anthropogen verändertes Gerinne	nein									0
2	1	rechts	6	anthropogen verändertes Gerinne	nein									0
3	1	links	6	fluviales Material/Schwemmfächer	ja	fluvial	Unter-schneidung							0
4	1	rechts	6	fluviales Material/Schwemmfächer	ja	fluvial	Unter-schneidung							0
5	2	links	5	fluviales Material/Schwemmfächer	ja	fluvial	Unter-schneidung							0
6	3	rechts	2					Murkegel (nicht aktiv), Schutthalden-Murkegel-Komplex	fluvial	Unter-schneidung			3	2
7	3	links	2					hangiales Material	fluvial	Unter-schneidung	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	3	2
8	4	links	5	Murgangablagungen	ja	fluvial	Unter-schneidung							0
9	5	rechts	3					Murkegel, Schutthalden-Murkegel-Komplex	nival	Lawine	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	2	3
10	5	rechts	3					Murkegel, Schutthalden-Murkegel-Komplex	gravitativ	Murgang			4	5
11	5	rechts	1					Murkegel (nicht aktiv),	Hangab-	Spül- und	fluvial	Unter-	1	1

Kopplung#	Abschnitt#	Gerinnesseite	Kopplungsart	entkoppelndes Element/Puffer	Materialertrag aus Puffer?	Prozessgruppe	Prozess	gekoppeltes Element	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Aktivität	Kopplungseffektivität	
22	7	rechts	1					Fels/anstehendes Gestein teilw. mit Hangschutt bedeckt mit kleinen Sedimentsammlungen	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	gravitativ	Steinschlag	fluvial	Unterschneidung	3 2
23	8	links	1					Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt mit Rillen	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	gravitativ				2 1
24	8	rechts	2					Fels/anstehendes Gestein teilw. mit Hangschutt bedeckt	gravitativ	Steinschlag	gravitativ	Steinschlag	gravitativ	Spül- und Kriechprozesse			3 1
25	8	rechts	3					Murkegel	gravitativ	Murgang	gravitativ	Murgang	gravitativ				4 3
26	8	rechts	2					Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag	gravitativ	Steinschlag	gravitativ				4 1
27	8	links	1					Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	gravitativ				2 1
28	8	links	1					Fels/anstehendes Gestein teilw. mit Hangschutt bedeckt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	gravitativ				3 1
29	9	links	1					Fels/anstehendes Gestein teilw. mit Hangschutt bedeckt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	gravitativ				3 1
30	8	rechts	3					Murgerinne	gravitativ	Murgang	gravitativ	Murgang	gravitativ				4 5
31	9	rechts	5	Murgangablägerungen, Levees	ja	fluvial		hangiales Material									0
32	9	rechts	5	Murgangablägerungen, Levees	ja	fluvial											0
33	10	links	1					Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	gravitativ				2 1

Kopplung#	Abschnitt#	Gerinnesseite	Kopplungsart	entkoppelndes Element/Puffer	Materialleintrag aus Puffer?	Prozessgruppe	Prozess	gekoppeltes Element	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Aktivität	Kopplungseffektivität
34	10	links	3					bedeckt mit kleinen Sedimentansammlungen	prozesse	prozesse	prozesse					
								Murgerinne	gravitativ	Murgang					4	3
35	10	rechts	2					Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse		4	1
36	10	rechts	1					Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse				4	1
37	10	rechts	2					Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse		4	1
38	10	rechts	1					Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse				4	1
39	10	links	2					Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag	gravitativ				4	1
40	10	links	1					Fels/anstehendes Gestein teilw. mit Hangschutt bedeckt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse	Steinschlag	gravitativ		3	1
41	10	links	3					Murgerinne	gravitativ	Murgang	gravitativ				4	4
42	10	links	1					Fels/anstehendes Gestein teilw. mit Hangschutt bedeckt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse	Steinschlag	gravitativ		3	1
43	11	links	2					Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt	fluvial	Unterschneidung	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse		4	2
44	11	rechts	4	Murgangablagungen				Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt mit kleinen Murgängen	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse	Murgang	gravitativ		2	3
45	11	links	1					Fels/anstehendes Gestein	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse	Steinschlag	gravitativ		4	2

Kopplung#	Abschnitt#	Gerinnesseite	Kopplungsart	entkoppelndes Element/Puffer	Materialintrag aus Puffer?	Prozessgruppe	Prozess	gekoppeltes Element	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Aktivität	Kopplungseffektivität
46	11	rechts	2					stein mit Hangschutt bedeckt Fels/anstehendes Gerstein mit Hangschutt bedeckt	tragsprozesse gravitativ	Kriechprozesse Steinschlag	Hangabtragsprozesse	schlag Spül- und Kriechprozesse			4	2

Kopplung#	Abschnitt#	Gerinnesseite	Kopplung	entkoppelndes Element/Puffer	Materialintrag aus Puffer?	Prozessgruppe	Prozess	gekoppeltes Element	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Aktivität	Kopplungseffektivität
13	3	links	1					Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse					1	1
14	3	links	2					Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag					2	1
15	3	rechts	3					Murkegel	gravitativ	Murgang					3	4
16	3	links	3					Murgerinne	gravitativ	Murgang					1	3
17	4	links	2					Fels/anstehendes Gestein teilw. mit Hangschutt bedeckt	fluvial	Unterschneidung	gravitativ	Steinschlag			3	2
18	4	rechts	2					Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag					3	1
19	4	rechts	2					Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag					3	1
20	4	links	3					Murgerinne	gravitativ	Murgang					4	3
21	4	links	2					Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag	fluvial	Unterschneidung			4	1
22	4	links	3					Murkegel	gravitativ	Murgang					4	3
23	5	links	2					Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag					3	1
24	5	rechts	5	hangiales Material, fluviale Ablagerungen /Terrasse	ja	fluvial	Unterschneidung									0
25	5	rechts	3					Murkegel	gravitativ	Murgang					4	4
26	5	links	2					Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse			4	1
27	5	links	3					Murkegel	gravitativ	Murgang	cryogen	Lawine			3	4

Kopplung#	Abschnitt#	Gerinnesseite	Kopplung	entkoppelndes Element/Puffer	Materialintrag aus Puffer?	Prozessgruppe	Prozess	gekoppeltes Element	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Aktivität	Kopplungseffektivität
28	5	rechts	2					Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag					4	1
29	6	links	2					Fels/anstehendes Gestein mit kleinen Sedimentansammlungen und Rillen	gravitativ	Steinschlag	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse			3	1
30	6	rechts	5	hangiales Material, fluviale Ablagerungen /Terrasse	ja	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse									0
31	6	rechts	3					Murkegel	gravitativ	Murgang					4	5
32	6	links	3					Murkegel	gravitativ	Murgang					4	5
33	6	rechts	2					Fels/anstehendes Gestein mit kleinen Sedimentansammlungen	gravitativ	Steinschlag	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse			4	1
34	7	rechts	4	fluviale Ablagerungen /Terrasse				Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse					2	1
35	7	rechts	4	fluviale Ablagerungen /Terrasse				Murgerinne	gravitativ	Murgang	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse				3
36	7	rechts	4	fluviale Ablagerungen /Terrasse				Fels/anstehendes Gestein teilw. mit Hangschutt bedeckt	gravitativ	Steinschlag	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse			2	1
37	7	links	4	fluviale Ablagerungen /Terrasse				Fels/anstehendes Gestein teilw. mit Hangschutt bedeckt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	gravitativ	Steinschlag			2	1
38	7	links	3					Murgerinne	gravitativ	Murgang					3	3
39	7	links	4	fluviale Ablagerungen /Terrasse				Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag					4	1
40	7	rechts	3					Murgerinne	gravitativ	Murgang					4	3

Kopplung#	Abschnitt#	Gerinnesseite	Kopplung	entkoppelndes Element/Puffer	Materialintrag aus Puffer?	Prozessgruppe	Prozess	gekoppeltes Element	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Kopplungseffektivität
41	8	rechts	4	fluviale Ablagerungen /Terrasse				Fels/anstehendes Gestein teilw. mit Hangschutt bedeckt	gravitativ	Steinschlag	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse					1 1
42	8	rechts	3					Murgerinne	gravitativ	Murgang							4 3
43	8	links	3					Murgerinne	gravitativ	Murgang							2 3
44	8	links	2					Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag							3 1
45	8	links	4	fluviale Ablagerungen /Terrasse				Murgerinne	gravitativ	Murgang							2 3
46	8	rechts	1					Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse	Steinschlag					2 1
47	8	links	1					Fels/anstehendes Gestein teilw. mit Hangschutt bedeckt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse	Steinschlag					2 1
48	8	rechts	3					Murgerinne	gravitativ	Murgang							3 3
49	8	rechts	1					Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse						2 1
50	8	rechts	3					Murkegel	gravitativ	Murgang							4 5
51	9	rechts	2					Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt	fluvial	Unterschneidung	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse					4 2
52	10	links	1					Murgerinne (nicht aktiv)	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	gravitativ	Murgang					3 3
53	10	rechts	1					Schutthalden-Murkegel-Komplex	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	Hangabtragsprozesse						3 2
54	10	rechts	1					Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	gravitativ	Steinschlag					2 2

Kopplung#	Abschnitt#	Gerinnesseite	Kopplung	entkoppelndes Element/Puffer	Materialertrag aus Puffer?	Prozessgruppe	Prozess	gekoppeltes Element	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Aktivität	Kopplungseffektivität	
55	10	rechts	1					bedeckt, Schutthalden-Murkegel-Komplex	prozeesse	prozeesse	prozeesse	prozeesse	prozeesse	prozeesse	prozeesse	prozeesse	prozeesse			
								Schutthalden-Murkegel-Komplex	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse		3	2
56	10	rechts	1					Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt, Schutthalden-Murkegel-Komplex	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse		2	2
57	10	links	5	Moränenmaterial	ja	fluvial	Unter-schneidung													0
58	11	links	1					Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt mit Rillen	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse		3	2
59	11	links	2					Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt	fluvial	Unter-schneidung	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse		4	2
60	11	rechts	3					Schutthalden-Murkegel-Komplex	gravitativ	Murgang	gravitativ	Murgang	gravitativ	Murgang	fluvial	fluvial	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	4	4
61	12	links	4	fluviale Ablagerungen/Terrasse				Fels/anstehendes Gestein mit Hangschutt bedeckt mit Rillen	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse		2	1
62	12	rechts	1					Schutthalden-Murkegel-Komplex	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse		2	2
63	12	links	3					Murkegel	gravitativ	Murgang	gravitativ	Murgang	gravitativ	Murgang	fluvial	fluvial	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	4	5
64	12	rechts	3					Schutthalden-Murkegel-Komplex	gravitativ	Murgang	gravitativ	Murgang	gravitativ	Murgang	fluvial	fluvial	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	3	4
65	13	rechts	3					Schutthalden-Murkegel-Komplex	gravitativ	Murgang	gravitativ	Murgang	gravitativ	Murgang	Hangab-trags-prozeesse	Hangab-trags-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	Spül- und Kriech-prozeesse	3	3

Kopplung#	Abschnitt#	Gerinnesseite	Kopplung	entkoppelndes Element/Puffer	Material eintrag aus Puffer?	Prozessgruppe	Prozess	gekoppeltes Element	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Prozessgruppe	Prozess	Aktivität	Kopplungseffektivität
				rial, fluviale Ablagerungen			schneidung									
81	16	rechts	2					Fels/anstehendes Gestein teilw. mit Hangschutt bedeckt	gravitativ	Steinschlag	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse			3	1
82	16	rechts	3					Murgerinne	gravitativ	Murgang					4	2
83	16	rechts	1					hangiales Material	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	fluvial	Unter-schneidung	gravitativ	Steinschlag	2	1
84	16	rechts	1					hangiales Material, Murgangmaterial	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	fluvial	Unter-schneidung			2	1
85	16	rechts	3					Murkegel	gravitativ	Murgang					4	3
86	16	rechts	1					hangiales Material	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse					3	1
87	16	links	1					hangiales Material	Hangabtragsprozesse	Spül- und Kriechprozesse	fluvial	Unter-schneidung			3	1
88	17	rechts	2					Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag	fluvial	Einschneidung			4	1
89	17	links	2					Fels/anstehendes Gestein	gravitativ	Steinschlag	fluvial	Einschneidung			4	1

Anhang C 7: Daten der Pebble Counts in der Val dal Botsch ($D_{x,i}$: Perzentile; Rundungsgrad nach PETTIOHN (1975); $M_{F&W}$, $S_{F&W}$, $Sk_{F&W}$, $K_{F&W}$ nach FOLK UND WARD (1957), siehe Kapitel 4.3.1)

Pebble Count (Ab-schnitt)	D5 [mm]	D16 [mm]	D25 [mm]	D50 [mm]	D75 [mm]	D84 [mm]	D95 [mm]	Rundungsgrad \bar{x}	Rundungsgrad σ	Arithmetisches Mittel $M_{F&W}$ [mm]	Sortierkoeffizient $S_{F&W}$	Schiefe $Sk_{F&W}$	Kurtosis $K_{F&W}$	Blockdichte	Proben-größe	Blockiert [%]	Datum	Proto-kollant	Probe-nahme
1	4	4	4	16	35	60	135	2.823	0.500	15.474	1.745	0.114	0.665	2.65%	113	4.42%	18.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
2	4	4	12	41	70	102	238	2.802	0.427	25.608	2.062	-0.288	0.953	5.45%	110	15.45%	18.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
3	4	4	8	22	51	61	199	2.723	0.525	17.525	1.837	-0.062	0.868	3.77%	106	10.38%	18.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
4	4	5	10	19	37	48	126	2.798	0.477	16.824	1.556	-0.034	1.091	0.91%	110	3.64%	18.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
5	4	4	10	19	36	52	151	2.647	0.505	16.457	1.680	-0.017	1.161	0.99%	101	6.93%	18.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
5a	4	4	7	28	111	155	240	2.545	0.523	25.893	2.214	-0.008	0.608	4.39%	114	14.91%	19.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
5b	4	19	26	58	110	155	265	2.664	0.512	55.367	1.676	-0.171	1.176	5.93%	118	22.03%	18.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
6	4	10	17	35	83	113	275	2.591	0.516	33.680	1.806	-0.024	1.091	5.71%	105	11.43%	19.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
6a	4	6	12	36	82	153	300	2.329	0.497	32.091	2.112	-0.062	0.921	7.00%	100	17.00%	19.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
7	4	10	13	32	75	102	173	2.447	0.519	31.946	1.661	-0.053	0.881	3.45%	116	5.17%	20.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
8	6	21	29	66	136	185	345	2.317	0.627	63.553	1.657	-0.111	1.058	14.81%	108	18.52%	20.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
9	4	4	10	61	183	265	403	2.418	0.496	40.039	2.521	-0.236	0.644	18.02%	111	18.92%	23.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
10	4	11	16	39	88	133	273	2.263	0.672	38.863	1.806	-0.030	1.013	5.83%	103	19.42%	20.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
Murgang 10	7	15	19	30	54	68	105	2.081	0.274	31.534	1.112	0.024	1.042	0.78%	128	0.78%	19.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
Murgang 13	4	11	20	60	118	198	396	2.583	0.534	51.116	2.039	-0.173	1.061	11.40%	114	15.79%	20.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch

Anhang C 8: Daten der Pebble Counts in der Val Mütschans (D_{xx} : Perzentile; Rundungsgrad nach PETTUOHN (1975); $M_{F&W}$, $S_{F&W}$, $Sk_{F&W}$, $K_{F&W}$ nach FOLK UND WARD (1957), siehe Kapitel 4.3.1)

Pebble Count (Ab-schnitt)	D5 [mm]	D16 [mm]	D25 [mm]	D50 [mm]	D75 [mm]	D84 [mm]	D95 [mm]	Rundungsgrad \bar{x}	Rundungsgrad σ	Arithmetisches Mittel $M_{F&W}$ [mm]	Sortierkoeffizient $S_{F&W}$	Schiefe $Sk_{F&W}$	Kurtosis $K_{F&W}$	Blockdichte	Probengröße	Blockiert [%]	Datum	Protokollant	Probenahme
1	4	4	10	27	87	158	376	3.034	0.599	25.761	2.320	0.060	0.863	10.38%	106	12.26%	08.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
2	4	9	15	32	117	172	390	2.602	0.780	36.538	2.065	0.125	0.914	10.99%	91	12.09%	08.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
3	4	15	11	24	42	67	227	1.949	0.691	28.893	1.422	0.242	1.256	11.21%	107	17.76%	09.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
4	4	15	22	43	80	123	357	2.311	0.805	42.977	1.741	-0.029	1.416	10.81%	111	14.41%	10.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
5	4	15	19	40	96	238	572	2.396	0.763	52.033	2.081	0.188	1.257	15.60%	109	22.02%	10.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
6	8	13	24	52	165	233	549	2.460	0.688	54.493	1.948	0.092	0.894	14.56%	103	26.21%	12.08.2012	Tobias Müller	Anna Schoch
6a	4	8	17	35	137	259	1100	2.245	0.528	42.184	2.470	0.195	1.088	16.67%	114	21.05%	21.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
6b	6	13	16	50	225	366	1092	2.319	0.643	62.343	2.346	0.186	0.815	21.30%	108	29.63%	21.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
7	4	6	14	31	83	159	349	2.446	0.581	31.121	2.152	0.044	1.026	11.21%	107	18.69%	12.08.2012	Tobias Müller	Anna Schoch
8	4	11	19	51	400	640	850	2.656	0.500	71.086	2.637	0.148	0.721	32.04%	103	33.98%	13.08.2012	Tobias Müller	Anna Schoch
9	4	5	12	25	56	82	189	2.219	0.527	21.622	1.852	-0.053	1.025	1.75%	114	5.26%	13.08.2012	Tobias Müller	Anna Schoch
10	4	12	17	28	50	93	270	2.192	0.634	31.759	1.652	0.131	1.600	6.48%	108	13.89%	17.08.2012	Tobias Müller	Anna Schoch
11	4	6	14	28	60	89	227	2.156	0.539	24.452	1.854	-0.043	1.152	4.76%	105	8.57%	17.08.2012	Tobias Müller	Anna Schoch
12	5	15	17	31	80	140	443	2.061	0.491	40.228	1.804	0.257	1.209	14.42%	104	20.19%	17.08.2012	Tobias Müller	Anna Schoch
13	4	7	11	24	42	67	227	2.159	0.367	22.411	1.697	0.011	1.256	4.00%	125	10.40%	17.08.2012	Tobias Müller	Anna Schoch
14	7	16	18	31	64	102	385	2.089	0.550	36.951	1.531	0.280	1.277	11.54%	104	11.54%	14.08.2012	Tobias Müller	Anna Schoch
16	4	7	10	23	52	67	114	1.970	0.171	22.104	1.548	-0.048	0.834	0.00%	112	2.68%	24.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch

Murgang 15	4	16	24	57	156	213	600	1.949	0.691	57.745	2.029	-0.016	1.091	14.02%	107	17.76%	09.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
Murgang 31	4	12	16	35	156	289	650	2.272	0.471	49.513	2.260	0.237	0.916	18.00%	100	18.00%	21.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch
Murgang 32	4	15	22	47	128	230	444	1.583	0.515	54.543	2.014	0.059	1.082	14.55%	110	15.45%	21.08.2012	Thomas Baumann	Anna Schoch

Anhang C 9: Absolute und relative Einzugsgebietsgrößen der Murgänge zur Einzugsgebietsgröße des Hauptgerinnes in der Val dal Botsch

Kopp- lung#	Ab- schnitt#	EZG Murgang hydrologisch [km ²]	EZG Murgang gekoppelt [km ²] (nach MEBENZEHLE 2013)	EZG Differenz [km ²]	EZG Gerinne [km ²]	EZG Gerinne : EZG Murgang (gekoppelt)	Kopplungseffektivität	Signifikanter Sedimenteintrag
13	6	0.126	0.125	0.002	2.290	18.39	5	x
25	8	0.182	0.182	0.000	1.878	10.29	3	
30	8	0.636	0.380	0.256	1.229	3.23	5	x
41	10	0.646	0.634	0.012	0.494	0.78	4	?

Anhang C 10: Absolute und relative Einzugsgebietsgrößen der Murgänge zur Einzugsgebietsgröße des Hauptgerinnes in der Val Mütschauts

Kopp- lung#	Ab- schnitt#	EZG Murgang hydrologisch [km ²]	EZG Murgang gekoppelt [km ²] (nach MEBENZEHLE 2013)	EZG Differenz [km ²]	EZG Gerinne [km ²]	EZG Gerinne : EZG Murgang (gekoppelt)	Kopplungseffektivität	Signifikanter Sedimenteintrag
9	2	0.139	0.139	0.000	5.860	42.14	3	
15	3	0.401	0.382	0.019	5.770	15.13	4	x
20	4	0.058	0.058	0.000	5.246	90.46	3	
22	4	0.115	0.115	0.000	5.172	45.16	3	
25	5	0.153	0.152	0.001	5.029	33.11	4	x
27	5	0.237	0.227	0.010	4.823	21.22	4	
31	6	0.385	0.350	0.035	4.159	11.87	5	x
32	6	0.098	0.095	0.003	4.042	42.56	5	?
50	8	0.440	0.440	0.000	3.390	7.71	5	x
63	12	0.231	0.140	0.091	2.737	19.50	5	x
66	13	0.180	0.180	0.000	2.370	13.17	5	x
67	13	0.142	0.142	0.000	2.228	15.71	5	?
69	13	0.131	0.020	0.111	2.052	102.49	4	?

D Aufnahmebögen

Anhang D 1: Aufnahmebogen Gerinneabschnitt

Field work protocol - channel reach

sheet#:

Date / time: _____		Current Weather: _____	
Valley: _____			
Start reach (coordinates): _____			
End reach (coordinates): _____			
Reach #: _____		Recorder: _____	
General Information - reach:			
Slope (°): _____			
Channel type (after Montgomery & Buffington, 1999)			
<input type="checkbox"/> Colluvial <input type="checkbox"/> Bedrock <input type="checkbox"/> Cascade <input type="checkbox"/> Step pool <input type="checkbox"/> Plane Bed <input type="checkbox"/> Pool riffle <input type="checkbox"/> Dune ripple			
<input type="checkbox"/> Other: _____			
Channel cross-section			
Position (coordinates): _____			
Channel width (m): _____		Bankfull width (m): _____	
Distance (m) und angle (°) (Leica Disto):			
	a: _____		α : _____
	b: _____		β : _____
	c: _____		γ : _____
	d: _____		δ : _____
Water depth:			
	(x) Position [m]	(z) Depth [m]	
1.			
2.			
3.			
4.			
5.			
	(x) Position [m]	(z) Depth [m]	
6.			
7.			
8.			
9.			
10.			
Terrace: <input type="checkbox"/> yes <input type="checkbox"/> no channel side (looking downstream): <input type="checkbox"/> left <input type="checkbox"/> right			
Width and height (m): _____			
Pebble count (extra sheet): <input type="checkbox"/> yes <input type="checkbox"/> no			
Grain-size facies (type and areal extent in %): _____			
Sediment density: <input type="checkbox"/> rock sample			
Coupling (extra sheet): <input type="checkbox"/> yes <input type="checkbox"/> no # of sheets: _____			
Comments (disturbance, LWD, etc.):			

Picture#s:			

Anhang D 2: Aufnahmebogen Hang-Gerinne-Kopplungen

Field work protocol – coupling

sheet#:

Date and time: _____	
Valley: _____	
Reach #: _____	Recorder: _____
Spatial Coupling:	
Type of coupling:	
<input type="checkbox"/> No coupling <input type="checkbox"/> Minor coupling (undercut banks, small colluvial channels) <input type="checkbox"/> Colluvial channel <input type="checkbox"/> Debris flow (hill slope / bedrock) (underline appropriate) <input type="checkbox"/> Talus sheet / talus cone / coalescing talus cones (underline appropriate) <input type="checkbox"/> Talus sheet / talus cone / coalescing talus cones (underline appropriate) with imprinted debris flows <input type="checkbox"/> Bedrock channel <input type="checkbox"/> Other: _____	
Extend of coupling: (map: _____)	
<input type="checkbox"/> Punctual coupling _____ <input type="checkbox"/> Extensive coupling _____	
Channel side of coupling (looking downstream): <input type="checkbox"/> left <input type="checkbox"/> right	
Activity of coupling:	
Degree of vegetation coverage classes: <input type="checkbox"/> I (100-91) <input type="checkbox"/> II (90-21%) <input type="checkbox"/> III (20-6%) <input type="checkbox"/> IV (0-5%)	
Visible damages of vegetation through recent processes: _____	
Lichen: <input type="checkbox"/> yes <input type="checkbox"/> no maximum size/percent of cover: _____	
Degree of weathering of sediment: _____	
Comments:	

Picture#s:	
Sketch (back side)	

Anhang D 3: Aufnahmebogen Pebble Count

Pebble Count	Date:	Name (measuring):
Reach#:		Name (recording):
Channel type / valley:		

Number	b-axis (mm)	Embedded	Roundness
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
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			
37			

E Photographien

Anhang E 1: Photographien des Gerinnes im Untersuchungsgebiet Val dal Botsch. A: Gerinneabschnitt 1, Gerinnetyp: Alluvialer Fächer (Blick gerinneaufwärts); B: Large Woody Debris (LWD), Gerinneabschnitt 2, hinter LWD werden große Mengen Sediment gespeichert, Anzeichen für starke Abrasion an den Stämmen erkennbar; C: Gerinneabschnitt 5, Gerinne ist tief in die Murgangablagerungen des Schutthalden-Murkegel-Komplexes eingeschnitten; D: Gerinneabschnitt 8, hangial beeinflusstes Gerinne, Gerinne fließt entlang des anstehenden Gesteins (im Bild links), Levees und Murgangmaterial ist im Gerinne (rechts) abgelagert; E: Gerinneabschnitt 10, hangial beeinflusstes, murfähiges Gerinne; F: Übersicht Ova da Val dal Botsch



Anhang E 2: Photographien wichtiger Hang-Gerinne-Kopplungen im Untersuchungsgebiet Val dal Botsch. A: Kopplung #9, Bereich des Murkegels des Schutthalden-Murgang-Komplexes, der durch eine Lawine geprägt wurde, Bäume wurden entwurzelt, im Hintergrund ist die Schutthalde, in die Murgänge eingeschnitten sind; B: Kopplung #10, aktiver Bereich des Murkegels des Schutthalden-Murkegel-Komplexes; C: Kopplung #13, Transportpfad und Murkegel; D: Kopplung #30, Murgang, der in Abschnitt 8 mündet.



Anhang E 3: Photographien des Gerinnes im Untersuchungsgebiet Val Müschauns. A: Gerinneabschnitt 4, Gerinnetyp Cascade/Step Pool, rechts im Bild: Murkegel von Murgang #20; B: Gerinneabschnitt 9, Gerinnetyp Step Pool; C: Gerinneabschnitt 6, Gerinnetyp Cascade, Korngrößen werden mit abnehmender Distanz zum Murgang größer; D: Gerinneabschnitt 8, Gerinnetyp Cascade; E: Gerinneabschnitt 12, Gerinnetyp Step Pool; F: Gerinneabschnitt 16, Gerinnetyp Plane Bed.



Anhang E 4: Photographien wichtiger Hang-Gerinne-Kopplungen im Untersuchungsgebiet Val Müschauns. A: Kopplung #22, Murgang, der von linker Hangseite ins Hauptgerinne mündet; B: Kopplung #31, Murgang von rechter Hangseite, sehr großer Block links im Bild (ca. 2 m); C: Kopplung #31, Block (ca. 4 m Höhe) wurde durch Murgang in das Gerinne transportiert; D: Kopplung #50, Murgang, der von rechter Hangseite in Abschnitt 8 mündet, Murgang, Murkegel und Levees sichtbar; E: Kopplung #63, Murgang mündet von linker Hangseite ins Hauptgerinne; F: Schutthalden-Murkegel-Komplex im mittleren Teil des Tals.



Erklärung

Ich versichere, dass ich die Arbeit selbstständig verfasst habe, dass ich keine anderen Quellen und Hilfsmittel als die angegebenen benutzt und die Stellen der Arbeit, die anderen Werken dem Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Fall als Entlehnung kenntlich gemacht habe. Das Gleiche gilt auch für beigegebene Zeichnungen, Kartenskizzen und Abbildungen.

Bonn, den 22.05.2013

Anna Schoch