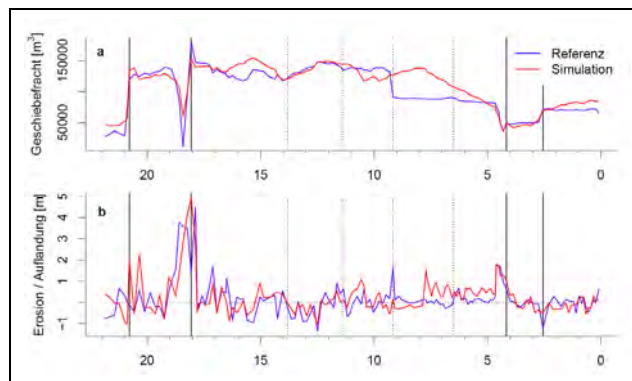


Synthesebericht

Das Modell *sedFlow* und Erfahrungen aus Simulationen des Geschiebetransportes in fünf Gebirgsflüssen der Schweiz



Gerinne des Brenno unterhalb des Riale Riaccio



Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL

Forschungseinheit Gebirgshydrologie und Massenbewegungen

8903 Birmensdorf, Schweiz

Dieter Rickenmann, Martin Böckli, Florian U.M. Heimann, Alexandre Badoux, Jens M. Turowski

10. März 2015



Eidg. Forschungsanstalt für Wald,
Schnee und Landschaft WSL

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	2
2	Beschreibung des Modells sedFlow.....	3
2.1	Hydraulische Berechnungen	3
2.2	Berechnung des Geschiebetransportes	5
2.3	Dynamik der Austauschschicht.....	7
2.4	Begrenzung des alluvialen Speichers (Abbildung von Felsstrecken)	11
2.5	Übersicht zu den Berechnungsansätzen für den Geschiebetransport.....	11
3	Untersuchte Gebirgsflüsse	13
3.1	Kleine Emme	13
3.2	Brenno.....	14
3.3	Hasliaare	15
3.4	Lonza	16
3.5	Grosse Schliere	18
4	Diskussion der Simulationsresultate und Sensitivität der Eingabe- und Modellparameter	24
4.1	Wahl der Formel für den Geschiebetransport	24
4.2	Wahl der hydraulischen Berechnungsoption	31
4.3	Werte für die Mindestschubspannung bei Beginn des Geschiebetransportes.....	32
4.4	Wahl der Versteckfunktion	35
4.5	Sensitivität der Eingabeparameter für Kleine Emme und Brenno	38
4.6	Transport bei Hochwasser und kleineren Abflüssen in Zwischenperioden	40
4.7	Sensitivität der Modell-Einstellungen (und Eingabeparameter) für Lonza und Grosse Schliere	41
4.8	Ansätze zur Vermeidung zu grosser Sohlenerosion.....	43
4.9	Seitliche Sedimenteinträge durch Murgänge oder Ufererosion	49
4.10	Räumliche Diskretisierung und Zeitschrittlänge.....	51
4.11	Simulationsgeschwindigkeit (typische Berechnungszeiten).....	54
5	Schlussfolgerungen	55
6	Literaturverzeichnis.....	59

1 Einleitung

Mit dem an der WSL entwickelten Modell *sedFlow* wurden Geschiebetransportsimulationen in verschiedenen Gebirgsflüssen der Schweiz durchgeführt. Das Hauptziel der Simulationsberechnungen war ein Vergleich mit Beobachtungen zum Geschiebetransport. Insbesondere sollte untersucht werden, wie gut mit plausiblen Werten für die Eingabe- und Modellparameter der beobachtete Geschiebetransport nachgebildet werden kann. Als Eingabeparameter werden die Gerinne- und Ereignis-spezifischen Parameter, wie Längsgefälle, Gerinnebreite, Kornverteilung sowie Abflüsse bezeichnet. Die Modellparameter beziehen sich auf Varianten und Einstellungen im Simulationsprogramm *sedFlow*, wie zum Beispiel Wahl der Transportformel, der Ansätze zur Beschreibung des Transportbeginns und der Austauschvorgänge in der obersten Geschiebeschicht im Flussbett sowie der hydraulischen Berechnung.

Die fünf Untersuchungsstrecken betreffen die Kleine Emme, den Brenno, die Hasliaare, die Lonza und die Grosse Schliere. Die Auswahl der hier untersuchten Gebirgsflüsse erfolgte hauptsächlich aufgrund von den folgenden zwei Aspekten. Erstens sollten möglichst detaillierte Beobachtungen zum Geschiebetransport für die Eichperiode vorhanden sein, und zweitens sollten die Untersuchungsstrecken einen relativ grossen Gefällebereich von typischen Gebirgsflüssen oberhalb der Alpenrandseen abdecken. Bekanntermassen bestehen bei Geschieberegnerungen für Gerinnegefälle von wenigen Prozenten schon beträchtliche Unsicherheiten. Die Unsicherheiten sind aber noch grösser, wenn steilere Gerinnegefälle von mehreren Prozenten und bis über 10 % betrachtet werden, welche durch grosse Sohlenrauigkeiten und kleine Abflusstiefen im Verhältnis zur massgebenden Korngrösse (kleine relativen Abflusstiefen) charakterisiert sind. Das Programm *sedFlow* berücksichtigt einige neue Ansätze zur Berechnung des Geschiebetransportes bei steileren Gefällen.

In Kapitel 2 ist das Modell *sedFlow* ausführlich beschrieben. Die wichtigsten Merkmale der untersuchten Gebirgsflüsse und von deren Einzugsgebieten sind in Kapitel 3 zusammengefasst. In Kapitel 4 sind die wichtigsten Resultate der Simulationen vorgestellt und vergleichend diskutiert. Kapitel 5 beinhaltet eine Zusammenfassung der wichtigsten Schlussfolgerungen. Es sei hier noch angemerkt, dass zu jedem der untersuchten Gebirgsflüsse auch ein separater Bericht existiert, worin alle Grundlagen und Simulationsresultate ausführlich beschrieben sind (Böckli *et al.* 2015a,b,c,d,e).

Die hier dargestellten Untersuchungen zu den fünf Gebirgsflüssen wurden im Rahmen der folgenden zwei Projekte durchgeführt: (1) «Feststofftransport in Gebirgseinzugsgebieten» (Vertrags-Nr. 11.0026.PJ/ K154-7241) im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt (BAFU) der Schweiz, und (2) «SEDRIVER» (SNF Projekt Nr. 4061-125975) im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes NFP61 des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (SNF). Das Geschiebetransport-Simulationsprogramm *sedFlow* wurde an der Eidg. Forschungsanstalt WSL im Rahmen des Projektes «SEDRIVER» entwickelt. Wir bedanken uns beim SNF sowie beim BAFU für die Unterstützung der durchgeführten Arbeiten.

2 Beschreibung des Modells *sedFlow*

Das Geschiebetransport-Simulationsprogramm *sedFlow* wurde speziell für Berechnungen in Gebirgsflüssen konzipiert, mit den folgenden wesentlichen Elementen: (i) Berücksichtigung neuer Ansätze zur Berechnung des Geschiebetransportes in steilen Gerinnen mit Makrorauigkeit, (ii) Berechnung von fraktionsweisem Transport; (iii) kurze Berechnungszeiten zur Modellierung ganzer Einzugsgebiete und zur Szenarien-Analyse mit automatisierten Berechnungen vieler Kombination von Eingabe- und Modellparametern.

Das Programm *sedFlow* ist auch in Heimann *et al.* (2015a) sowie im User manual beschrieben (Heimann 2014). Resultate von Simulationen in der Kleinen Emme sowie im Brenno sind in Heimann *et al.* (2015b) und in Rickenmann *et al.* (2014a) vorgestellt, und eine Zusammenfassung der Simulationen in der Hasliaare findet sich in Rickenmann *et al.* (2014b).

2.1 Hydraulische Berechnungen

Die Berechnung des Fließwiderstandes wird entweder mit der variable power equation VPE von Ferguson (2007) (Gl. 1a) oder mit einer Korngrößen-abhängigen Manning-Strickler Gleichung (Gl. 1b) durchgeführt:

$$\frac{v_m}{v^*} = \frac{a_1 a_2 (r_h / D_{84})}{\sqrt{a_1^2 + a_2^2 (r_h / D_{84})^{5/3}}} \quad \text{Gl. (1a)}$$

$$\frac{v_m}{v^*} = a_1 (r_h / D_{84})^{1/6} \quad \text{Gl. (1b)}$$

Dabei ist v_m die mittlere Fließgeschwindigkeit, $v^* = [g r_h S]^{0.5}$ die Schergeschwindigkeit, r_h der hydraulische Radius, S das Gerinnegefälle bzw. das Energieliniengefälle, D_{84} die charakteristische Korngröße des Oberflächenmaterials (Deckschicht), für welche 84 % des Materials feiner ist, und g die Gravitationsbeschleunigung. Gl. (1a) wurde von Rickenmann und Recking (2011) anhand von fast 3000 Beobachtungen getestet und zeigt mit den Koeffizienten $a_1 = 6.5$ und $a_2 = 2.5$ eine sehr gute Übereinstimmung mit dem mittleren Trend der Beobachtungen, insbesondere auch bei kleineren relativen Abflusstiefen (r_h/D_{84}) mit erhöhtem Fließwiderstand. Rickenmann und Recking (2011) formulierten eine zu Gl. (1a) äquivalente Form, wobei die Fließgeschwindigkeit direkt als Funktion des Einheitsabflusses q berechnet werden kann. Für $r_h/D_{84} > \text{ca. } 10$ ist Gl. (1b) praktisch mit der allgemeineren Gl. (1a) identisch. Mit der Annäherung $D_{90} \approx 1.25 D_{84}$ kann anhand von Gl. (1b) mit auch eine in der Praxis bekanntere Form für den Strickler-Wert k_{St} abgeleitet werden als $k_{St} = 21.1/D_{90}^{0.167}$; dieser Strickler-Wert liegt im Bereich von $(20 - 22)/D_{90}^{0.167}$, welcher für die Abflussberechnung in kiesführenden Flüssen bereits von Jäggi (1984) vorgeschlagen wurde.

In *sedFlow* wird das Gerinne durch ein Rechteckprofil angenähert, und es bestehen im Wesentlichen folgende Optionen für die Abflussberechnung: (i) Unter Verwendung eines Potenzgesetzes für den Fließwiderstand (wie die Manning-Strickler Gleichung) wird die Abflussveränderung entlang des Gerinnes mittels eines analytischen Ansatzes für die kinematische Welle nach Liu und Todini (2002) mit einem impliziten numerischen Verfahren berechnet. Dies ergibt schnelle Berechnungszeiten, wie das etwa auch beim Modell Topkapi der Fall ist (Konz *et al.* 2011). Für diese Option wird in *sedFlow* aus numerischen Gründen die Gl. (1b) verwendet. (ii) Der Ansatz für die kinematische Welle wird mit einem expliziten numerischen Berechnungsverfahren mit Gl. (1a) oder (1b) gelöst, was deutlich längere Berechnungszeiten erfordert. (iii) Es wird eine hydraulisch einfachere Berechnung

durchgeführt unter der Annahme gleichen Abflusses pro Zeitschritt in den Gerinneabschnitten ohne Zufluss. Dabei wird mit Gl. (1a) oder (1b) (zusätzlich) das Energieliniengefälle zwischen den Gerinneabschnitten für Normalabfluss pro Abschnitt berechnet, wobei ein minimaler positiver Wert nicht unterschritten werden darf (Heimann *et al.* 2015a). Damit ergeben sich ebenfalls schnelle Berechnungszeiten, aber der Fließwiderstand wird in steilen und rauen Gerinnen mit Gl. (1a) besser berücksichtigt als bei der Option (i). Option (iii) hat zudem den Vorteil, dass bei starken seitlichen Geschiebeeinträgen auch negative Sohlengefälle in Fließrichtung zulässig sind.

Betreffend Option (iii) ist zu präzisieren, dass das Energieliniengefälle für die Geschiebetransport-Abschätzung nicht das Ergebnis einer Staukurvenberechnung ist. Vielmehr ist es das Gefälle zwischen einzelnen Energiehöhen, die in den meisten Fällen unabhängig voneinander berechnet wurden, wobei das lokale Sohlengefälle als Proxy für das Reibungsgefälle verwendet wird. Dieses Vorgehen basiert auf der Annahme, dass das simulierte System nur aus den beiden Extremfällen des vollkommenen Einstaus auf der einen Seite und von parallelen Sohl-, Reibungs- und Energieliniengefällen auf der anderen Seite besteht. Bei einer räumlichen Auflösung (Länge der Gerinneabschnitte) von mehreren Zehnermetern ist diese Annahme für die meisten Gebirgsflüsse zutreffend und ermöglicht eine effiziente Simulation von Einstau-Situationen, indem numerisch aufwändige Staukurvenberechnungen vermieden werden. Allerdings führt dieses Vorgehen zu sehr grossen Fehlern, wenn mittlere Rückstau-Effekte im simulierten System auftreten. In diesem Fall, liefert ein Flow Routing basierend auf der kinematischen Welle (Option i oder ii), welches das Sohlengefälle sowohl als Proxy für das Reibungsgefälle in den hydraulischen Berechnungen als auch als Proxy für das Energieliniengefälle in den Geschiebetransport-Berechnungen verwendet, bessere Abschätzungen der transportierten Geschiebefrachten. Dieses Verfahren ist aber nur sinnvoll, wenn keine negativen Sohlengefälle auftreten.

Eine Übersicht zu den hydraulischen Berechnungsmöglichkeiten in *sedFlow* gibt Abbildung 1.

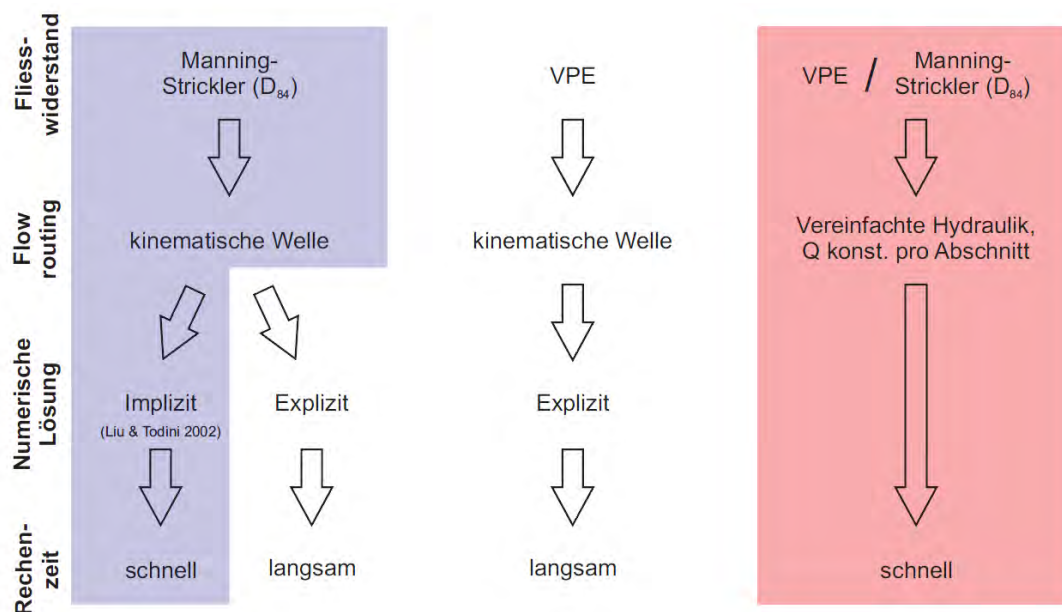


Abb. 1 Mögliche Berechnungsoptionen in *sedFlow*. Die in den fünf Fallstudien vor allem verwendeten Berechnungsarten sind farbig hervorgehoben.

2.2 Berechnung des Geschiebetransportes

Für die Berechnung des Geschiebetransportes können verschiedene Formeln verwendet werden. In *sedFlow* implementiert sind die Ansätze von Rickenmann (2001), Wilcock und Crowe (2003) und Recking (2010). Die Mehrheit der hier präsentierten Simulationen wurden mit der Formel von Rickenmann (2001), modifiziert für fraktionsweisen Transport, durchgeführt:

$$\Phi_{bi} = 2.5 \theta_{i,r}^{0.5} (\theta_{i,r} - \theta_{ci,r}) Fr \quad \text{Gl. (2a)}$$

$$q_b = \sum q_{bi}, \text{ summiert über die Anzahl Kornfraktionen} \quad \text{Gl. (2b)}$$

Dabei ist $\Phi_{bi} = q_{bi}/[F_i [(s-1) g D_i^3]^{-0.5}]$ die dimensionslose Geschiebetransportrate pro Kornfraktion, F_i der relative Anteil der Kornfraktion i (an der Deckschicht-Kornverteilung für $D > 2$ mm) mit D_i als deren mittlere Korngrösse, q_{bi} die volumetrische Geschiebetransportrate pro Einheitsbreite und Kornfraktion, $s = \rho_s/\rho$ das Verhältnis von Feststoffdichte (ρ_s) zur Dichte des Fluids (ρ), Fr die Froude-Zahl, $\theta_{i,r} = r_h S_{red} [(s-1) D_i]^{-1}$ die dimensionslose Sohlenschubspannung, und S_{red} das reduzierte Energieliniengefälle nach Rickenmann und Recking (2011), siehe auch Nitsche *et al.* (2011, 2012). q_b ist die volumetrische Geschiebetransportrate pro Einheitsbreite. Die kritische dimensionslose Sohlenschubspannung bei Transportbeginn θ_{ci} wird mit einer sogenannten Versteckfunktion entweder mit einem Potenzansatz (Parker 2008) gemäss Gl. (3a) oder mit einem Ansatz nach Wilcock und Crowe (2003) gemäss Gl. (3b, 3d) wie folgt berechnet:

$$\theta_{ci} = \theta_{c50} (D_i/D_{50})^m \quad \text{Gl. (3a)}$$

$$\theta_{ci} = \theta_{c50} (D_i/D_m)^{(b-1)} \quad \text{Gl. (3b)}$$

$$\theta_{c50} = 0.15 S^{0.25} \quad \text{Gl. (3c)}$$

$$b = 0.67/[1+\exp(1.5-D_i/D_m)] \quad \text{Gl. (3d)}$$

$$\theta_{ci} = \theta_{ref} (D_i/D_m)^{(b-1)} \quad \text{Gl. (3e)}$$

$$\theta_{ref} = 0.21 + [0.015 \exp(-20 F_s)] \quad \text{Gl. (3f)}$$

Dabei ist D_{50} die mediane Korngrösse und D_m die geometrisch mittlere Korngrösse des Oberflächenmaterials (Deckschicht) und m ein Exponent zwischen 0 und -1. Der Exponent b ergibt nach Gl. (3d) angenähert Werte von $b = 0.12$ (entspricht $m = -0.88$) für $(D_i/D_m) < 1$ und $b = 0.67$ (entspricht $m = -0.33$) für $(D_i/D_m) \geq 3$. Die kritische dimensionslose Sohlenschubspannung bei Transportbeginn θ_{c50} wird mit dem empirischen Ansatz von Lamb *et al.* (2008) gemäss Gl. (3c) berechnet, wobei in *sedFlow* für θ_{c50} zusätzlich ein minimaler Wert $\theta_{c50,min}$ definiert werden kann (da Gl. 3c für kleine Gerinnegefälle unrealistisch kleine Werte für θ_{c50} ergibt). Damit die Berechnung konsistent ist, wird in Gl. (2a) $\theta_{ci,r}$ eingesetzt. Dabei kann für $\theta_{ci,r}$ sowohl der abflussabhängige Wert $\theta_{ci,r} = \theta_{ci} (S_{red}/S)$ oder auch ein abflussunabhängiger Wert nach dem Ansatz von Nitsche *et al.* (2011, 2012) verwendet werden. In den Berechnungen mit *sedFlow* zu den fünf hier diskutierten Gebirgsflüssen wurde der abflussabhängige Ansatz für $\theta_{ci,r}$ verwendet.

Die Geschiebetransportformel von Wilcock und Crowe (2003) ist in Heimann *et al.* (2015a) angegeben. Bei dieser Transportformel müssen die Gl. (3d, 3e, 3f) verwendet werden. Dabei ist F_s der

Sandanteil an der Oberflächenschicht. In *sedFlow* werden nur Geschiebepartikel in der Kiesfraktion oder gröber simuliert. Daher muss der Sandanteil angenommen werden; gemäss Gl. (3f) ergibt sich für eine Variation des Sandanteils im Bereich $0 < F_s < 0.20$ ein relativer grosser Einfluss auf die dimensionslose Referenzschubspannung, welche dann zwischen $0.035 > \theta_{ref} > 0.021$ variiert.

Zur Bestimmung des Geschiebetransportes unter Berücksichtigung des Fliesswiderstandes durch grobe Rauigkeitselemente wird in *sedFlow* ein gegenüber dem Gerinnegefälle S reduziertes Energieliniengefälle S_{red} verwendet:

$$S_{red} = S \left(\sqrt{\frac{f_o}{f_{tot}}} \right)^e \quad \text{Gl. (4)}$$

Dabei wird mit f_{tot} der gesamte Fliesswiderstand nach Gl. (1a) mit den Koeffizienten $a_1 = 6.5$ und $a_2 = 2.5$ und mit f_o der reduzierte Fliesswiderstand nach Gl. (1b) mit den Koeffizienten $a_1 = 6.5$ berechnet. Aufgrund der Darcy-Weisbach Gleichung ergibt sich für den Exponenten $e = 2$, aber Meyer-Peter und Müller (1948) schlugen aufgrund ihrer Experimente einen empirischen Wert von $e = 1.5$ vor. Chiari *et al.* (2010) nahmen einen plausiblen Bereich für den Exponenten von 1 bis 2 an. Die Untersuchungen von Nitsche *et al.* (2001, 2012) sowie von Rickenmann (2012) ergaben, dass für die Nachrechnung von Geschiebetransport-Beobachtungen vor allem bei Hochwasserabflüssen ein Wert von $e = 1.5$ in Verbindung mit den Transportformeln von Rickenmann (2001) im Mittel zu plausiblen Resultaten führte.

Wählt man bei den *sedFlow* Simulationen (Gl. 1b) mit $a_1 = 6.5$ für die hydraulische Berechnung, so hat dies zur Folge, dass $S_{red} = S$ ist, d.h. der Geschiebetransport wird mit dem Gerinnegefälle (und nicht mit einem reduzierten Energieliniengefälle berechnet).

In *sedFlow* wird die Zusammensetzung der Oberflächen- und Unterschicht laufend neu berechnet. Im Modell können auch Schwellen im Gerinne definiert werden, welche als Fixpunkte im Längenprofil für die Sohlenlage oberhalb davon wirken (sofern die Schwelle von unterstrom her nicht eingesedimentiert wird). Die Sohlenlage unterhalb der Schwelle wird entsprechend dem Geschiebetransport angepasst. Die Beobachtungen zu den Sohlenänderungen und den davon abgeleiteten transportierten Geschiebefrachten beinhalten auch ein Porenvolumen. Deshalb ist bei der Darstellung der Simulationsergebnisse ein angenommener Porenanteil von 30 % eingerechnet. Eine detailliertere Beschreibung zu *sedFlow* findet sich in Heimann *et al.* (2015a), worin u.a. auch der Korn-Austausch zwischen Oberflächen- und Unterschicht beschrieben ist.

Für die Einspeisung von fluvial transportiertem Sediment werden am oberen Modellrand und bei seitlich einmündenden Gerinnen die Transportkapazitäten gemäss dem aktuellen Abfluss und entsprechend Gefälle, Gerinnebreite und Kornverteilung in einer Schlüsselstrecke berechnet. Hierbei passt sich die Kornverteilung des eingespeisten Sediments dem aktuellen Abfluss an. Um Sediment auch unabhängig vom aktuellen Abfluss beispielsweise im Fall von Ufererosionen einspeisen zu können, lassen sich an beliebigen Punkten Sediment-Ganglinien als Input definieren. Hierbei bleibt die Kornverteilung des eingespeisten Sediments konstant. Für eher plötzliche Einspeisungen von Sediment beispielsweise im Fall von Murgängen lässt sich auch ein definiertes Sedimentvolumen mit festgelegter Korngrössenverteilung zu einem bestimmten Zeitpunkt an einer beliebigen Stelle in die modellierte Untersuchungsstrecke einfügen.

2.3 Dynamik der Austauschschicht

In *sedFlow* wird der alluviale Untergrund als Stapel horizontaler Schichten simuliert, wobei jede Schicht bezüglich der Korngrößenverteilung als in sich homogen angenommen wird. Die oberste Schicht des Bettes interagiert mit dem Fluss und wird üblicherweise als aktive Schicht (active surface layer) bezeichnet. Die Kornverteilung der aktiven Schicht bildet die Grundlage für die Bestimmung des Fließwiderstandes, der Versteckfunktion und der Transportkapazität (Abb. 2). Jegliches abgelagerte Material wird dieser Schicht hinzugefügt; jegliches erodierte Material wird aus ihr entnommen. Die Dicke dieser Schicht bestimmt die Trägheit, mit der sich die lokale Kornverteilung entwickelt. Wenn die Mächtigkeit des Alluvium geringer wird als die zuvor definierte (übliche) Dicke der aktiven Schicht, werden in *sedFlow* die Formeigenschaften des Felsuntergrundes verwendet, um den Fließwiderstand und die Versteckfunktion zu bestimmen. Für die Dicke der aktiven Oberflächenschicht kann entweder ein konstanter Wert oder das Vielfache eines Korndurchmesser-Perzentils gewählt werden. In *sedFlow* sind drei verschiedene Varianten für die Interaktion zwischen der aktiven Oberflächenschicht und dem alluvialen Untergrund verfügbar.

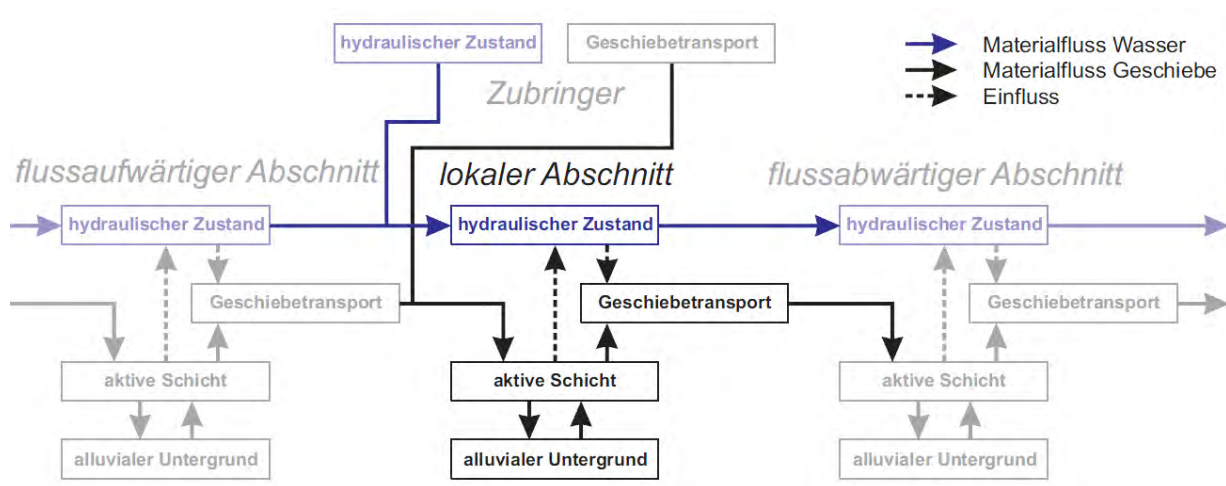


Abb. 2 Übersicht über die wichtigsten Prozessinteraktionen innerhalb des Modells *sedFlow*.

Die erste Methode (Abb. 3) basiert auf jener, die von Van De Wiel *et al.* (2007) beschrieben wurde. Für die Dicke der aktiven Oberflächenschicht werden ein oberer und unterer Grenzwert definiert. Wenn einer dieser Grenzwerte über- oder unterschritten wird, werden Sedimentpakete aus dem alluvialen Untergrund eingebaut oder in den alluvialen Untergrund abgegeben, bis die Dicke der aktiven Schicht wieder einen Wert in der Mitte zwischen den beiden Grenzwerten erreicht. Die Sedimentpakete werden als Schichtung unterhalb der aktiven Oberflächenschicht gespeichert. Auf diese Weise erhält das simulierte Flussbett ein Gedächtnis seiner eigenen Entwicklungsgeschichte. Im Gegensatz zur Methode von Van De Wiel (2007) kann die Dicke der Sedimentpakete unabhängig von der Dicke der aktiven Schicht definiert werden. Dabei stellt die Dicke der Pakete den Mindestabstand zwischen den Grenzwerten für die Dicke der aktiven Schicht dar. Je geringer dieser Abstand zwischen den Grenzwerten ist, desto intensiver ist der Austausch zwischen der aktiven Oberflächenschicht und dem alluvialen Untergrund.

Die zweite Methode (Abb. 4), die schon in verschiedenen Modellen (z.B. Hunziker 1995) zur Anwendung kam, lässt sich als ein Extremfall der ersten Methode beschreiben. Dabei fallen die beiden Grenzwerte zusammen zu einer einzelnen Soll-Dicke der aktiven Oberflächenschicht. In diesem Fall führt jeder Ein- oder Austrag von Material zur oder von der aktiven Oberflächenschicht zu einem

sofortigen Ausgleich mit dem alluvialen Untergrund. In diesem Zustand maximaler Interaktion zwischen der Oberflächenschicht und dem alluvialen Untergrund, ist der Untergrund durch einen einzigen homogenen Sedimentkörper ohne interne Struktur abgebildet. Die Soll-Dicke der aktiven Schicht wird üblicherweise zu Beginn einer Simulation festgelegt und dann konstant gehalten. Alternativ kann sie auch dynamisch angepasst werden, basierend auf einem expliziten Euler-Verfahren, bei dem die Dicke immer am Ende eines Zeitschrittes angepasst wird.

Die dritte Methode (Abb. 5) ist eine Variante der Zweiten. Bei Erosion wird nur das erodierte Volumen mit Material aus dem Untergrund ersetzt, während die Kornverteilung der Oberflächenschicht gleich bleibt. Das Ausgleichsvolumen, das aus dem Untergrund kommend in die Oberflächenschicht übernommen wird, hat nur dann die Kornverteilung des Untergrundes, wenn die Bedingung zum Aufbrechen einer Deckschicht erfüllt ist:

$$\theta_{50} \geq \theta_{c,s} \quad \text{Gl. (5)}$$

Dabei ist θ_{50} eine repräsentative dimensionslose Schubspannung θ für das D_{50} der Oberflächenschicht und $\theta_{c,s}$ ist ein repräsentatives θ_{c50} für die aktive Oberflächenschicht. Um die Artefakte einer harten Grenzbedingung zu vermeiden, hat ein bestimmter Anteil i_{sub} des Ausgleichsvolumens schon die Kornverteilung des Untergrundes noch bevor die Aufbruch-Bedingung erfüllt ist. Der Rest $(1 - i_{\text{sub}})$ hat die Kornverteilung der aktiven Oberflächenschicht:

$$i_{\text{sub}} = \frac{\theta_{50} - \theta_{c,\text{sub}}}{\theta_{c,s} - \theta_{c,\text{sub}}} \quad \text{mit} \quad 0 \leq i_{\text{sub}} \leq 1 \quad \text{und} \quad 0 < \theta_{c,\text{sub}} < \theta_{c,s} \quad \text{Gl. (6)}$$

Dabei ist i_{sub} der relative Korngrößen-Einfluss des alluvialen Untergrundes und $\theta_{c,\text{sub}}$ ein repräsentatives θ_{c50} für den alluvialen Untergrund. Der Wert von $\theta_{c,\text{sub}}$ kann beispielsweise entsprechend der Gl. (3d) ermittelt werden, während der Wert von $\theta_{c,s}$ entsprechend der folgenden Beziehung nach Jäggi (1992) abgeschätzt werden kann:

$$\theta_{c,s} = \theta_{c,\text{sub}} \cdot \left(\frac{D_{\text{mArith}_s}}{D_{\text{mArith}_{\text{sub}}}} \right)^{\frac{2}{3}} \quad \text{Gl. (7)}$$

Dabei sind D_{mArith_s} und $D_{\text{mArith}_{\text{sub}}}$ die arithmetischen Mittel der Durchmesser der Korngrößenverteilungen der aktiven Oberflächenschicht (s) und des alluvialen Untergrundes (sub).

Für nicht-fraktionierte Berechnungen kann das Konzept der aktiven Oberflächenschicht auch ausgeschaltet werden. In diesem Fall wird das gesamte Alluvium durch eine einzige homogene Schicht abgebildet, die direkt mit dem Abfluss interagiert.

Für die fünf untersuchten Gebirgsflüsse mit den z.T. in Kapitel 4 vorgestellten Simulationsergebnissen wurden folgende Einstellungen bezüglich der Austauschschicht verwendet:

Gebirgsfluss	Methode	Dicke der Austauschschicht	Bemerkung
Brenno	Erste (Abb. 3)	20 cm / 70 cm	inkl. Porenvolumen
Kleine Emme	Dritte (Abb. 5)	$2 D_{84s, \text{initial}}$	
Hasliaare	Dritte (Abb. 5)	$1.75 D_{84s, \text{initial}}$	
Grosse Schliere	Dritte (Abb. 5)	30 cm	inkl. Porenvolumen
Lonza	Erste (Abb. 3)	20 cm / 70 cm	inkl. Porenvolumen

Zur Sensitivität dieser Modelleinstellungen wurden keine weiteren Berechnungen durchgeführt.

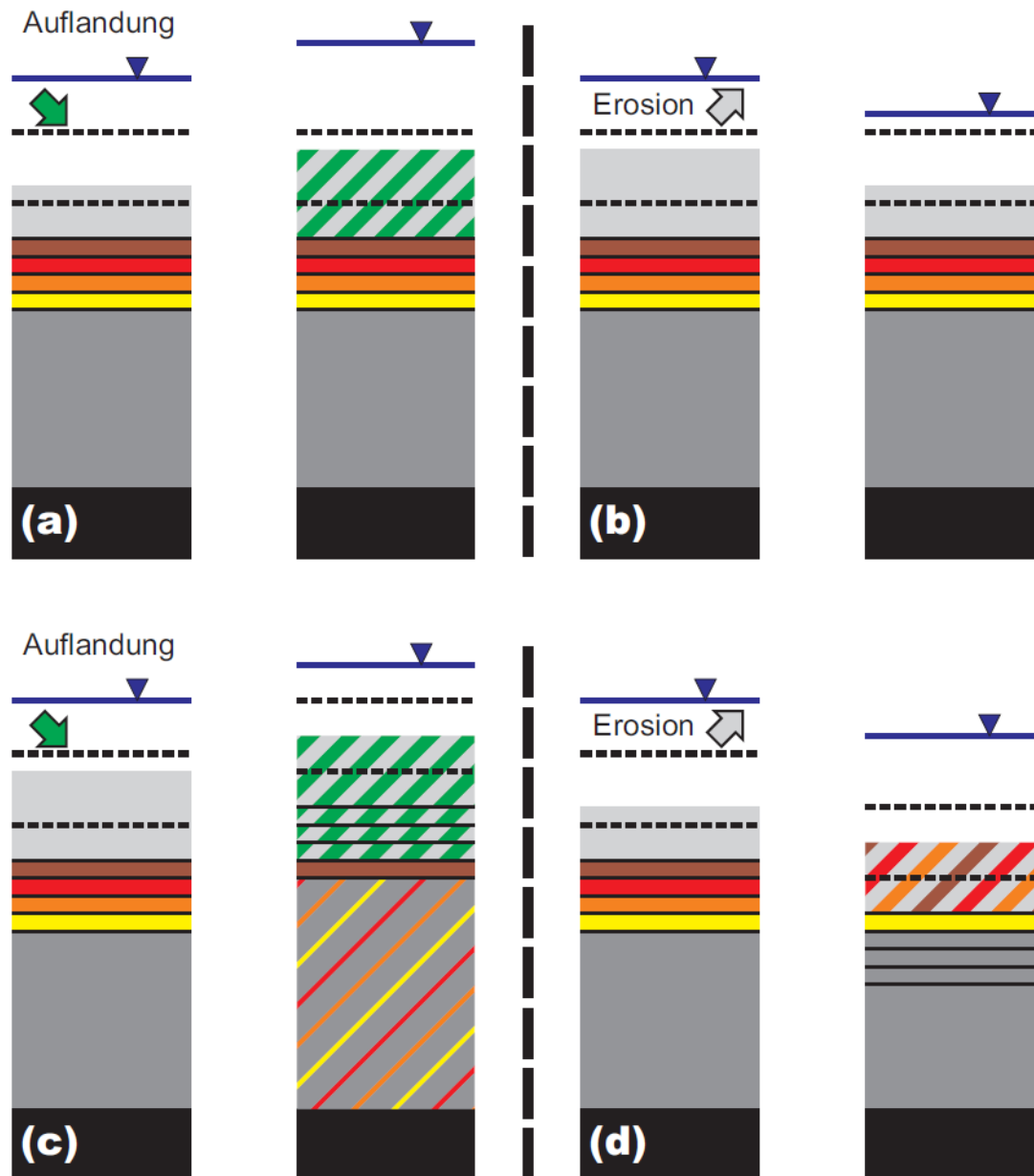


Abb. 3 Qualitative Skizze der Grenzwert-basierten Interaktion zwischen aktiver Oberflächenschicht und alluvialem Untergrund. Der Wasserspiegel ist in blau dargestellt. Die aktive Oberflächenschicht ist hellgrau und der Felsuntergrund ist schwarz. Der alluviale Untergrund besteht aus mehreren Sedimentpaket-Schichten mit einer vom Nutzer definierten konstanten Dicke, die in Rottönen dargestellt sind, und einer Basis-Schicht mit variabler Dicke in dunkelgrau. Die gestrichelten horizontalen Linien zeigen die Grenzwerke für die Dicke der aktiven Schicht an. Im Falle von Auflandung (a und c) wird der in grün dargestellte Materialeintrag von oberstrom zur aktiven Schicht hinzugefügt, die wiederum sofort homogenisiert wird. Jegliche Homogenisierung ist durch diagonale Schraffur dargestellt. Wenn die Dicke der aktiven Schicht nach Auflandung oder Erosion die Grenzwerke nicht überschreitet (a und b), bleiben sowohl die Grenzwerke als auch der alluviale Untergrund unverändert. Wenn die Dicke der aktiven Schicht nach Auflandung den oberen Grenzwert überschreitet (c), dann verschiebt sich das gesamte System aus Schichten und Grenzwerken nach oben, sodass die Dicke der aktiven Schicht danach in der Mitte zwischen den Grenzwerken liegt. Die oberen Sedimentpaket-Schichten werden mit Material aus der homogenisierten aktiven Schicht bestückt, während das Material der unteren Sedimentpaket-Schichten in die Basis-Schicht integriert wird, die wiederum sofort homogenisiert wird. Wenn die Dicke der aktiven Schicht nach Erosion den unteren Grenzwert unterschreitet (d), dann verschiebt sich das gesamte System aus Schichten und Grenzwerken nach unten, sodass die Dicke der aktiven Schicht danach in der Mitte zwischen den Grenzwerken liegt. Die unteren Sedimentpaket-Schichten werden mit Material aus der Basis-Schicht bestückt, während das Material der oberen Sedimentpaket-Schichten in die aktive Oberflächenschicht integriert wird, die wiederum sofort homogenisiert wird.

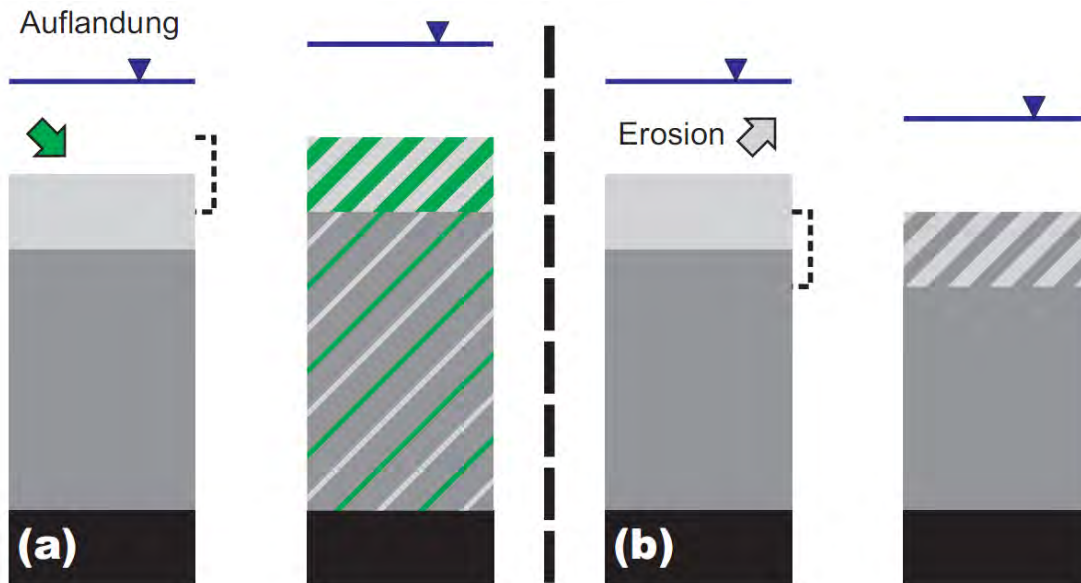


Abb. 4 Qualitative Skizze der kontinuierlichen Interaktion zwischen aktiver Oberflächenschicht und alluvialen Untergrund. Der Wasserspiegel ist in blau dargestellt; die aktive Oberflächenschicht mit ihrer konstanten Dicke ist hellgrau; der alluviale Untergrund bestehend aus einer einzigen Schicht mit variabler Dicke ist dunkelgrau und der Felsuntergrund ist schwarz. Die gestrichelte Klammer zeigt die Lage der aktiven Oberflächenschicht nach der Auflandung oder Erosion an. Im Falle von Auflandung (a) wird der in grün dargestellte Materialeintrag von oberstrom in die aktive Schicht integriert, die sofort homogenisiert wird. Jegliches Material der homogenisierten aktiven Oberflächenschicht, das über die konstante Mächtigkeit hinausgeht, wird an den alluvialen Untergrund abgegeben, der wiederum ebenfalls sofort homogenisiert wird. Jegliche Homogenisierung ist durch diagonale Schraffur dargestellt. Im Falle von Erosion (b) wird das Sediment-Defizit der aktiven Schicht mit Material aus dem alluvialen Untergrund ersetzt und die aktive Schicht wird sofort homogenisiert.

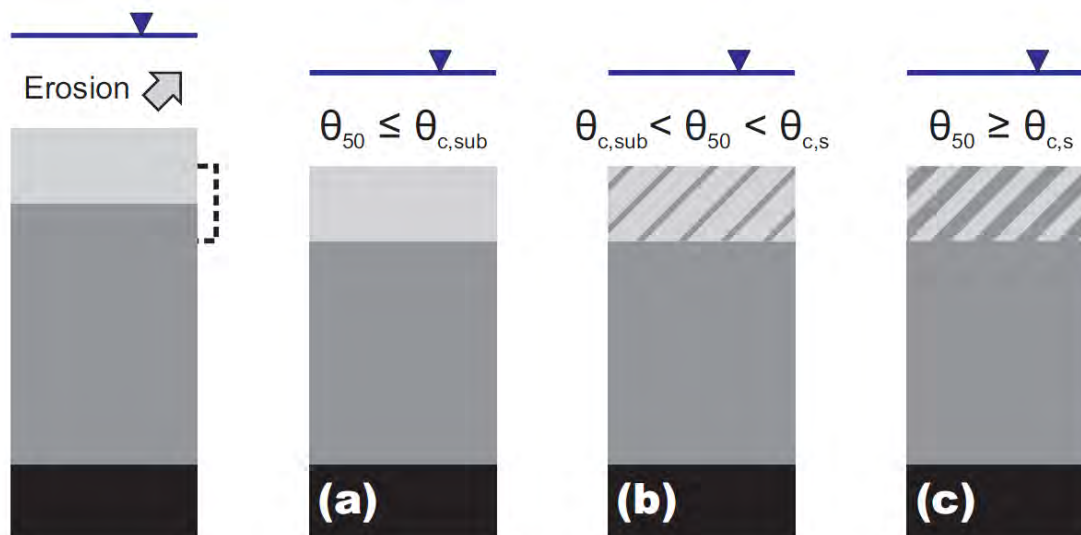


Abb. 5 Qualitative Skizze der Schubspannung-basierten Interaktion zwischen aktiver Oberflächenschicht und alluvialen Untergrund. Die Darstellungsweise ist in der Bildunterschrift von Abb. 3 erläutert. In dieser Methode wird der Auflandungs-Fall genau gleich behandelt wie es in Abb. 3a dargestellt ist. Bei Erosion werden drei Fälle unterschieden, wobei die dimensionslose Sohlschubspannung θ_{50} von Fall a zu Fall c zunimmt. Wenn θ_{50} grösser oder gleich der Grenzscherbspannung für die aktive Oberflächenschicht $\theta_{c,s}$ ist (c), verhalten sich die Schichten in gleicher Weise wie es für die kontinuierliche Interaktion in Abb. 4b dargestellt ist. Wenn θ_{50} die Grenzscherbspannung für den alluvialen Untergrund $\theta_{c,sub}$ nicht überschreitet (a), dann wird das Defizit der aktiven Schicht mit Volumen aus dem alluvialen Untergrund ersetzt, aber die Korngrößenverteilung der aktiven Oberflächenschicht bleibt unverändert. Für den mittleren Fall mit θ_{50} grösser als $\theta_{c,sub}$ und kleiner als $\theta_{c,s}$ (b) wird der Einfluss der Korngrößenverteilung des alluvialen Untergrund auf die Korngrößenverteilung der aktiven Oberflächenschicht linear zwischen den Fällen a und c interpoliert.

2.4 Begrenzung des alluvialen Speichers (Abbildung von Felsstrecken)

Die Mächtigkeit des zu Beginn einer Simulation vorhandenen und erodierbaren Materials kann in *sedFlow* für jeden Abschnitt separat festgelegt werden. Die Wahl dieser Option kann sinnvoll sein, wenn in Gerinneabschnitten wenig alluviales Material vorhanden ist und eine (nahe) Felssohle entweder sichtbar ist oder aufgrund der geomorphologischen Verhältnisse als wahrscheinlich angenommen werden kann. Durch die Annahme einer Felsstrecke wird das für die Erosion verfügbare Material in der Sohle begrenzt.

Die Simulationen zeigten in den steileren Gerinneabschnitten (Hasliaare, Brenno) zum Teil schiessenden Abfluss mit grösseren Froude-Zahlen und führten zu sehr grossem Geschiebetransport und zu einer zu starken Erosion konvexer Knickpunkte im Längsprofil. Eine zu starke Sohlenerosion an solchen Stellen kann auch durch eine lokale Vergröberung der Kornverteilung vermieden werden, wie detaillierter in Abschnitt 4.8 diskutiert ist.

2.5 Übersicht zu den Berechnungsansätzen für den Geschiebetransport

Eine Übersicht zu den Berechnungsansätzen für den Geschiebetransport ist in Abbildung 6 zusammengestellt.

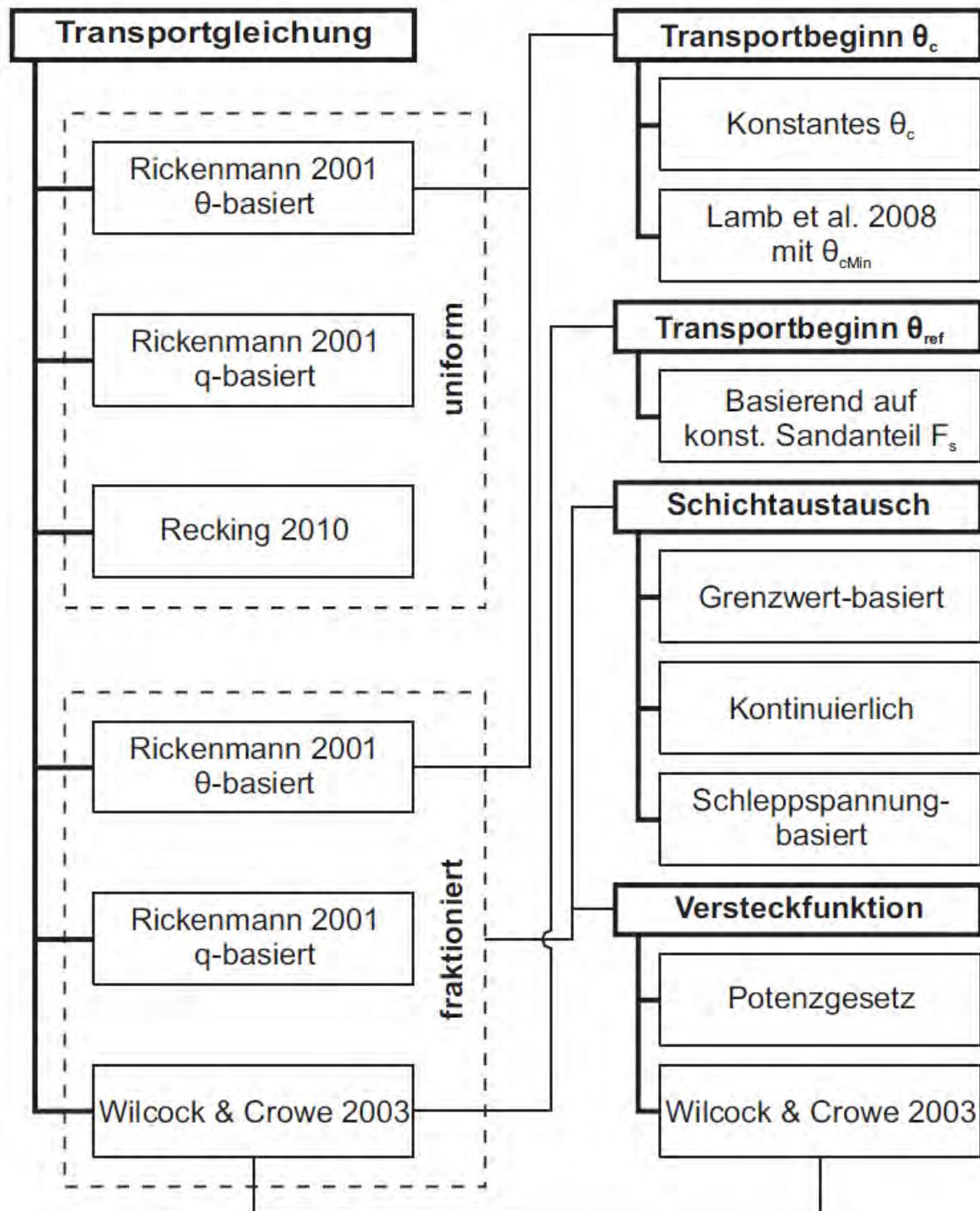


Abb. 6 Übersicht zu den Berechnungsansätzen für den Geschiebetransport in *sedFlow*. Die mit einer feinen durchgezogenen Linie verbundenen Optionen bezeichnen eine zwingende Kombination von Ansätzen. So muss zum Beispiel bei einer fraktionierten Berechnung eine Versteckfunktion gewählt werden und die Art des Sediment austausches zwischen der Oberflächen- und der Unterschicht definiert werden. Für die Anwendung der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) muss ein (konstanter) Sandanteil definiert werden.

3 Untersuchte Gebirgsflüsse

Im Rahmen der vorliegenden Studie wurden Geschiebetransportmodellierungen in fünf verschiedenen Gebirgsflüssen der Schweiz durchgeführt. Eine ausführliche Beschreibung der Gewässer und ihrer Einzugsgebiete ist in den entsprechenden Berichten zu den fünf Fallbeispielen (Böckli *et al.* 2015a,b,c,d,e) gegeben. In diesem Synthesebericht sind die wichtigsten Charakteristika kurz zusammengefasst (vgl. Abb. 7 und Tabelle 1).

3.1 Kleine Emme

Die Kleine Emme befindet sich in der Zentralschweiz und entwässert das Entlebuch und das Mariental (Abb. 7a). In Emmen (frühere Stationsbezeichnung: Littau) knapp einen Kilometer vor der Einmündung in die Reuss auf 430 m ü.M. betreibt das BAFU seit 1936 eine Abflussmessstation. An dieser Stelle umfasst das Einzugsgebiet eine Fläche von 478 km². Eine weitere BAFU Messstation befindet sich am Standort Werthenstein-Chappelboden. Bei einer mittleren Einzugsgebietshöhe von 1050 m ü.M. liegt der höchste Punkt auf 2350 m ü.M. und das Einzugsgebiet weist demnach keine Vergletscherung auf.

Simulationsstrecke: Die Kleine Emme fliesst von Flühli bis zur Mündung in die Reuss in Littau im Molassegebiet. Die 19.4 km lange Simulationsstrecke beginnt im Bereich von Doppleschwand und reicht bis zum Zufluss des Renggbach (oberhalb von Littau, ca. 5 km vor der Reussmündung, vgl. Abb. 7a). Das Gerinnegefälle beträgt auf den obersten 2 km 0.5 bis 3.5 %. Unterhalb der Mündung der Fontanne bis nach Littau schwankt es grundsätzlich zwischen 0.5 und 1.5 %. In diesem Abschnitt ist die Kleine Emme weitgehend kanalisiert und mit zahlreichen Sohlschwellen stabilisiert. Das mittlere Gefälle der Untersuchungsstrecke beträgt 0.8 %. Die wichtigsten Wasser- und Geschiebezubringer sind die Fontanne (bei km 23.3) und der Rümli (bei km 12.6). Im oberen Bereich der Simulationsstrecke befinden sich mehrere Abschnitte, wo die Sohle auf Fels verläuft.

Hydrologie: Der jährliche Abflussverlauf ist weitgehend natürlich und wird nur im untersten Teil der Kleinen Emme durch kleine Laufkraftwerke marginal beeinflusst. Beim Unwetter im August 2005 wurde an der Kleinen Emme mit 650 m³s⁻¹ die bisher grösste Hochwasserspitze erfasst. Vor allem im untersten Flussabschnitt entstanden damals schwere Überflutungsschäden. Ein Spitzenwert mit einer statistischen Wiederkehrdauer von 100 Jahren beträgt gemäss BAFU gut 710 m³s⁻¹. Für die Geschiebetransportsimulationen mit *sedFlow* müssen Informationen zum Abflussgeschehen entlang der gesamten Simulationsstrecke vorliegen. Zu diesem Zweck wurden einerseits Daten der BAFU-Abflussmessstationen verwendet und andererseits mit dem hydrologischen Modell PREVAH (Viviroli *et al.* 2007) die Ganglinie für Teileinzugsgebiete berechnet.

Kornverteilungen: Die Kornverteilungen in der Kleinen Emme basieren auf Linienzahlanalysen von Burkhard (2012) und von der WSL. Aus den Linienzahlanalysen wurde eine repräsentative Kornverteilung der Deckschicht und der Unterschicht ermittelt. Diese variieren entlang der Simulationsstrecke ziemlich stark. Aufgrund der starken Kanalisierung ist die Zugänglichkeit des Flussbettes für die Aufnahme von Linienproben eingeschränkt.

Daten Geschiebetransport: Das Geschiebetransportmodell *sedFlow* wurde in der Kleinen Emme mit Hilfe von beobachteten Sohlenveränderungen (Querprofile vom September 2000 und November 2005) und des Geschiebefrachtdiagramms für diese Periode geeicht. In der Eichperiode hatte die Seitenerosion in der Kleinen Emme eine grosse Bedeutung für den Geschiebetransport, was weitgehend auf das grosse und schadenreiche Hochwasserereignis vom August 2005 zurückzuführen ist (z.B. Hunzinger und Durrer 2008). Basierend auf den Querprofilaten, den Geschiebestudien (Flussbau 2009a; 2009b) sowie der Ereignisanalyse zum Hochwasser 2005 (Bezzola und Hegg 2007,

2008) konnte der Austrag der Kleinen Emme in die Reuss (unter Berücksichtigung von Ausbaggerungen) abgeschätzt werden. Der Geschiebeeintrag durch die drei bedeutendsten Seitenzubringer fiel – im Vergleich zur Seitenerosion – relativ gering aus. Die Prozesse Erosion und Ablagerung traten über die gesamte Simulationsstrecke verteilt auf, mit (mittleren) Sohlenänderungen im Bereich von ± 0.5 m. Die Geschiebebilanz entlang der Simulationsstrecke ist für die Eichperiode somit gut bekannt, was sich für die Modellkalibrierung als sehr positiv erwies. Im Vergleich zu den anderen Untersuchungsgebieten ist die Datengrundlage für die Kleine Emme deutlich am besten.

3.2 Brenno

Der Brenno befindet sich im nördlichen Teil des Kantons Tessin und entwässert das Blenio (Abb. 7b). Einige Kilometer vor der Einmündung in den Ticino auf 348 m ü.M. betreibt das BAFU seit 1904 die Abflussmessstation Loderio. An dieser Stelle umfasst das Einzugsgebiet des Brenno eine Fläche von 397 km². Bei einer mittleren Einzugsgebietshöhe von 1820 m ü.M. liegt der höchste Punkt auf 3402 m ü.M. Die Vergletscherung des Gebietes beträgt nur 1.1 %.

Simulationsstrecke: Der simulierte Gerinneabschnitt erstreckt sich von Olivone beim Zusammenfluss des Brenno della Greina mit dem Brenno del Lucomagno bis zur Mündung in den Ticino bei Biasca und hat eine Länge von knapp 22 km (Abb. 7b). Das Gefälle variiert weitgehend zwischen 0.5 ‰ und 17 ‰, wobei das mittlere Gerinnegefälle rund 2.6 ‰ beträgt. Der Brenno ist ein weitgehend unverbautes Gerinne und weist an vielen Orten eine natürliche Dynamik auf. Verzweigte Gerinne und Auenlandschaften prägen das Bild des Flusses. Die wichtigsten Geschiebelieferanten sind der Ri di Soi und der Riale Riasco im oberen sowie die Lesgiüna und der Crenone im unteren Teil des Einzugsgebietes. Diese Wildbächen weisen mit Ausnahme der Lesgiüna Murgangaktivität auf. Im Mündungsbereich von Ri di Soi und Riale Riasco wird das Flussbett durch grobe Blöcke stabilisiert.

Hydrologie: Das mittlere Abflussregime des Brenno ist seit gut 50 Jahren stark durch die Wasserkraftnutzung beeinträchtigt. Zwischen 1956 und 1963 wurde die Wasserkraftanlage der Blenio Kraftwerke AG mit drei Reservoirs gebaut. Wasser wird über grosse Teile des Einzugsgebietes entnommen und erst unterhalb von Biasca in den Ticino zurückgeleitet. Die höchste im Brenno gemessene Abflussspitze beträgt 515 m³s⁻¹ und ereignete sich während des folgeschweren Hochwassers von Juli 1987. Ein Spitzenabfluss mit einer statistischen Wiederkehrdauer von 100 Jahren liegt gemäss BAFU bei knapp 500 m³s⁻¹ (basierend auf Datensatz 1962-2011). Für die Bereitstellung der zur Geschiebemodellierung notwendigen hydrologischen Daten wurde auch für den Brenno das Modell PREVAH eingesetzt. Das Einzugsgebiet wurde in Teileinzugsgebiete aufgeteilt, um an verschiedenen Stellen (Zuflüsse von Seitenzubringer) entlang des Gerinnes eine Ganglinie für die Jahre 1999 bis 2009 zu berechnen. Bei den PREVAH Simulationen konnten Fassungen und Reservoirs der Wasserkraftanlagen nicht berücksichtigt werden. Aus diesem Grund wurden die Simulationsergebnisse nachträglich korrigiert. Mittels dieser angepassten Daten wurde der gemessene Abfluss von Loderio auf die Teileinzugsgebiete herunterskaliert. Mit diesem Vorgehen entspricht die Summe der Abflüsse bei Loderio immer der BAFU-Messung und die räumliche Verteilung immer den (korrigierten) Simulationsergebnissen von PREVAH. Im Vergleich zur Kleinen Emme sind die verwendeten Abflüsse für die Eichperiode beim Brenno mit einer grösseren Unsicherheit verbunden.

Kornverteilungen: Die Simulationsstrecke wurde in geomorphologisch weitgehend homogene Abschnitte unterteilt. Für jeden dieser Abschnitte wurden mehrere Linienzahlanalysen aufgenommen und daraus eine repräsentative Kornverteilung der Deckschicht und der Unterschicht ermittelt. Die Kornverteilungen variieren in den verschiedenen Abschnitten stark (u.a. wegen des Eintrags sehr groben Materials durch murgangfähige Zubringer). Das D₈₄ scheint im Brenno trotz starker Variabilität flussabwärts tendenziell abzunehmen. Eine weitere lokale Vergröberung des Geschiebes

im untersten Flussabschnitt ist auf einen früheren Felssturz zurückzuführen. Generell liegt in Flachstrecken eher feines Sohlenmaterial vor, während in Steilstrecken grobes Material zu finden ist.

Daten Geschiebetransport: Auch im Brenno wurde das Transportmodell *sedFlow* anhand von beobachteten Sohlenveränderungen (Querprofile vom April 1999 und Juni/Juli 2009) und des Geschiebefrachtdiagramms für diese Periode geeicht. Die grössten Veränderungen während der rund zehnjährigen Eichperiode traten bei der Mündung des Ri di Soi auf, wo Murgangablagerungen von bis zu 4 m auftraten (Ereignis September 1999). Die Einträge der Seitenzubringer wurden anhand von bestehenden Studien (Flussbau 2003; 2003/2005; Stricker 2010) bestimmt. Materialentnahmen zwischen 1999 bis 2009 konnten gemäss Aufzeichnungen in der SOLID-Datenbank des BAFU berücksichtigt werden. Durch die Querprofilvermessungen allein ist die Geschiebebilanz (transportierte Geschiebefrachten entlang der Untersuchungsstrecke) nicht definiert. Dafür müssen auch die seitlichen Geschiebeeinträge und entweder der Austrag am Modellende oder der Eintrag am Modellanfang bekannt sein. Daher wurde für den Brenno der Geschiebeaustrag in den Ticino durch Transportberechnungen mit dem Modell *sedFlow* abgeschätzt. Erosion und Ablagerung traten über die gesamte Simulationsstrecke verteilt auf, mit (mittleren) Sohlenänderungen von bis zu +/- 1 m in den meisten Gerinneabschnitten, mit Ausnahme der beiden Mündungsbereiche des Riale Riasco und Ri di Soi, wo massiven Ablagerungen durch Murgänge auftraten.

Im Vergleich zur Datengrundlage bei der Kleinen Emme ist beim Brenno die Geschiebebilanz weniger gut definiert, hingegen dürften die Kornverteilungen entlang der Untersuchungsstrecke besser bekannt sein.

3.3 Hasliaare

Das Einzugsgebiet der Hasliaare liegt im Berner Oberland, hat einen ausgesprochen alpinen Charakter und entwässert u.a. das Hasli-, Gadmer- und Urbachtal. Gut drei Kilometer vor der Einmündung in den Brienzersee betreibt das BAFU seit 1905 die Abflussmessstation Brienzwiler. An dieser Stelle umfasst das Einzugsgebiet der Hasliaare eine Fläche von 554 km². Bei einer mittleren Einzugsgebietshöhe von 2150 m ü.M. liegt der höchste Punkt des Gebietes auf 4078 m ü.M. Die Vergletscherung des Gebietes beträgt rund 21 %. Bis zum unteren Ende der Simulationsstrecke in Meiringen (rund 8 km flussaufwärts der Abflussmessstation, s. auch unten) umfasst das Einzugsgebiet 531 km².

Simulationsstrecke: Der geologische Untergrund im Haslital besteht aus Graniten und Gneisen des Aarmassivs, sowie Sedimenten aus der helvetischen Decke. Das Flussbett ist in den meisten Abschnitten durch alluviale Ablagerungen geprägt und weist dadurch eine grosse Menge an verfügbarem Geschiebe auf. Der simulierte Flussabschnitt erstreckt sich von Handegg bis nach Meiringen über eine Länge von 17.2 km (Abb. 7c). Das mittlere Gefälle des untersuchten Flussabschnittes liegt bei 3.8 %. In den oberen Abschnitten weist das Gerinne der Hasliaare Gefälle zwischen 5 und 15 % auf. Im Unterlauf ist das Gerinnegefälle mit rund 3 % relativ flach. Die Ufer der Hasliaare sind bis zum Zufluss des Urbachwassers praktisch unverbaut. An einigen wenigen Stellen sind Blocksätze sichtbar. Ab Innertkirchen (nach Zufluss Gadmerwasser) bis zum Eingang der Aareschlucht sind die Ufer mit Bühnen verbaut. Unterhalb der Aareschlucht ist die Hasliaare bis zur Mündung in den Brienzersee weitgehend kanalisiert. Mehrere eher kleine aktive Seitenbäche (z.B. Rotlauibach, Spreitgraben, Bänzlauibach, Rote Grabe) transportieren Geschiebe in die Hasliaare (Abb. 7c). In der jüngeren Vergangenheit sind hauptsächlich der Rotlauibach und Spreitgraben durch ihre grosse Murgangaktivität aufgefallen. Das beiden grössten Zubringer Urbachwasser und das Gadmerwasser beeinflussen das Abflussgeschehen (Spitze und Volumen) der Hasliaare stark.

Hydrologie: Der Abfluss der Hasliaare ist stark durch die Wasserkraftnutzung der Kraftwerke Oberhasli beeinträchtigt. Im Jahr 2012 waren neun Kraftwerke und 26 Turbinen in Betrieb. Während des Hochwassers vom August 2005 wurde mit $444 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ der höchste je gemessene Abfluss registriert. Der Zufluss zu den vier grossen Speichern betrug etwa $135 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (bei einer turbinierten Wassermenge von ca. $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Die Hochwasserganglinie wurde um ca. $120 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ gedämpft (geo7-HZP 2006). Aufgrund einer Revision des Staubeckens Grimsel lag damals der Seestand 20 m tiefer als üblich. Dadurch entstand ein sehr grosses Retentionsvolumen und ein Überlaufen des Beckens während des Hochwassers wurde verhindert. Die gemessene Spitze in Brienzwiler wurde in verschiedenen Analysen als zu tief bewertet (Verluste durch Dammbrüche und Ausuferungen). In der Folge wurde eine korrigierte Abflussspitze von $520 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ vorgeschlagen (geo7-HZP 2006). Ein Spitzenwert mit einer statistischen Wiederkehrdauer von 100 Jahren beträgt gemäss BAFU $447 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Die Abflussmessdaten von Brienzwiler sind für die Geschiebetransportsimulationen nur lokal anwendbar. Um Ganglinien an mehreren Stellen im Gerinne zu erhalten, wurden die Messwerte flächenanteilmässig auf verschiedene Teileinzugsgebiete aufgeteilt (WSL 2014c). Die Flächen, die in die Speicherseen entwässern, mussten dabei speziell behandelt werden. Das in den oberen Teilen des Einzugsgebietes entnommene Wasser wird erst vor der Mündung des Gadmerwassers in die Hasliaare zurückgeführt und steht somit für den Geschiebetransport oberhalb von Innertkirchen nicht zur Verfügung.

Kornverteilungen: Zur Ermittlung der Korngrössenverteilung wurden entlang der Simulationsstrecke an zwölf Standorten (jeweils zwei bis drei) Linienzahlanalysen durchgeführt. Aus den erfassten Daten wurde eine repräsentative Kornverteilung der Deckschicht und der Unterschicht ermittelt. Die Werte von D_{50} und D_{84} variieren auch in den verschiedenen Abschnitten der Hasliaare beträchtlich. Die flussabwärts unterste Linienzahlanalyse wurde bei km 6.3 durchgeführt, da das Gerinne ab Innertkirchen praktisch vollständig mit Wasser gefüllt ist und eine Analyse dadurch erschwert wurde.

Daten Geschiebetransport: Für die Simulationsstrecke der Hasliaare und für die simulierten Zeitperioden liegen nur relativ wenige Referenz-Beobachtungen zum Geschiebetransport vor. Auch Querprofilvermessungen flussabwärts von Innertkirchen sind nur vereinzelt vorhanden: Zwischen Innertkirchen und der Aareschlucht aus dem Jahr 2002 sowie zwischen der Aareschlucht und der Mündung in den Brienzersee aus dem Jahr 2003 (nach dem Hochwasserereignis im August 2005 wurden über den gesamten Abschnitt Innertkirchen-Seemündung erneut Querprofile vermessen). Somit konnte für die Teilstrecke Handegg – Innertkirchen kein Sohlenveränderungs- und Transportdiagramm erstellt werden (wie etwa für die Kleine Emme und den Brenno, siehe oben), was eine genaue Kalibrierung der Modellparameter von *sedFlow* ermöglicht hätte. Für die Modelleichung wurde versucht, die vorhandenen, nachfolgend aufgelisteten Beobachtungen zum Geschiebetransport so gut wie möglich durch die Simulationen mit *sedFlow* zu reproduzieren. → (i) Ablagerung von $15'000 \text{ m}^3$ Geschiebe in Innertkirchen nach dem Hochwasser vom August 2005 (im Winter 2005/2006); (ii) Trotz sehr grosser Sedimenteinträge durch Murgänge aus dem Spreitgraben ($100'000 \text{ m}^3$ im Jahr 2009), $230'000 \text{ m}^3$ im Jahr 2010 und $260'000 \text{ m}^3$ im Jahr 2011) sind nur im Mündungsbereich grössere Sohlenveränderungen der Hasliaare aufgetreten; (iii) Mittlerer Eintrag von $40'000 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ in den Bereich Meiringen (Geochronologie, über die letzten ca. $15'000$ Jahre) sowie Transport von $70'000 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ Geschiebe (ins Flussdelta des Brienzersees, Periode anfangs des 20. Jahrhundert, vor Beginn der Wasserkraftnutzung).

3.4 Lonza

Die Lonza fliesst durch das Lötschental und mündet unterhalb von Steg/Gampel im Walliser Haupttal von Norden her in die Rhone. In Blatten (1520 m ü.M., Abb. 1d) befindet sich in der Mitte der Simulationsstrecke eine Abflussmessstation des BAFU, welche seit 1956 in Betrieb ist. An dieser

Stelle umfasst das hochalpine Einzugsgebiet eine Fläche von 77.8 km^2 (mittlere Einzugsgebietshöhe von 2630 m ü.M. und höchster Punkt auf gut 3900 m ü.M.) und weist eine Vergletscherung von 36.5 % auf. Bis zum unteren Ende der Simulationsstrecke beim Stausee Ferden (Abb. 7d) umfasst das Einzugsgebiet 130.7 km^2 bei einer Vergletscherung von rund 25 %.

Simulationsstrecke: Der simulierte Gerinneabschnitt erstreckt sich von der Fafleralp bis zum Stausee Ferden über eine Länge von 9.5 km (Abb. 7d). Das Gerinnegefälle entlang der Simulationsstrecke variiert zwischen 2.2 und 13.6 % und beträgt im Mittel 4.7 %. Die Lonza ist oberhalb der Stauanlage Ferden ein weitgehend unverbauter Gebirgsfluss. Auf beiden Talseiten münden murgangfähige Wildbäche in die Lonza (z.B. orographisch rechts der Tännbach und der Milibach sowie orographisch links der Stampbach und der Birch Bach)

Hydrologie: Das Abflussregime der Lonza ist glazial mitgeprägt. Oberhalb des Staubeckens Ferden ist das Abflussgeschehen weitgehend unbeeinflusst. Die grösste an der BAFU-Abflussmessstation Blatten gemessene Hochwasserspitze von $81 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ trat im Jahr 1971 auf und entspricht einem Ereignis mit einer statistischer Wiederkehrdauer von 100 Jahren (Datensatz 1956-2011). Der maximal gemessene Abfluss während des Ereignisses im Oktober 2011 beträgt gut $71 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, wurde aber aufgrund Messproblemen (starker Geschiebetrieb) nachträglich auf $60 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ korrigiert. Das Geschiebetransportmodell *sedFlow* wurde einerseits zur Rekonstruktion des Ereignisses 2011 und andererseits zur Langzeitsimulation des Transportes in der Periode 1976 bis 2011 verwendet. Für beide Einsätze musste der Abfluss entlang der simulierten Gerinnestrecke abgeschätzt werden. Zu diesem Zweck teilten wir jeweils die Messwerte der Station Blatten auf die Teileinzugsgebiete der verschiedenen Zubringer auf. Für die Rekonstruktion des Hochwasserabflusses beim Staubecken Ferden im Oktober 2011 liegen Angaben des Kraftwerkes Lötschen vor. Um dort eine Abflussganglinie für die gesamte Eichperiode zu erhalten, wurde die Ganglinie der Station Blatten mit einem Flächenfaktor hochskaliert.

Kornverteilungen: Charakteristische Kornverteilungen wurden über die ganze Gerinnelänge für jeweils quasi-homogene Abschnitte mittels Linienzahlanalysen bestimmt. Die Unterteilung erfolgte unter Berücksichtigung der Faktoren Gerinneneigung, Gerinnebreite und Lage der Seitenzubringer. Die Linienzahlanalysen wurden in eine gröbere Kornverteilung der Deckschicht und eine feinere Kornverteilung der Unterschicht umgerechnet. Die Werte der charakteristischen Korndurchmesser D_{50} und D_{84} variieren deutlich (zwischen 3 und 12.5 cm, bzw. 13 und 54 cm).

Daten Geschiebetransport: Für die Kalibrierung von *sedFlow* wurden Abschätzungen des Geschiebetransports während des Ereignisses vom Oktober 2011 verwendet. Die Einträge der aktiven Seitenzubringer Golmbach, Milibach und Tännbach in die Lonza, die Ablagerungen in der Lonza im Gerinneabschnitt zwischen Tännbach und Ferden sind weitgehend bekannt. Sie konnten durch den Vergleich von topographischen Daten aus einer neuen Befliegung und dem Höhenmodell aus dem Jahre 2005 ermittelt werden. Die Abschätzung des Geschiebeeintrages der Lonza in den Stausee bei Ferden wurde durch die KW Lötschen durchgeführt. Schliesslich erfolgte für den oberen Teil der Simulationsstrecke (Abschnitt Fafleralp–Tännbach) eine grobe Abschätzung anhand von Feldbegehungen und Luftbildern durch André Henzen (Geoplan 2012). Die vorliegenden Abschätzungen sind mit einer grossen Unsicherheit verbunden. Für die Eichung der Geschiebetransportmodellierung während der Zeitperiode 1976–2011 wurden Ablagerungsvermessungen im Staubecken Ferden der Enalpin AG verwendet. Ab 1982 erfolgte die Vermessung der Ablagerungen regelmässig alle zwei Jahre mittels eines Echolots. Insgesamt sind die Feststoffeinträge ins Staubecken von 21 verschiedenen Zeiträumen bekannt.

3.5 Grosse Schliere

Die Grosse Schliere befindet sich im Kanton Obwalden, entwässert das Grossschlierental und hat bis zum unteren Ende des untersuchten Gerinneabschnittes (Abb. 7e) eine Einzugsgebietsfläche von 26.5 km². Sie entspringt im Bereich des Glaubenstocks (1690 m ü.M.), weist eine mittlere Höhe von 1355 m ü.M. auf und ist unvergletschert. Abflussmessstationen existieren entlang der Grossen Schliere keine. In Alpnach betreibt das BAFU eine Messstation an der benachbarten Kleinen Schliere (s. unten).

Simulationsstrecke: Der simulierte Gerinneabschnitt der Grossen Schliere erstreckt sich vom Rossboden bis zum Geschiebesammler Schlierenrüti (vor der Mündung in die Sarner Aa) und weist eine Länge von 11.6 km auf (Abb. 7e). Die mittlere Gerinneneigung liegt bei 7.7 %. Das Gerinne ist vor allem im unteren Bereich stark verbaut. Entlang des untersten Kilometers befindet sich eine Sperrentreppe mit Abständen von 20–30 m. Auch die Ufer sind hier hart verbaut. Der zweite Kilometer oberhalb des Geschiebesammlers ist mit Buhnen befestigt. Weiter flussaufwärts sind eine Vielzahl von grösseren und kleineren Schwellen eingebaut. Auch die grösseren Seitenzubringer der Grossen Schliere sind teilweise stark ausgebaut.

Hydrologie: An der Grossen Schliere befindet sich keine Abflussmessstation. Deshalb wurde die Abflussganglinie des Zeitraumes von 1984 bis 2007 mit dem bereits für andere Gebiete verwendeten Modell PREVAH simuliert. Aufgrund der Tatsache, dass das BAFU für die benachbarte Kleine Schliere in Alpnach eine Abflussmessstation betreibt, wurde beschlossen, auch für dieses Einzugsgebiet eine Abflusssimulation durchzuführen. Der Vergleich der beiden Modellganglinien lässt die Vermutung zu, dass die Abflusstenstehung in den beiden ähnlichen Einzugsgebieten nicht grundsätzlich unterschiedlich ist. Es wurde schliesslich entschieden, die für die Geschiebetransportberechnungen notwendige Ganglinie der Grossen Schliere auf der Basis der Messung in der Kleinen Schliere und unter Verwendung eines Vergrösserungsfaktors abzuschätzen. Dabei gilt $Q_{\text{GrosseSchliere}} = f * Q_{\text{KleineSchliere}}$, wobei $f = 1.21 - 0.0011 * Q_{\text{KleineSchliere}}$. Details zu dieser Abflussbestimmung in der Grossen Schliere sind in WSL (2014e) gegeben.

Um Angaben zum Abfluss an mehreren Stellen entlang des Gerinnes zu erhalten, wurde das Einzugsgebiet der Grossen Schliere in sieben Teileinzugsgebiete aufgeteilt (mehrere kleine, seitliche Wildbacheinzugsgebiete wurden jeweils zu einem grösseren zusammengefasst). Der abgeschätzte Abfluss wurde flächenanteilmässig auf die Teileinzugsgebiete aufgeteilt.

Kornverteilungen: Auch in der Grossen Schliere wurde das Gerinne nach geomorphologischen Faktoren in quasi-homogene Abschnitte unterteilt. Für jeden Abschnitt wurden mehrere Linienzahlanalysen aufgenommen (insgesamt an 29 Standorten, Abb. 7e) und daraus eine repräsentative Kornverteilung erstellt. Für die Geschiebetransportberechnungen mit *sedFlow* wurden eine gröbere Kornverteilung der Deckschicht und eine feinere Kornverteilung der Unterschicht umgerechnet. Die Standortwahl für die Linienproben wurde durch erhöhte Abflüsse während der Schneeschmelze erschwert.

Daten Geschiebetransport: Zur Beurteilung der Modellberechnungen mit *sedFlow* liegen Schätzungen zu entnommenen Materialmengen aus dem Geschiebesammler Schlierenrüti vor. Der Sammler befindet sich am unteren Ende der Simulationsstrecke. Die Schätzungen beziehen sich auf verschiedene Perioden im Zeitraum von 1984 bis 2008. Die uns zur Verfügung stehenden Angaben stammen einerseits aus der SOLID-Datenbank des BAFU und andererseits aus den Unterlagen des Ingenieurbüros ZEO AG in Alpnach/Giswil, das für die flussbauliche Betreuung der Grossen Schliere zuständig ist. Einige Diskrepanzen zwischen den beiden Quellen mussten dabei geklärt werden (vgl. Böckli *et al.* 2014b). Für die Kalibrierung des Modelles wurde vor allem die transportierte

Geschiebefracht während des Hochwasserereignisses vom August 2005 abgeschätzt. Es handelt sich mit 50'000-80'000 m³ um die grösste seit 1984 angefallene Geschiebefracht.

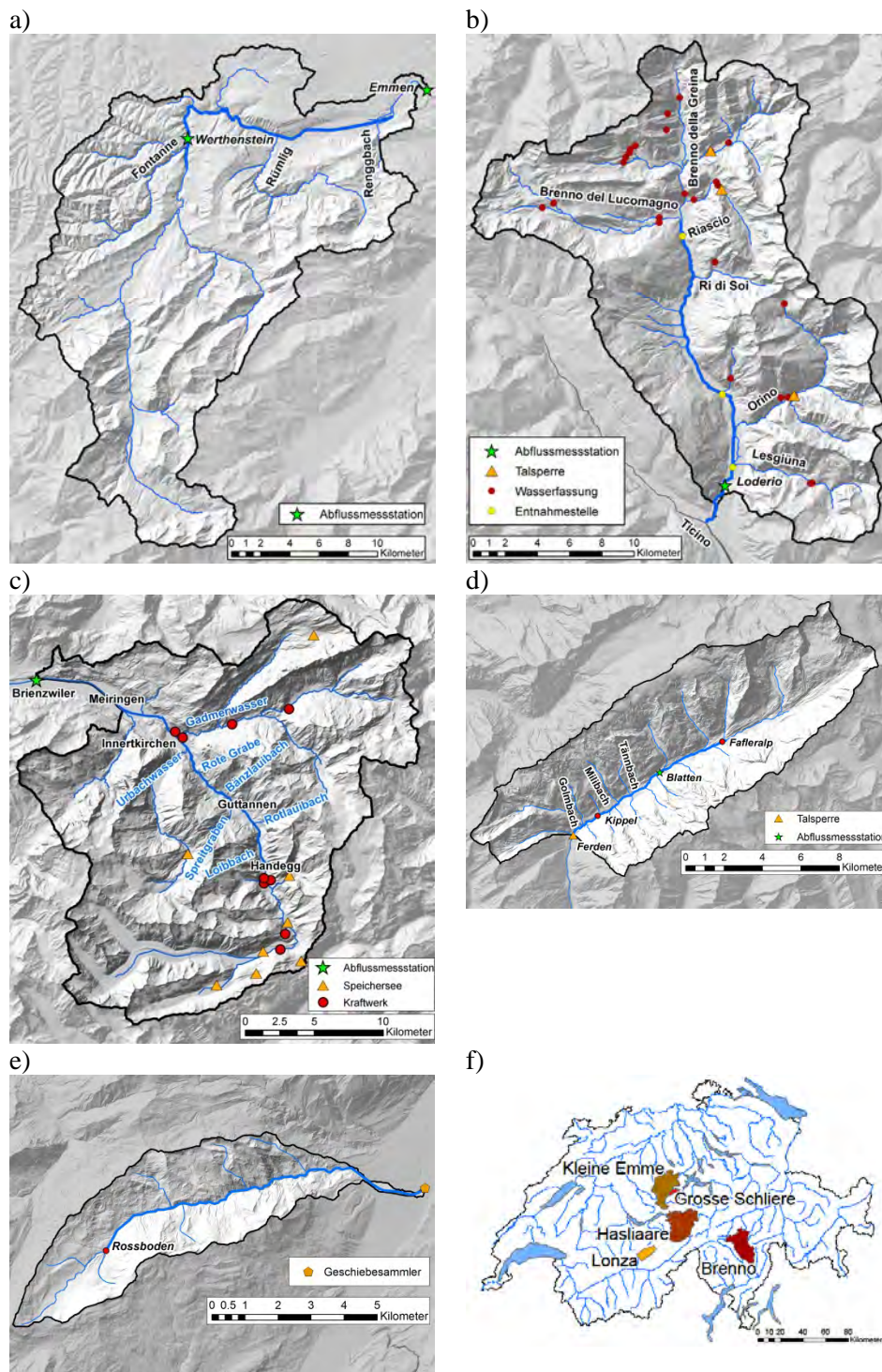


Abb. 7 Übersichtskarten der Einzugsgebiete der in der vorliegenden Studie untersuchten Gebirgsflüsse: (a) Kleine Emme vom Mariental bis zur Abflussmessstation in Emmen LU; (b) Brenno vom Lukmanier- bzw. Greinapass bis zur Abflussmessstation Loderio bei Biasca TI; (c) Hasliaare von der Quelle auf dem Grimselpass bis zur Abflussmessstation in Brienzwiler BE; (d) Lonza vom Anungletscher bis zum Staubecken Ferden VS; (e) Grosse Schliere vom Glaubenbergpass bis zum Zufluss in die Sarner Aa. (f) Übersicht zur Lage der Einzugsgebiete.

Tabelle 1 Wichtigste Charakteristika der untersuchten Gebirgsflüsse und der entsprechenden Einzugsgebiete.

	Kleine Emme	Brenno	Hasliaare	Lonza	Gr. Schliere
Fläche EZG ^(A) [km ²]	478 ^(A)	397 ^(A)	554 ^(A) / 531 ^(B)	78 ^(A) / 131 ^(B)	27 ^(B)
Mittl. Höhe BAFU-EZG [m ü. M.]	1050	1820	2150	2630	–
Länge Simulationsstrecke [km]	19.4	21.8	17.2	9.5	11.6
Mittlere Neigung Sim.strecke [%]	0.8	2.6	3.8	4.7	7.7
Schwellen oder Sperren	ja	nein	nein	nein	ja
Kanalisierte Abschnitte	ja	nein	wenige	nein	wenige
Wasserkraftnutzung (Sim.strecke)	gering	stark	stark	nein	nein
Zubringer mit Murgangaktivität	nein	ja	ja	ja	ja
Anzahl Messstationen	2	1	1	1	0 ^(C)

(A) Fläche bis zur BAFU-Abflussmessstation (Kleine Emme, Brenno, Hasliaare)

(B) Fläche bis zum unteren Ende der Simulationsstrecke (Hasliaare, Lonza, Grosse Schliere)

(C) Es wurden Abflussdaten aus der benachbarten Kleinen Schliere verwendet und angepasst

Im Kapitel 4 sind verschiedene Simulationsergebnisse diskutiert, wobei oft die transportierte Geschiebefracht und die Sohlenänderungen entlang der Untersuchungsstrecke dargestellt sind. Zur Orientierung sind in solchen Grafiken vertikale Striche eingetragen, welche sich auf Verortungen wie Einmündungen von Seitenbächen oder Ortschaften beziehen (Abb. 8–10). Diese Verortungen sind hier dargestellt zusammen mit dem Längsprofil, dem Gerinnegefälle sowie den gemessenen Korngrößen: für die Kleine Emme in Abbildung 8, für den Brenno in Abbildung 9 und für die Hasliaare in Abbildung 10.

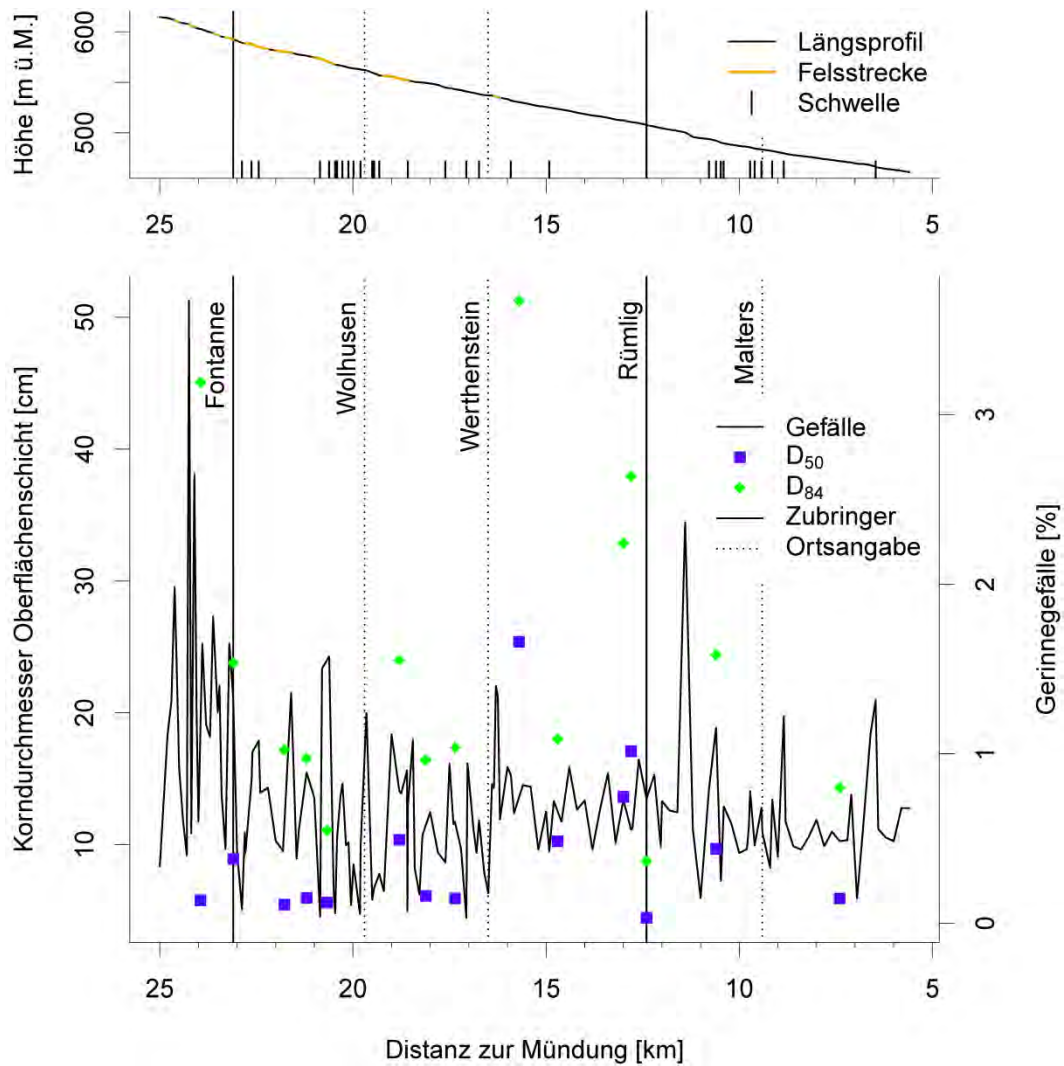


Abb. 8 Kleine Emme. Oben: Längsprofil entlang der Simulationsstrecke mit Lokalisierung der Felsstrecken und der Schwellen. Unten: Charakteristische Korndurchmesser D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht sowie Gerinnegefälle entlang der Simulationsstrecke. Die Einmündung von Seitenbächen und einige Ortschaften sind zur genaueren Orientierung angegeben.

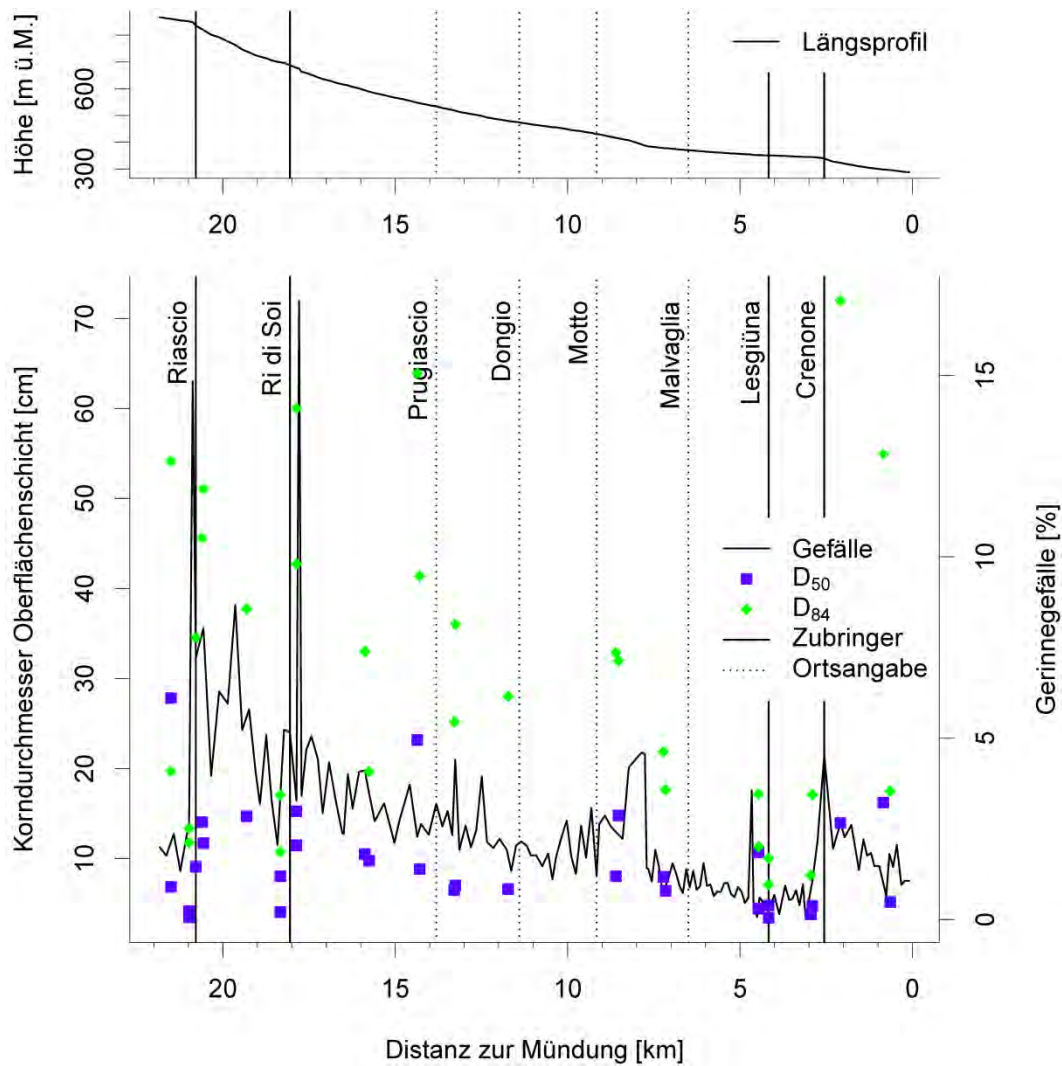


Abb. 9 Brenno. Oben: Längsprofil entlang der Simulationsstrecke. Unten: Gerinnegefälle und charakteristische Korndurchmesser D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht entlang der Simulationsstrecke.¹ Die Einmündung von Seitenbächen und einige Ortschaften sind zur genaueren Orientierung angegeben.

¹ In Rickenmann *et al.* (2014a) sind in Bild 4 irrtümlicherweise die Daten der Unterschicht dargestellt.

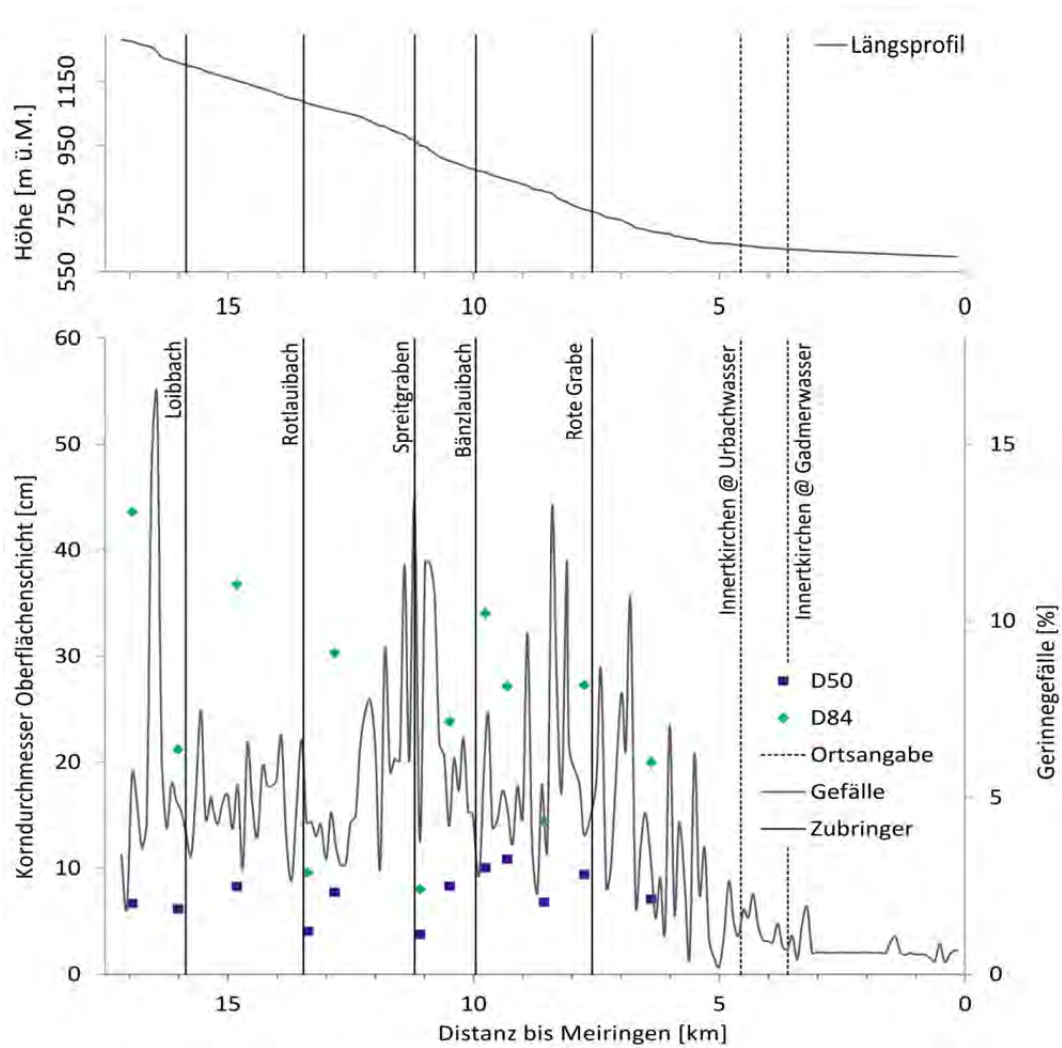


Abb. 10 Hasliaare. Oben: Längsprofil entlang der Simulationsstrecke. Unten: Gerinnegefälle und charakteristische Korndurchmesser D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht entlang der Simulationsstrecke. Die Einmündung von Seitenbächen und einige Ortschaften sind zur genaueren Orientierung angegeben.

4 Diskussion der Simulationsresultate und Sensitivität der Eingabe- und Modellparameter

4.1 Wahl der Formel für den Geschiebetransport

Bei der Kalibrierung für die Kleine Emme zeigte sich, dass mit den Geschiebetransportformeln sowohl von Rickenmann (2001) (Bestvariante, Abb. 11) als auch von Wilcock und Crowe (2003) (Abb. 12) plausible Resultate erreicht werden konnten. Vergleicht man die Simulationsresultate der Bestvariante mit den Beobachtungen, so wird die transportierte Geschiebefracht insgesamt sehr gut abgebildet (Abb. 11a), während die Sohlenänderungen nur teilweise zufriedenstellend simuliert werden (Abb. 11b). Die Kornverteilungen (charakterisiert durch das D_{50} und D_{84} in Abb. 11d, 11e) sind über weite Bereiche für den Anfangs- und Endzustand recht ähnlich. Auf den obersten ca. 4 km ergibt sich bei der Modellierung eine z.T. deutliche Vergröberung, welche auf die vielen Felsstrecken in diesem Abschnitt (mit einer dünnen Alluvionsschicht im Modell) zurückzuführen ist.

Für die Kleine Emme konnte ebenfalls ein gutes Simulationsresultat mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) erreicht werden (Abb. 12), wobei ein konstanter Sandanteil von $F_s = 0.20$ angenommen wurde. Der Sandanteil beeinflusst die Grösse der sogenannten Referenzschubspannung, welche einen ähnlichen Einfluss auf den Geschiebetransport hat wie die kritische dimensionslose Sohlenschubspannung (oder wie der Minimalwert $\theta_{c50,min}$) bei einer Grenzwert-basierten Transportformel wie derjenigen von Rickenmann (2001). Mit einem Sandanteil von $F_s = 0.20$ ergibt sich eine vergleichsweise kleine Referenzschubspannung, und damit erhält man die grössten Geschiebefrachten bei den Berechnungen mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003). Weitere Erhöhungen des Sandanteils über 20 % hinaus führen zu vernachlässigbaren Verminderungen der Referenzschubspannung. Diese Simulation wurde mit der gleichen Anfangs-Kornverteilung (wie bei der Bestvariante mit der Transportformel von Rickenmann 2001) durchgeführt, und sie ergibt für einige Abschnitte vor allem im oberen Teil der Untersuchungsstrecke eine feinere End-Kornverteilung. Bezüglich der transportierten Geschiebefracht führt die Simulation mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) zu etwas kleineren Werten für die obersten 8 km und etwas grösseren Werten für die untersten 5 km als die Berechnung mit der Formel von Rickenmann (2001).

Beim Brenno wurde mit der Transportformel von Rickenmann (2001) als Bestvariante eine recht gute Übereinstimmung der Simulationsresultate mit den Beobachtungen erreicht (Abb. 13a). Nach dem Zusammenfluss des Brenno mit dem Ri di Soi bei km 18 wird über eine Strecke von 2 km eine zu kleine Geschiebefracht berechnet. Flussabwärts der Geschiebeentnahme bei km 9, welche im Modell nicht berücksichtigt wurde, wird die berechnete Fracht über eine Strecke von 3 km überschätzt. Die Sohlenänderungen werden ebenfalls recht zufriedenstellend simuliert (Abb. 13b). Es ergeben sich aber auch einige Abweichungen. Kurz vor der Mündung des Riascio bei km 21 wird eine Erosion von bis zu 1 m simuliert, während gemäss der Beobachtung eine Auflandung auftrat. Beim Eintritt des Riascio und 500 m flussabwärts ergeben sich in der Simulation Auflandungen von bis zu 2 m. Diese weichen von der Beobachtung ab. Auch die Sohlenerhöhung durch die Sedimenteinträge des Ri di Soi bei km 18 wird im Modell um gut einen Meter überschätzt. Zwischen km 9.3 und km 5 werden im Modell Sohlenerhöhungen bis zu einem Meter berechnet, die in der Beobachtung vermutlich wegen der (nicht simulierten) Ausbaggerung von Geschiebe nicht vorkommt. Die Kornverteilungen (charakterisiert durch das D_{50} und D_{84} in Abb. 13d, 13e) sind über viele Bereiche recht ähnlich für den Anfangs- und Endzustand. Hingegen musste vor allem bei lokalen Verteilungen (Knickpunkten im Längsprofil) eine eher grobe Anfangs-Kornverteilung gewählt werden, damit diese Knickpunkte in der Simulation nicht zu stark erodiert und das lokale Längsprofil nicht ausgeglichen wurde. An diesen Orten ist auch z.T. eine weitere Vergröberung für den Endzustand der Kornverteilungen festzustellen.

Für den Brenno konnte mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) ein passables Simulationsresultat erreicht werden (Abb. 14), wobei ein konstanter Sandanteil von $F_s = 0.20$ angenommen wurde. Diese Simulation wurde mit der gleichen Anfangs-Kornverteilung wie bei der Bestvariante mit der Transportformel von Rickenmann (2001) durchgeführt; die simulierten End-Kornverteilungen für D_{84} liegen bei beiden Transportformeln trotz unterschiedlicher Versteckfunktionen in einem ähnlichen Bereich (während die simulierten End-Kornverteilungen für D_{50} bei der Formel von Wilcock und Crowe (2003) etwas kleiner sind). Bezüglich der transportierten Geschiebefracht ergibt die Simulation mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) generell (bis zu 50 %) kleinere Werte für die obersten 18 km und etwas grössere Werte für die untersten 4 km als die Formel von Rickenmann (2001).

Bei den Simulationen mit der Transportformel nach Rickenmann (2001) besteht für die Kleine Emme eine Tendenz, dass Unterschiede in den lokalen Gefällen über die Simulationsperiode teilweise ausgeglichen werden (Abb. 11c); beim Brenno betrifft dies einige steilere Abschnitte und die Strecke von km 8 bis km 4.5 (Abb. 12c). Vor allem bei flacheren und kürzeren Gerinneabschnitten können in diesem Fall die simulierten Sohlenänderungen so gross sein, dass die Gefälleänderungen betragsmässig in einem ähnlichen Bereich sind wie die Gefälleunterschiede zwischen nachfolgenden Gerinneabschnitten, womit eine Tendenz zum Gefälleausgleich resultiert.

Es kann vermutet werden, dass die geringen beobachteten Sohlenänderungen in der Kleinen Emme weitgehend im Bereich des «Rauschens» liegen in Bezug auf die Unsicherheit der relativ einfachen Geschieberegnerungen. Beim Brenno hingegen sind die beobachteten Sohlenänderungen grösser und liegen daher eher in einem Bereich, welcher durch die Simulationen einigermaßen zuverlässig abgebildet werden kann.

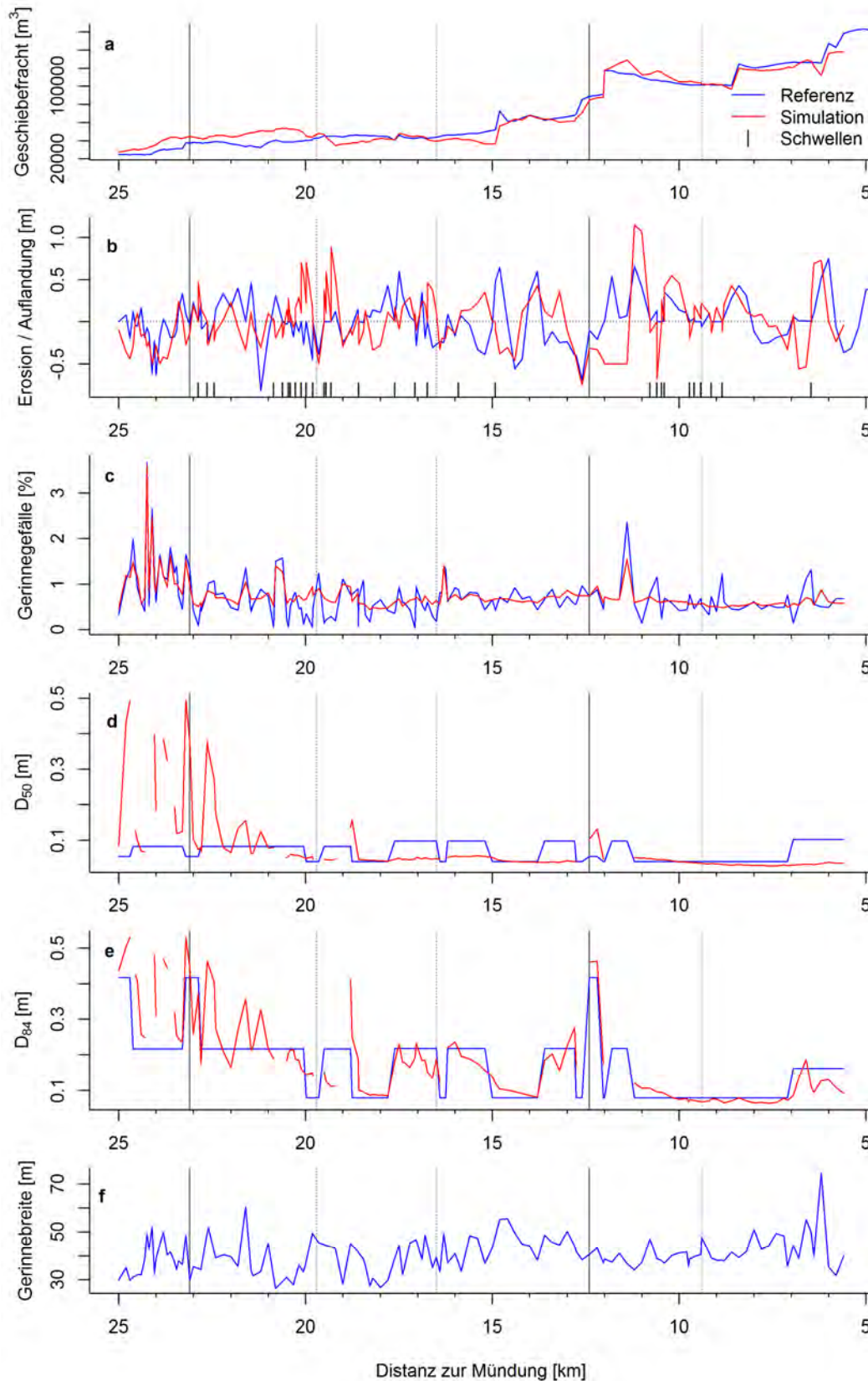


Abb. 11 Kleine Emme. Simulationsergebnisse der Bestvariante mit der Transportformel von Rickenmann (2001) für die Eichperiode von 2000 bis 2005, berechnet mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2013) (mit Gl. 1a, 2a, 3b,c,d mit $\theta_{c50,min} = 0.06$). Dargestellt sind die Geschiebefracht, die Sohlenänderung (Erosion bzw. Auflandung), das Gerinnegefälle, die charakteristischen Korngrößen D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht sowie die Gerinnebreite. Referenz = Messung bzw. Anfangszustand, Simulation = berechneter Endzustand. Die Beschriftungen zu den Verortungen sind in Abbildung 7 angegeben.

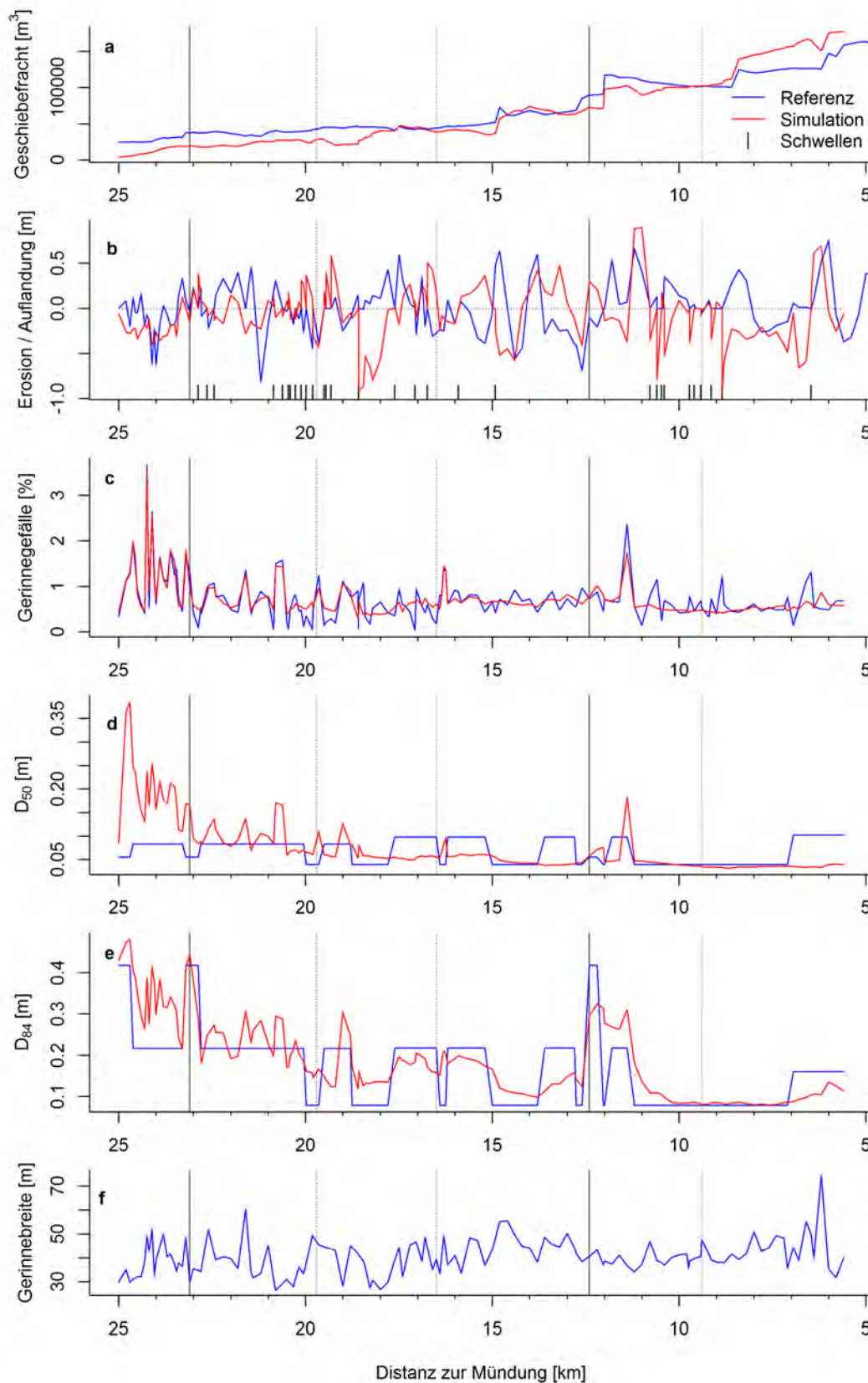


Abb. 12 Kleine Emme. Simulationsergebnisse für die Eichperiode von 2000 bis 2005, gerechnet mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003), mit konstantem Sandanteil von $F_s = 0.20$ (mit Gl. 3d,e,f). Dargestellt sind die Geschiebefracht, die Sohlenänderung (Erosion bzw. Auflandung), das Gerinnegefälle, die charakteristischen Korngrößen D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht sowie die Gerinnebreite. Referenz = Messung bzw. Anfangszustand, Simulation = berechneter Endzustand. Die Beschriftungen zu den Verortungen sind in Abbildung 7 angegeben.

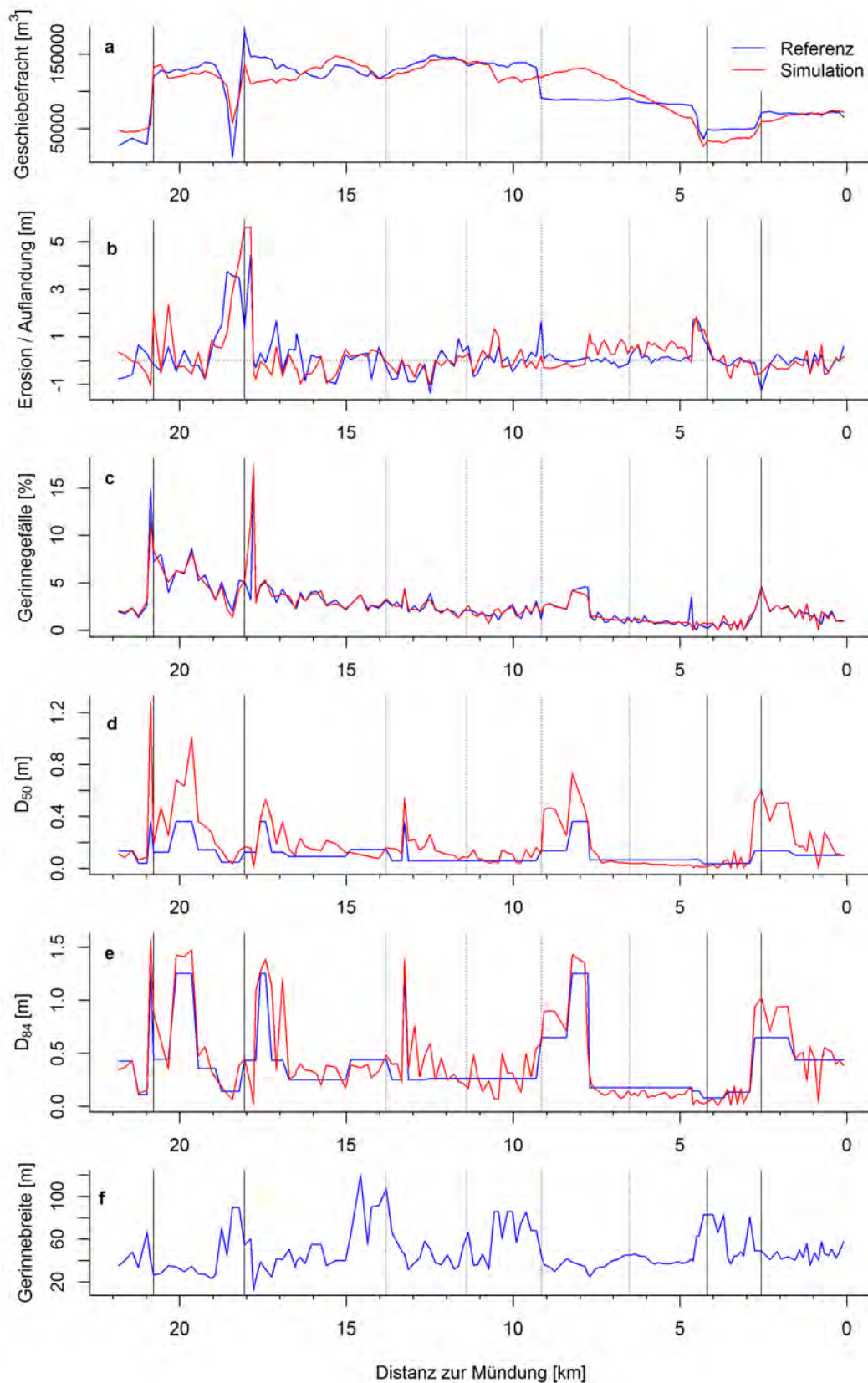


Abb. 13 Brenno. Simulationsergebnisse der Bestvariante mit der Transportformel von Rickenmann (2001) für die Eichperiode von 1999 bis 2009, berechnet ohne Versteckeffekte (mit Gl. 1a, 2a, 3a mit $m=0$, 3c mit $\theta_{c50,min} = 0.10$). Dargestellt sind die Geschiebefracht, die Sohlenänderung (Erosion bzw. Auflandung), das Gerinnegefälle, die charakteristischen Korngrößen D_{50} und D_{84} der oberflächennäheren Schicht sowie die Gerinnebreite. Referenz = Messung bzw. Anfangszustand, Simulation = berechneter Endzustand. Die Beschriftungen zu den Verortungen sind in Abbildung 8 angegeben.

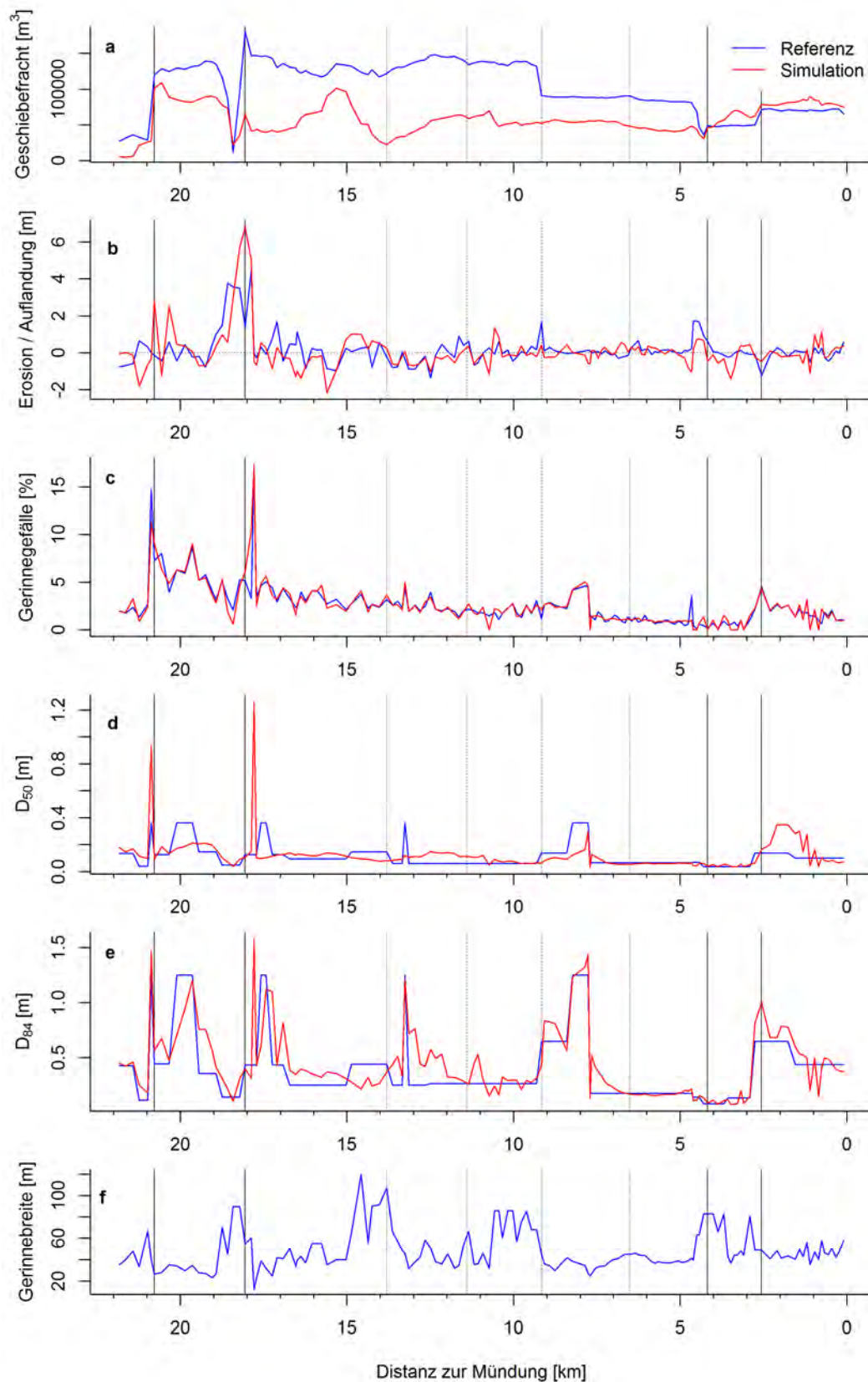


Abb. 14 Brenno. Simulationsergebnisse für die Eichperiode von 1999 bis 2009 mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003), mit konstantem Sandanteil von $F_s = 0.20$ (mit Gl. 3d,e,f). Dargestellt sind die Geschiebefracht, die Sohlenänderung (Erosion bzw. Auflandung), das Gerinnegefälle, die charakteristischen Korngrößen D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht sowie die Gerinnebreite. Referenz = Messung bzw. Anfangszustand, Simulation = berechneter Endzustand. Die Beschriftungen zu den Verortungen sind in Abbildung 8 angegeben.

Bei den Simulationen in der Lonza für das Hochwasser 2011 sowie in der Grossen Schliere für das Hochwasser 2005 wurden mit der Transportformel von Rickenmann (2001) ebenfalls plausible Resultate erhalten. Dabei wurde ebenso wie in der Kleinen Emme und im Brenno für die Geschiebetransportberechnung bei der Bestimmung des reduzierten Energieliniengefälles ein Exponent von 1.5 verwendet. Auch für andere nachgerechnete Hochwasserereignisse in der Schweiz ergibt ein Exponent von 1.5 generell plausible Werte (Nitsche *et al.* 2011, 2012).

Bei den Langzeitsimulationen in der Lonza für die Periode 1976 bis 2011 wurde mit der Formel von Rickenmann (2001) der Geschiebetransport, bei gleichen Modelleinstellungen wie für das Hochwasser 2011, hingegen um etwa einen Faktor 15 bis 25 überschätzt (s. Abschnitt 4.7). Mit der Verwendung eines Exponenten von 2 beim reduzierten Energieliniengefälle wurde der Geschiebetransport für die Langzeitsimulationen in der Lonza im Mittel nur noch um einen Faktor 6 bis 8 überschätzt.

Für das Hochwasser 2011 in der Lonza führte die Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) zu ähnlich plausiblen Ergebnissen wie die Formel von Rickenmann (2001), wenn beim reduzierten Energieliniengefälle ebenfalls ein Exponent von 1.5 verwendet wurde. Bei den Langzeitsimulationen ergab die Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) ebenfalls plausible Resultate, wenn entweder der Sandanteil auf $F_s = 0.05$ gesetzt wurde (im Mittel mit einer 1.3-fachen Überschätzung des beobachteten Geschiebetransportes) oder wenn bei einem Sandanteil von $F_s = 0.20$ ein Exponent von 2 beim reduzierten Energieliniengefälle verwendet wurde (im Mittel mit einer 1.7-fachen Unterschätzung des beobachteten Geschiebetransportes).

Für das Hochwasser 2005 in der Grossen Schliere wurde für die beobachtete Geschiebefracht im Sammler mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) bei Annahme eines Sandanteils von $F_s = 0.10$ ebenfalls ein plausibles Resultat berechnet (s. Abschnitt 4.7).

Bei den Simulationen in der Hasliaare für das Hochwasser 2005 sowie für ganze Jahre mit der Transportformel von Rickenmann (2001) war eine Limitierung der Froude-Zahl auf maximal 0.9 nötig, um plausible Resultate zu erhalten (s. Abschnitt 4.8). Für das Hochwasser 2005 in der Hasliaare wurden auch einige Berechnungen mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) durchgeführt. Dabei ergaben sich mit einem Sandanteil von $F_s = 0.05$ und einer Limitierung der maximalen Froude-Zahl auf 0.9 ebenfalls plausible Resultate für die Berechnungen von Handegg bis zur Aareschlucht. Allerdings nahm der Geschiebetransport zwischen der Aareschlucht und Meiringen von etwa 10'000 m³ auf etwa 30'000 m³ relativ stark zu, was aufgrund der Gefälle- und Abflussverhältnisse in diesem Gerinneabschnitt als wenig plausibel erscheint.

4.2 Wahl der hydraulischen Berechnungsoption

Für den Brenno wurde untersucht, inwieweit sich die drei unterschiedlichen Optionen der Abflussberechnung auf die Simulationsergebnisse auswirken (s. auch Abschnitt 2.1): (i) flow routing mittels kinematischer Welle und implizitem Berechnungsverfahren kombiniert mit Gl. (1b); (ii) flow routing mittels kinematischer Welle und explizitem Berechnungsverfahren kombiniert mit Gl. (1a) oder (1b); (iii) vereinfachte hydraulische Berechnung mit Annahme Normalabfluss mit Gl. (1a) oder (1b). Diese Berechnungen wurden für alle Optionen mit den gleichen Eingabeparametern durchgeführt wie bei der Bestvariante für die Eichperiode mit Option (iii) und Gl. (1a). Der Vergleich der Resultate ist in Abbildung 15 dargestellt, für die Variante ohne Seiteneinträge durch Murgänge. Werden auch (z.T. grosse) Geschiebeeinträge durch Murgänge aus dem Riale Riasco, Ri di Soi und Crenone berücksichtigt, ergeben sich qualitativ ähnliche Resultate.

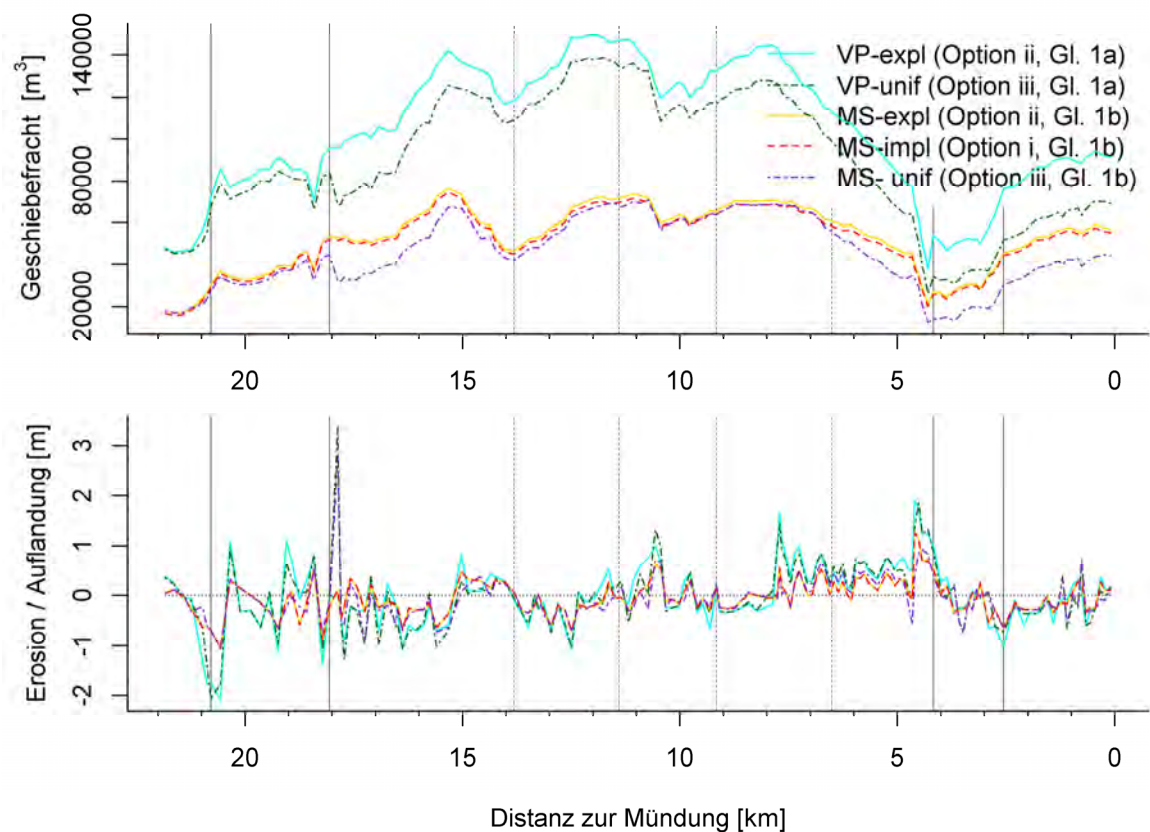


Abb. 15 Brenno. Vergleich der Simulationsergebnisse mit *sedFlow* bei Anwendung eines flow routing Ansatzes (Gl. 1b und kinematische Welle implizit («impl»), Option i; Gl. 1a oder 1b und kinematische Welle explizit («expl»), Option ii) bzw. mit Annahme Normalabfluss («unif») und einer vereinfachten hydraulischen Berechnung (Gl. 1a oder 1b, Option iii). Eine genauere Beschreibung der Optionen der hydraulischen Berechnungen findet sich in Abschnitt 2.1. (VP = variable power Gl. 1a, MS = Manning-Strickler Gl. 1b). Alle Berechnungen wurden mit der Gl. (2a) von Rickenmann (2001) und den Modellparametern der Bestvariante durchgeführt, wobei hier ohne Seiteneinträge durch Murgänge gerechnet wurde.

Die simulierten Geschiebefrachten unterscheiden sich sehr deutlich, je nachdem ob Gl. (1a) oder Gl. (1b) verwendet wird. Beim hier verwendeten Fließgesetz von Manning-Strickler (Gl. 1b) ist der Rauigkeitsbeiwert nach Strickler (k_{St}) nur eine Funktion des Korndurchmessers ($k_{St} = 6.5 g^{0.5} / D_{84}^{0.167}$, mit g = Erdbeschleunigung) und ist vergleichbar mit dem Ansatz von Jäggi (1984) mit $k_{St} = (20-22)/(D_{90}^{0.167})$ (s. auch Abschnitt 2.1). Dieses Fließgesetz ist eigentlich nur für Verhältnisse mit $h/D_{90} >$

ca. 10 geeignet (h = Abflusstiefe, D_{90} = charakteristischer Korndurchmesser) und unterschätzt somit den gesamten Fließwiderstand zum Teil deutlich. Dadurch ergeben sich mit diesem Ansatz im Durchschnitt kleinere Abflusstiefen und damit geringere Transportraten als mit der variable power equation VPE (Gl. 1a), welche den erhöhten Fließwiderstand bei kleineren relativen Abflusstiefen besser abbildet. Für eine gegebenes Fließgesetz bestehen hingegen bei den simulierten Geschiebefrachten nur mässige oder geringe Unterschiede zwischen den Optionen (i), (ii) und (iii). Diese Resultate weisen darauf hin, dass mit Berechnungen ohne flow routing (Option iii) in Gebirgsflüssen plausible Resultate erhalten werden können. Solche Simulationen erlauben zudem auch die Bildung von Gegengefällen bei starkem seitlichem Sedimenteintrag.

4.3 Werte für die Mindestschubspannung bei Beginn des Geschiebetransportes

Für die Bestvarianten konnten bei allen fünf Fallstudien mit der Transportformel nach Rickenmann (2001) plausible Resultate erzielt werden. Neben der Wahl der Geschiebetransportformel hatte auch die Wahl des Minimalwertes ($\theta_{c50,min}$) der dimensionslosen Schubspannung bei Transportbeginn (θ_{c50}) bei den *sedFlow* Simulation einen zusätzlichen Einfluss auf das Niveau der berechneten Geschiebefrachten. Dieser Wert wurde im Rahmen der Kalibrierung ebenfalls optimiert. Die für die fünf Fallstudien gewählten Werte sind in Tabelle 2 zusammengestellt.

Tabelle 2 Gefällebereich der Gerinneabschnitte der fünf Fallstudien und Minimalwert der dimensionslosen Sohlenschubspannung für Transportbeginn bei der *sedFlow* Simulation mit der jeweiligen Bestvariante, berechnet mit der Formel von Rickenmann (2001).

	S (Minimum)	θ_{c50} (Gl. 3c)	S (Mittel)	θ_{c50} (Gl. 3c)	S (Maximum)	θ_{c50} (Gl. 3c)	$\theta_{c50,min}$
Kleine Emme	0.0003	0.020	0.008	0.045	0.037	0.066	0.06
Brenno	0.0005	0.022	0.026	0.060	0.17	0.096	0.1
Hasliaare	0.002	0.032	0.038	0.066	0.16	0.095	0.08
Lonza^(*)	0.022	0.058	0.047	0.070	0.136	0.091	0.08
Grosse Schliere	0.015	0.052	0.077	0.079	0.2 ^(**)	0.100	0.04

(*) Wert für $\theta_{c50,min}$ bezieht sich auf die Periode 1976-2011; (**) ohne Felsstrecken

Der verwendete Wert von $\theta_{c50,min} = 0.10$ für den Brenno mag auf den ersten Blick als hoch erscheinen. Generell liegen die meisten Werte aus Tabelle 2 durchaus in einem plausiblen Bereich, wie der Vergleich mit Daten aus einer neueren Untersuchung zum Transportbeginn (Bunte *et al.* 2013) in Abbildung 16 zeigt. Dabei ist es wichtig nochmals hervorzuheben, dass in *sedFlow* für θ_{c50} der grössere von den beiden Werten $\theta_{c50,min}$ und θ_{c50} (Gl. 3c) verwendet wird. Die kursiven Werte in Tabelle 2 für θ_{c50} (Gl. 3c) zeigen, dass für die Kleine Emme, den Brenno, die Hasliaare und die Lonza der gewählte Wert von $\theta_{c50,min}$ in den meisten Gerinneabschnitten grösser ist als der Wert von θ_{c50} (Gl. 3c). Für die Grosse Schliere dagegen hat die der gewählte Wert von $\theta_{c50,min} = 0.04$ keinen Einfluss auf die Berechnungen, da der Wert von θ_{c50} (Gl. 3c) in allen Gerinneabschnitten grösser ist. Daher ist für die Grosse Schliere in Abbildung 16 kein Wert für $\theta_{c50,min}$ angegeben.

Für das Hochwasser 2011 in der Lonza hat die Wahl des Wertes von $\theta_{c50,min}$ nur einen kleinen, unwesentlichen Einfluss auf das Niveau der transportierten Geschiebefracht (Abb. 17). Dies ist in Übereinstimmung mit den Grenzwert-basierten Geschiebetransportformeln wie derjenigen von Rickenmann (2001), bei welchen für grössere Sohlenbelastungen (wie bei einem starken Hochwasser)

mit $\theta \gg \theta_c$ der Grenzwert für den Transportbeginn keinen grossen Einfluss mehr auf die berechnete Geschiebetransportrate hat.

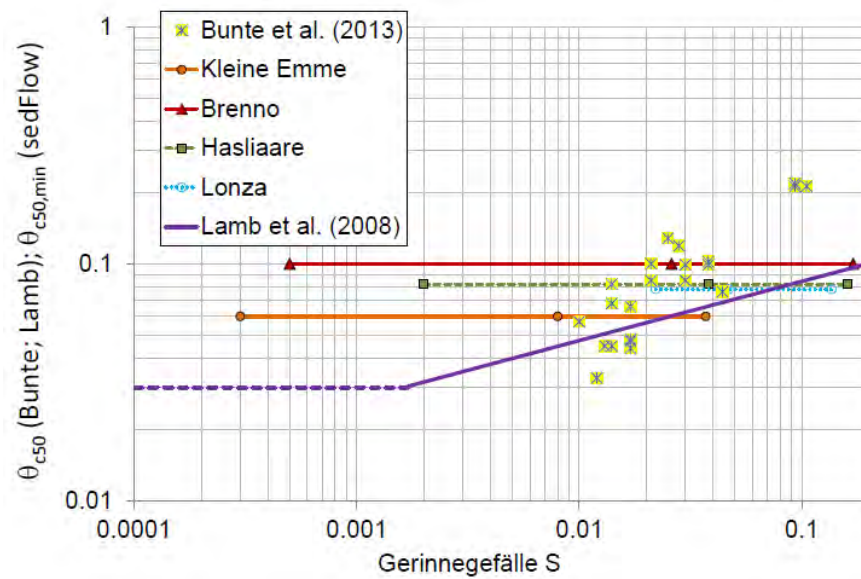


Abb. 16 Vergleich der kritischen dimensionslosen Schubspannung θ_{c50} bei Transportbeginn. Standardmässig gilt in *sedFlow* Gl. (3c) nach Lamb *et al.* (2008) und $\theta_{c50,min} \geq 0.03$. Bei den Simulationen waren aufgrund der Kalibrierung zum Teil grössere Werte für $\theta_{c50,min}$ nötig als gemäss Gl. (3c). Zum Vergleich sind auch Werte für θ_{c50} nach Feldmessungen von Bunte *et al.* (2013) gezeigt.

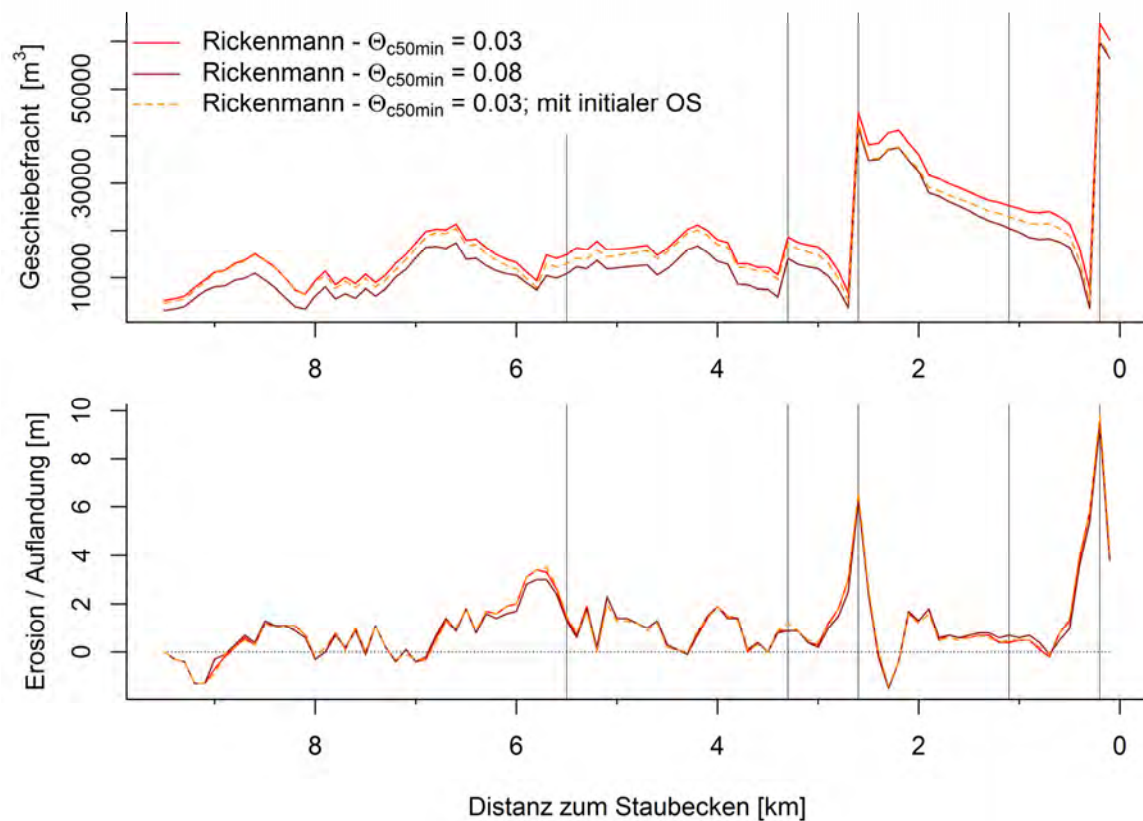


Abb. 17 Lonza. Vergleich der berechneten Geschiebefracht (oben) und Sohlenänderung (unten) für das Hochwasserereignis vom 10.10.2011 bei einer Erhöhung der minimalen Grenzscherbspannung für den Bewegungsbeginn ($\theta_{c50,min}$) und beim Einfügen einer initialen Oberflächenschicht (OS). Berechnungen mit der Transportformel von Rickenmann (2001) ohne Berücksichtigung von Versteckeffekten (Gl. 3a mit Exponent $m = 0$).

Einige neuere Untersuchungen weisen darauf hin, dass die dimensionslose Schubspannung bei Transportbeginn bei Gerinnegefällen grösser als ca. $S = 0.02$ mit zunehmendem Wert für S auch zunimmt (Lamb *et al.* 2008, Recking 2009, Bunte *et al.* 2013, Prancevic *et al.* 2014). Diese Abhängigkeit ist in *sedFlow* grundsätzlich über den Ansatz von Lamb *et al.* (2008) berücksichtigt.

4.4 Wahl der Versteckfunktion

Für die Kleine Emme wurde der Einfluss der Wahl unterschiedlicher Versteckfunktionen auf die Simulationsergebnisse untersucht. Diese Funktion beeinflusst die kritische Schubspannung bei Transportbeginn für die verschiedenen Kornfraktionen. Die vergleichenden Berechnungen wurden für die Bestvariante mit der Transportformel von Rickenmann (2001) durchgeführt. Wie die Resultate in Abbildung 18 zeigen, ergeben die Versteckfunktionen mit einem Potenzansatz bei sonst gleichen Rahmenbedingungen generell grössere transportierte Geschiebefrachten und führen in gewissen Gerinneabschnitten zu mehr Erosion oder Auflandung als bei der Bestvariante, bei welcher die Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) verwendet wurde.

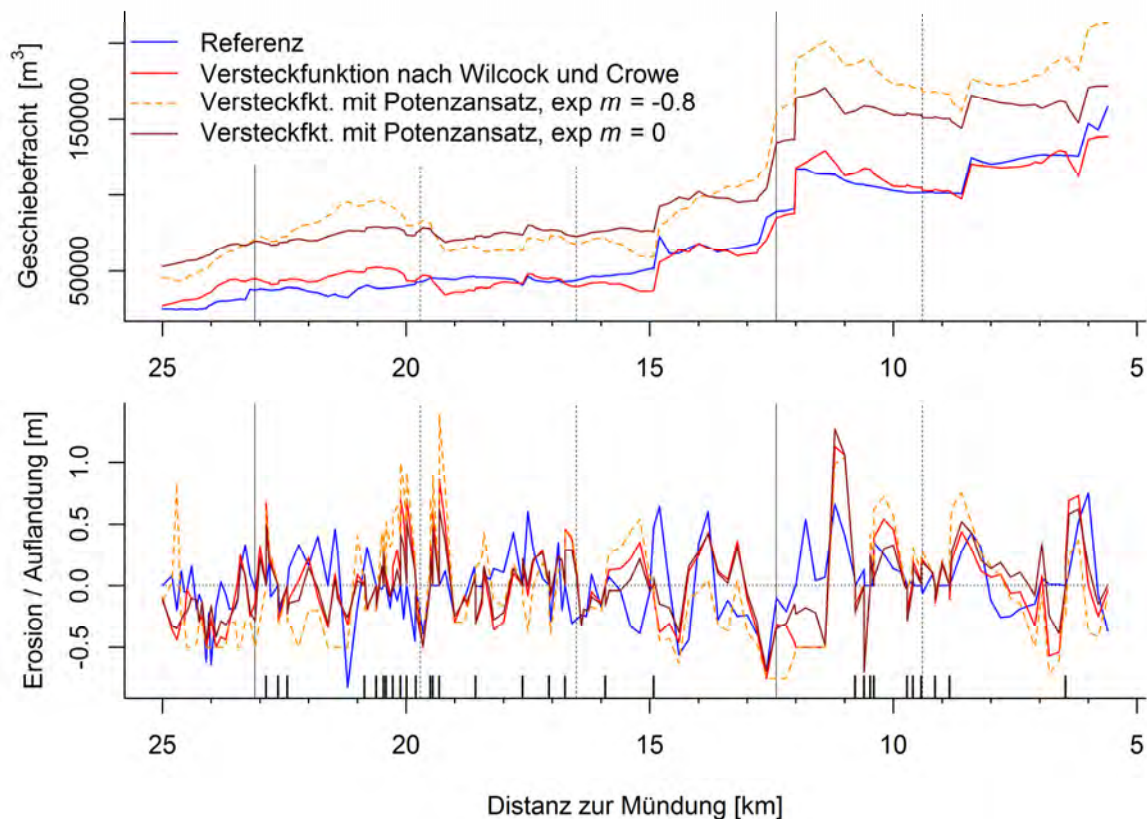


Abb. 18 Kleine Emme. Vergleich der Simulationsergebnisse für unterschiedliche Ansätze der Versteckfunktion. Dargestellt sind die Geschiebefracht und die Sohlenänderungen für die Eichperiode 2000–2005, berechnet mit der Transportformel von Rickenmann (2001). Dabei beziehen sich «exp $m = -0.8$ » bzw. «exp $m = 0$ » auf die Versteckfunktion Gl. (3a) und «Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe» auf die Gl. (3b, 3d). Die rote Linie repräsentiert die Simulationsergebnisse der (kalibrierten) Bestvariante. Bei allen Varianten wurde mit $\theta_{c50,min} = 0.06$ gerechnet.

Beim Brenno wurde für die Bestvariante (mit der Transportformel von Rickenmann (2001) berechnet) für die Eichperiode die Versteckfunktion Gl. (3a) mit $m = 0$ verwendet. Das bedeutet, dass keine Versteckeffekte aktiv sind, und die minimale Schubspannung zur Mobilisierung der Partikel linear vom Korndurchmesser abhängt. Die Versteckfunktionen mit einem Potenzansatz mit $m = -0.8$ (nahe bei «equal mobility» Bedingungen) ergeben für den Brenno bei sonst gleichen Rahmenbedingungen tendenziell grössere Geschiebefrachten und Sohlenänderungen als bei der Bestvariante (Abb. 19). Bei der Wahl der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) ergeben sich bei sonst gleichen Rahmenbedingungen kleinere Geschiebefrachten und damit tendenziell auch kleinere Sohlenänderungen als bei der Bestvariante.

Sowohl bei der Kleinen Emme als auch beim Brenno ergibt sich für die Simulationen für die Eichperiode ein Trend, dass mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) die geringsten Geschiebefrachten berechnet werden. Betrachtet man allerdings ein Hochwasserszenario mit seitlichen Sedimenteinträgen für den Brenno, so ist dies für den obersten Flussabschnitt nicht der Fall (Abb. 20). Für die Hasliaare wurde für die Bestvariante ebenfalls der Einfluss der Wahl von drei verschiedenen Versteckfunktionen untersucht. Dort ergeben sich im Fall eines Hochwasserszenarios ohne seitliche Sedimenteinträge keine wesentlichen Unterschiede in den Geschiebefrachten und Sohlenänderungen zwischen den drei Varianten der Versteckfunktionen.

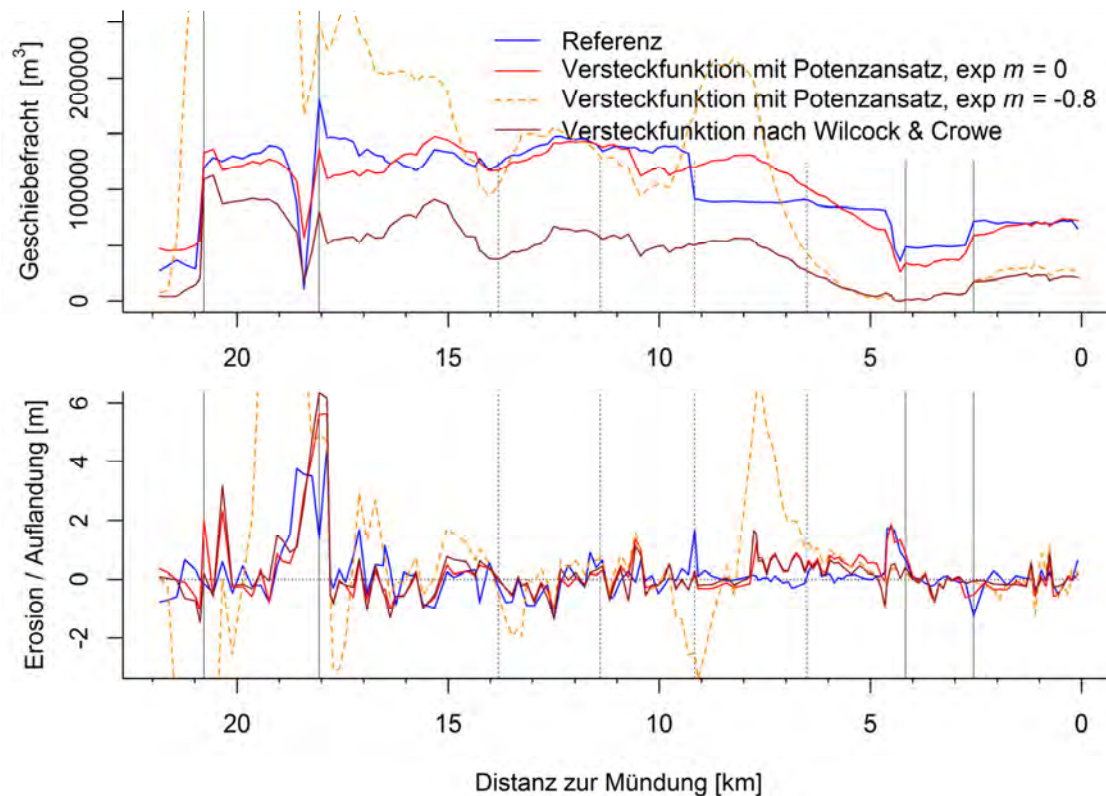


Abb. 19 Brenno. Vergleich von drei unterschiedlichen Ansätzen für die Versteckfunktion. Dargestellt sind die Geschiebefracht (oben) und die Sohlenänderungen (unten) für die Eichperiode 1999 bis 2009. Dabei beziehen sich «exp $m = -0.8$ » bzw. «exp $m = 0$ » auf die Versteckfunktion Gl. (3a) und «Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe» auf die Gl. (3b, 3d). Die rote Linie repräsentiert die Simulationsergebnisse der (kalibrierten) Bestvariante. Bei allen Varianten wurde mit $\theta_{c,50,min} = 0.10$ gerechnet. [Ordinate begrenzt, ohne Maximalwerte]

Für die Lonza wurde für das Hochwasser 2011 überprüft, welchen Einfluss unterschiedliche Versteckfunktionen haben. Gerechnet wurde dabei mit der Transportformel von Rickenmann (2001) mit drei unterschiedlichen Versteckfunktionen sowie mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003). Die relativen Unterschiede in der berechneten Geschiebefracht und Sohlenänderung betragen auf den obersten ca. 7 km bis zu etwa einen Faktor 2, auf den untersten 2.5 km sind sie (bei grösseren absoluten Geschiebefrachten) hingegen nicht sehr bedeutend (Abb. 21).

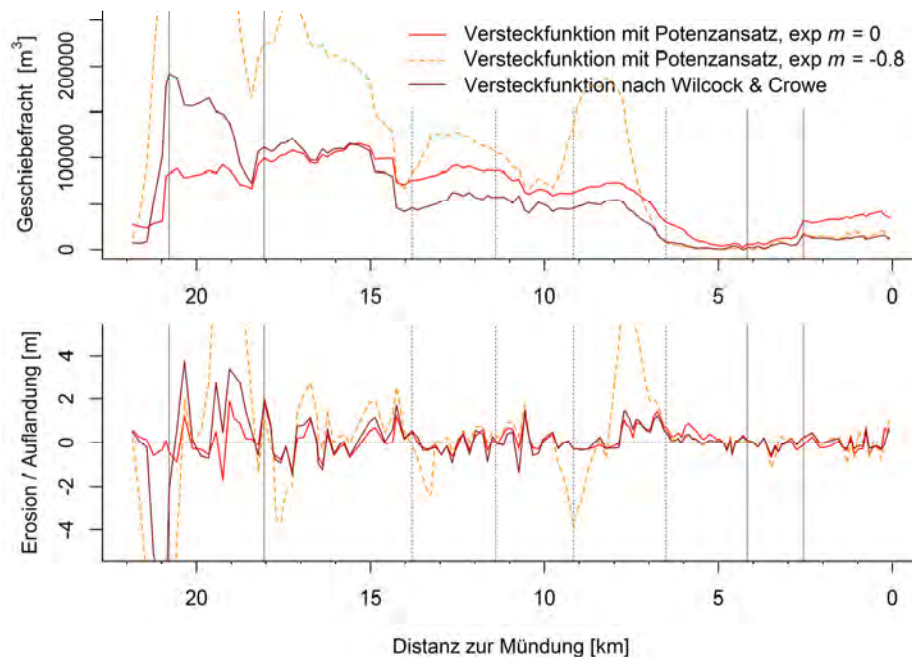


Abb. 20 Brenno. Vergleich von drei unterschiedlichen Ansätzen für die Versteckfunktion. Dargestellt sind der Geschiebetransport (oben) und die Sohlenänderungen (unten) während eines Hochwasserereignisses mit einer hundert jährlichen Hochwasserspitze kombiniert mit einer grossen Wasserfracht und mittleren seitlichen Sedimenteinträgen. Dabei beziehen sich «exp $m = -0.8$ » bzw. «exp $m = 0$ » auf die Versteckfunktion Gl. (3a) und «Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe» auf die Gl. (3b, 3d). Die rote Linie repräsentiert die Simulationsergebnisse der (kalibrierten) Bestvariante. Bei allen Varianten wurde mit $\theta_{c50,min} = 0.10$ gerechnet. [Ordinate begrenzt, ohne Maximalwerte]

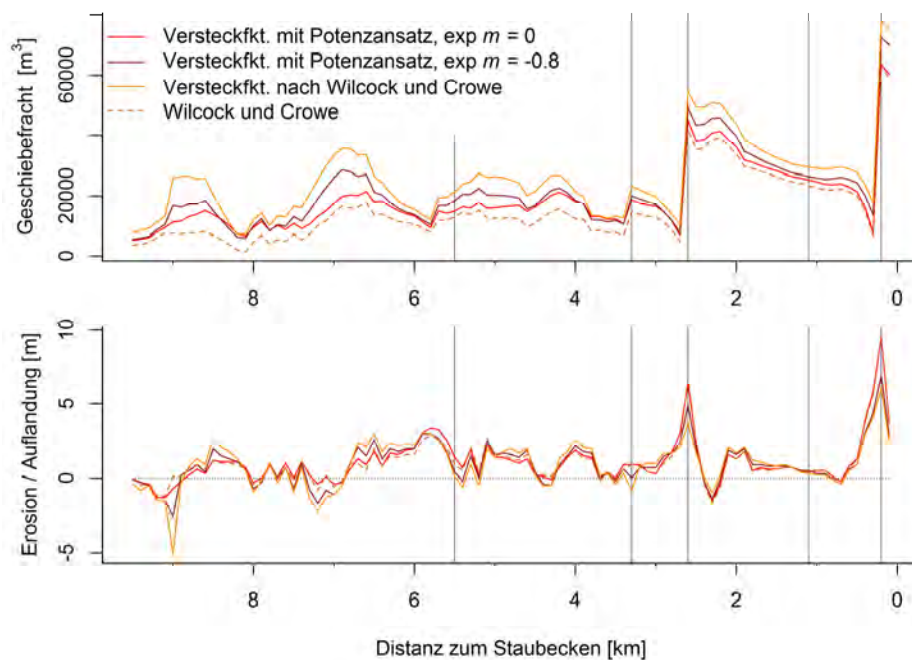


Abb. 21 Lonza. Simulationsergebnisse mit verschiedenen Formelansätzen. Dargestellt sind die Geschiebetransport (oben) und die Sohlenänderung (unten) beim Hochwasserereignis vom 10.10.2011. Gerechnet wurde mit der Transportformel von Rickenmann (2001) in Kombination mit verschiedenen Versteckfunktionen (durchgezogene Linien) und mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) mit Sandanteil von $F_s = 0.20$ (gestrichelte Linie). Dabei beziehen sich «exp $m = -0.8$ » bzw. «exp $m = 0$ » auf die Versteckfunktion Gl. (3a) und «Versteckfkt. Nach Wilcock und Crowe» auf die Gl. (3b, 3d). Bei allen Varianten mit der Transportformel von Rickenmann (2001) wurde mit $\theta_{c50,min} = 0.03$ gerechnet.

4.5 Sensitivität der Eingabeparameter für Kleine Emme und Brenno

Für die Sensitivitätsanalyse in der Kleinen Emme wurden die Werte der Eingabeparameter, im Vergleich zur Bestvariante, für die Kornverteilungen, den Minimalwert der kritischen Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$), die Gerinnebreiten und die Abflussganglinien um $\pm 30\%$ variiert. Für die Änderung der Kornverteilung wurden die Durchmesser der Kornfraktionen verändert, die eigentlichen Massenangaben wurden belassen. In Abbildung 22 sind die Geschiebefrachten und die Sohlenveränderungen von 81 Simulationen abgebildet. Dabei wurde jede mögliche Kombination der variablen Parameter (Referenzwert, Minimal- und Maximalwert) aus Kornverteilung, kritischer Schubspannung, Gerinnebreite sowie Ganglinie gebildet. Betrachtet man die beiden mittleren Quartile (25 % bis 75 % aller simulierten Werte), so ist die Sensitivität der genannten Parameter auf die absoluten Sohlenveränderungen eher gering. Bei den extremen Perzentilen (2.5 % bzw. 97.5 % aller simulierten Werte) ergeben sich in den Abschnitten km 16 bis 11 sowie km 9 bis 6 etwas stärkere Änderungen mit z.T. deutlich erhöhter Sohlenerosion vor allem in lokal steileren Strecken. Bei den Geschiebefrachten ergibt sich bezogen auf einen mittleren Wert von ca. 62'000 m³ (im Bereich von km 13) bei der Bestvariante für das 75 %-Perzentil eine relative Erhöhung um einen Faktor 2.1 und für das 97.5 %-Perzentil um einen Faktor 5.7.

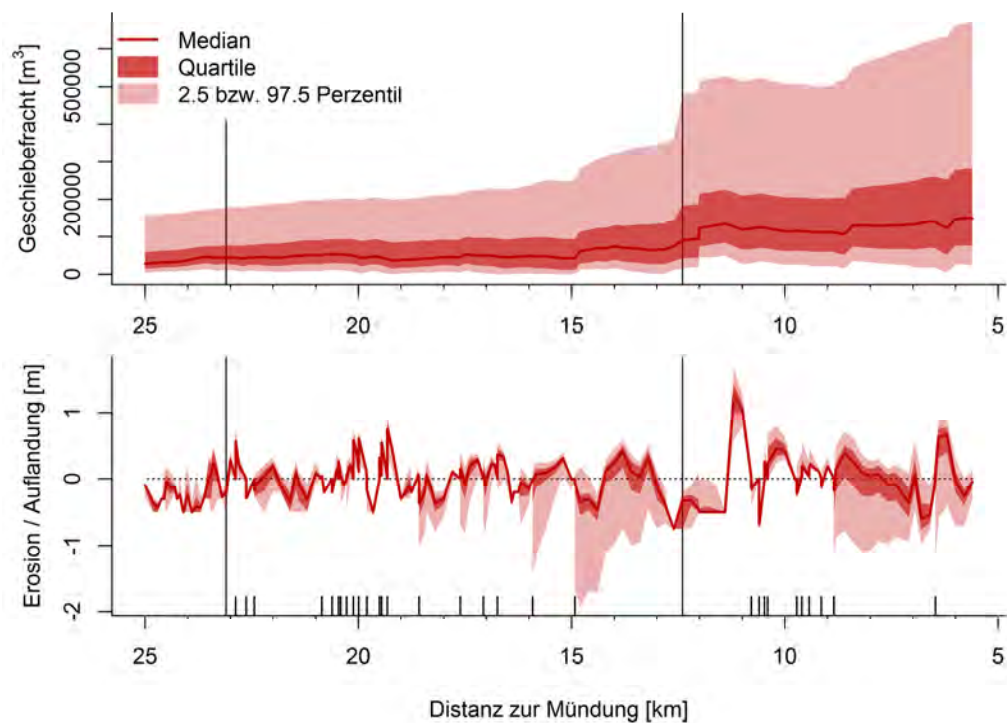


Abb. 22 Kleine Emme. Geschiebefracht (oben) und Sohlenänderung (unten) von 81 Simulationen der Sensitivitätsanalyse für die Kleine Emme. Resultate der Transportformel von Rickenmann (2001), Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) Gl. (3b, 3d). Der Minimalwert der kritischen Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$) hatte die Werte 0.042, 0.06 und 0.078.

Auch für die Sensitivitätsanalyse im Brenno wurden die gleichen Werte der Eingabeparameter, im Vergleich zur Bestvariante, um $\pm 30\%$ variiert. Zusätzlich wurden die Eingabewerte für die seitlichen Sedimenteinträge ebenfalls $\pm 30\%$ variiert. Dabei wurde jede mögliche Kombination der variablen Parameter (Referenzwert, Minimal- und Maximalwert) aus Gerinnebreite, Kornverteilung, kritischer Schubspannung, Ganglinie sowie Sedimenteintrag gebildet, und somit wurden 243

Simulationen durchgeführt (Abbildung 23). Bezogen auf die beiden mittleren Quartile (25 % bis 75 % aller simulierten Werte) ist die Sensitivität der genannten Parameter auf die absoluten Sohlenveränderungen eher gering. Bei den Geschiebefrachten ergibt sich bezogen auf einen mittleren Wert von ca. $125'000 \text{ m}^3$ (im Bereich von km 9) bei der Bestvariante für das 75 %-Perzentil eine relative Erhöhung um einen Faktor 1.5 und für das 97.5 %-Perzentil um einen Faktor 2.6. Die relativen Änderungen bei den Geschiebefrachten sind somit deutlich geringer als bei der Kleinen Emme, was daran liegen dürfte, dass die Geschiebefrachten im Brenno generell auf einem erheblich höheren Niveau liegen als in der Kleinen Emme.

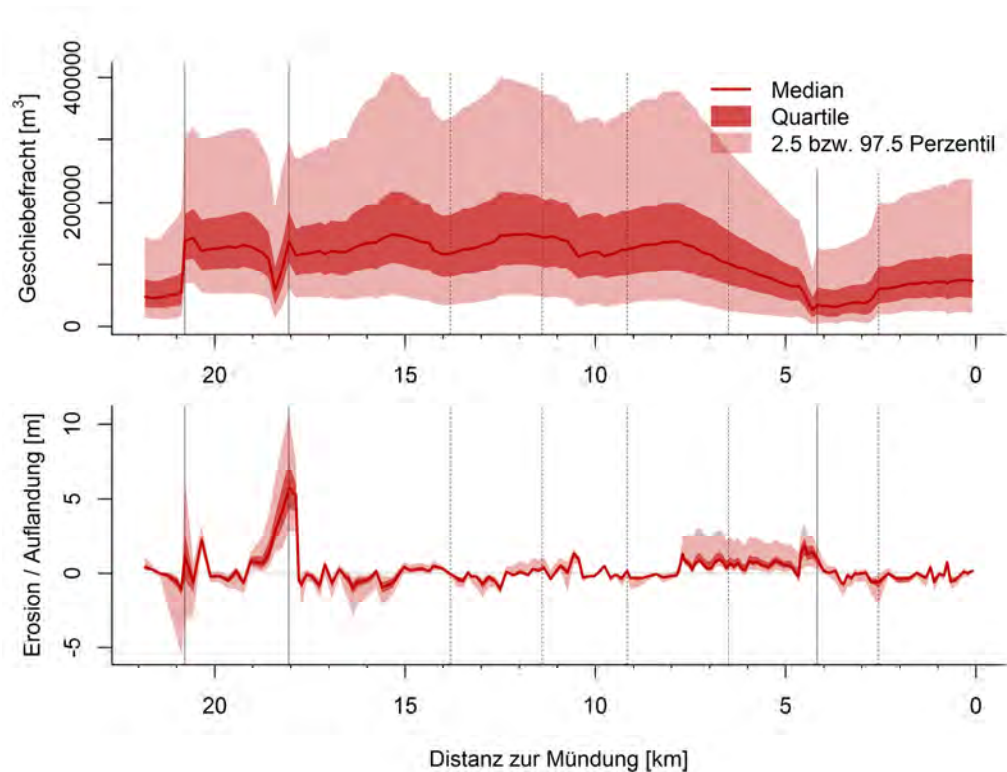


Abb. 23 Brenno. Geschiebefracht (oben) und Sohlenveränderung (unten) von 243 Simulationen der Sensitivitätsanalyse im Brenno. Resultate der Transportformel von Rickenmann (2001), gerechnet ohne Versteckeffekte (d.h. mit dem Exponenten $m = 0$ in Gl. 3a). Der Minimalwert der kritischen Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$) hatte die Werte 0.07, 0.10 und 0.13.

Die Resultate der Sensitivitätsanalyse sind in Abbildung 24 noch für die verschiedenen Parameter einzeln aufgeschlüsselt. In der Ordinate sind dabei die relativen Werte der transportierten Geschiebefracht dargestellt im Verhältnis zum Referenzwert für die Bestvariante. Generell wirken sich ähnliche relative Änderungen der Eingabeparameter in der Kleinen Emme stärker aus als im Brenno. Interessant ist auch, dass die transportierte Geschiebefracht auf eine Änderung von $\theta_{c50,min}$ in der Kleinen Emme deutlich stärker reagiert als im Brenno (relativ betrachtet).

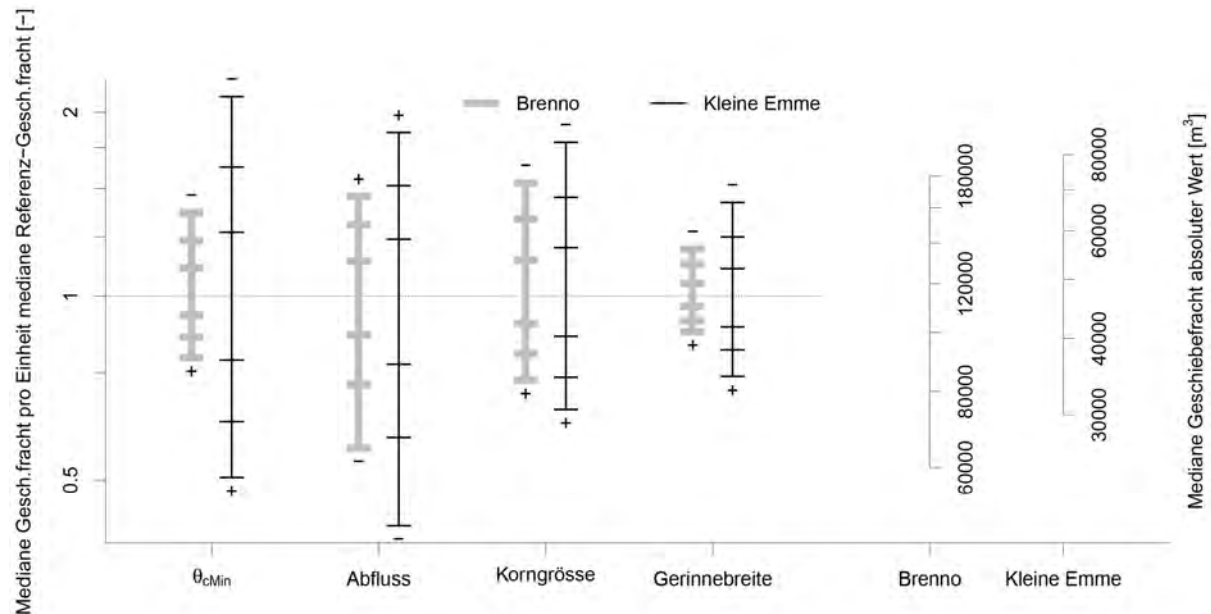


Abb. 24 Vergleich der Sensitivität der einzelnen Parameter auf die Geschiebefracht für den Brenno und die Kleine Emme. In der Ordinate ist der Medianwert des Geschiebetransportes der akkumulierten Geschiebefracht über die simulierte Strecke) abgetragen. Auf der linken Seite sind die relativen Werte im Vergleich zur Bestvariante (horizontale Linie) dargestellt, während auf der rechten Seite die absoluten Werte angegeben sind. Die Markierungen zeigen die Simulationsergebnisse für eine Erhöhung (angezeigt durch plus-Symbol) oder Verminderung (angezeigt durch minus-Symbol) des jeweiligen Modellparameters um 10 %, 20 % oder 30 %.

4.6 Transport bei Hochwasser und kleineren Abflüssen in Zwischenperioden

Für den Brenno wurde überprüft, wie gross der Einfluss des Abflusses auf den Geschiebetransport während Niedrigwasser-Perioden ist. Der Grenzabfluss für den Beginn des Geschiebetransportes wurde zu $25 \text{ m}^3/\text{s}$ berechnet (für den Standort Loderio). Alle kleineren Abflüsse während der Eichperiode wurden aus der Ganglinie gelöscht. Es zeigt sich, dass für die Eichperiode 1999 bis 2009 im Brenno die simulierten Geschiebefrachten bei der Berücksichtigung der ganzen Zeitreihe der Abflüsse nur unwesentlich höher sind, und dass die simulierten Sohlenänderungen praktisch identisch sind (Abb. 25).

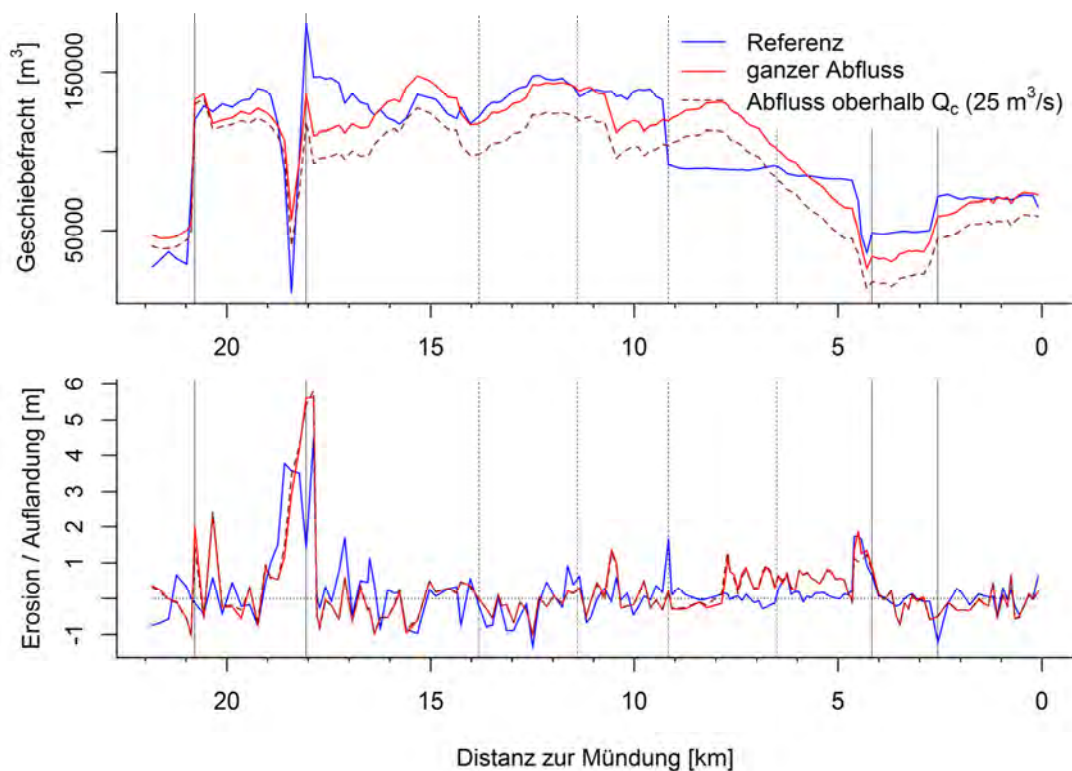


Abb. 25 Brenno. Vergleich der Simulationsergebnisse für die Eichperiode unter Verwendung der kompletten Abflussganglinie mit den Resultaten unter Verwendung nur derjenigen Abflüsse, die über dem Grenzabfluss ($25 \text{ m}^3/\text{s}$) liegen. Berechnungen mit den gleichen Modell-Einstellungen wie bei der Bestvariante (Transportformel von Rickenmann 2001, keine Versteckeffekte, $\theta_{c50,min} = 0.10$).

4.7 Sensitivität der Modell-Einstellungen (und Eingabeparameter) für Lonza und Grosse Schliere

Für die Lonza standen Ablagerungsmessungen im Staubecken Ferden für die Periode 1976 bis 2012 zur Verfügung. Mit *sedFlow* wurden Langzeitsimulationen mit den Abflüssen der BAFU-Messstation Blatten für die Jahre 1976 bis 2012 durchgeführt, wobei keine seitlichen Feststoffeinträge berücksichtigt wurden (Abb. 26).

Basierend auf den Modell-Einstellungen für die Simulation des Hochwassers 2011 wurde mit der Formel von Rickenmann (2001) ein etwa 25-mal zu grosser Geschiebetransport berechnet (i) (Abb. 26). Mit der Annahme einer initialen Oberflächenschicht ist der Geschiebetransport im Durchschnitt noch ca. 15-mal zu gross (ii). Die Erhöhung der minimalen Schubspannung für den Bewegungsbeginn $\theta_{c50,min}$ von 0.03 auf 0.08 führt nur zu einer unwesentlichen Verkleinerung der Geschiebefrachten (iii). Wird zusätzlich der Exponent e bei der Berechnung des reduzierten Energieliniengefälles (Gl. 4) von 1.5 auf 2 erhöht, resultiert nur noch einer ungefähr 8-fache (für $\theta_{c50,min} = 0.03$) bzw. 6.2-fache (für $\theta_{c50,min} = 0.08$) Überschätzung (iv, v).

Bei der Formel Wilcock und Crowe (2003) ergab die Simulation mit einem Sandanteil von $F_s = 0.20$ und mit einer initialen Oberflächenschicht eine Überschätzung des beobachteten Geschiebetransportes um etwa einen Faktor 2.8 (vi). Die Reduktion des Sandanteils auf $F_s = 0.05$ führt noch zu einer 1.3-fachen Überschätzung (vii). Wird zusätzlich der Exponent e beim reduzierten Energieliniengefälle von 1.5 auf 2 erhöht, resultiert eine Unterschätzung um mehr als 70 % des beobachteten Geschiebetransportes (viii). Mit der Kombination eines Sandanteils von $F_s = 0.20$ und eines

Exponenten $e = 2$ (Berechnung des reduzierten Energieliniengefälles) resultiert eine Unterschätzung um mehr als 30 % (ix).

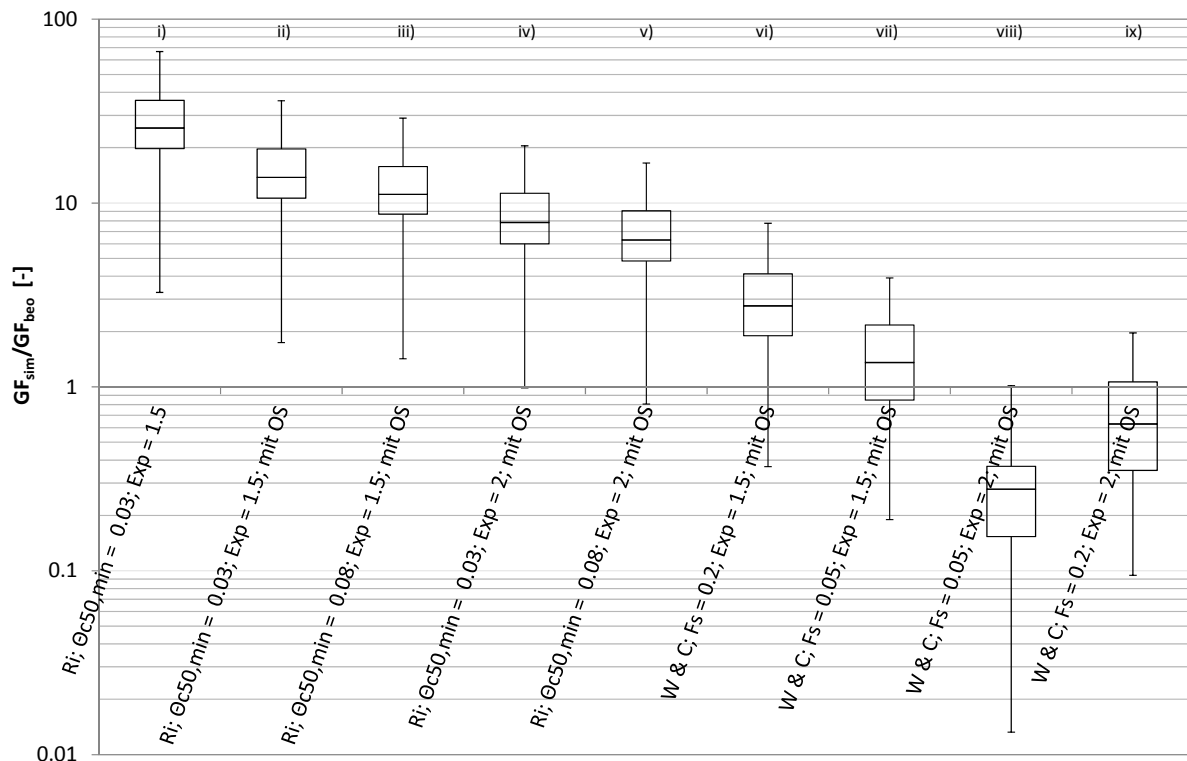


Abb. 26 Lonza. Verhältnis der simulierten zu den beobachteten Geschiebefrachten (GF_{sim}/GF_{beo}) im Staubecken Ferden. Dargestellt sind für jede Formelkombination (i) bis (ix) die Resultate von 19 Perioden, für welche die Ablagerungen im Staubecken vermessen wurden. In der Box liegen jeweils die mittleren 50 % der Daten, sie wird also begrenzt durch das untere und obere Quartil. Die mittlere Linie kennzeichnet den Median. Die Whisker kennzeichnen das Maximum und das Minimum.

Für die Grosse Schliere wurde das Modell *sedFlow* für die Periode vom 01.01.2005 bis 17.09.2005 kalibriert. Diese Periode schliesst das Hochwasserereignis vom 20.08. bis 24.08.2005 ein, wobei am 22.08 um 1:00 Uhr der Spitzenabfluss von $96.6 \text{ m}^3/\text{s}$ erreicht wurde. Am unteren Ende der Untersuchungsstrecke befindet sich ein Geschiebesammler. Während des Hochwasserereignisses vom August 2005 wurde dort eine Geschiebefracht von $50'000$ bis $80'000 \text{ m}^3$ abgelagert, welche für die Modell-Kalibrierung herangezogen wurde.

Die Berechnungen für die Bestvariante wurden mit der (theta-basierten) Transportformel von Rickenmann (2001) und mit einer minimalen dimensionslosen Grenzschubspannung von $\theta_{c50,min} = 0.04$ durchgeführt. Die Resultate der Sensitivitätsanalyse sind in Abbildung 27 zusammengefasst. Der grösste Einfluss ergibt sich, wenn kein reduziertes Energieliniengefälle bei der Berechnung der Transportkapazität verwendet wird («nicht reduziertes Gefälle», Abb. 27), womit eine Überschätzung der beobachteten Geschiebefracht um etwa einen Faktor 4 bis 5 resultiert. Entlang des untersten Kilometers der Untersuchungsstrecke befindet sich eine Schwellentreppe mit Zwischenabständen von 20 bis 30 m. Die Absturzhöhen bei den einzelnen Sperren wurden nur mit 5 respektive 7 cm berücksichtigt (anstelle der im Frühjahr 2013 gemessenen 35 und 50 cm), weil angenommen wurde, dass die Absturzhöhen beim Hochwasser 2005 weitgehend mit Geschiebe eingedeckt waren; dies erscheint aufgrund von Videofilmen als plausibel. Nimmt man dagegen die volle Absturzhöhen an («Schwellentreppe, volle Höhe»), resultiert eine Unterschätzung der beobachteten Geschiebefracht um

etwa einen Faktor 2. Einen mässigen Einfluss auf die simulierte Geschiebefracht haben Annahmen zum Fliesswiderstand (Limitierung der Froude-Zahl) sowie zum Abfluss. Dagegen scheinen Variationen bei der Kornverteilung, den Seiteneinträgen sowie der Versteckfunktion im Fall des Hochwassers 2005 bei der Grossen Schliere einen relativ geringen Einfluss zu haben.

Für das Hochwasser 2005 in der Grossen Schliere wurde für die beobachtete Geschiebefracht im Sammler mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) bei Annahme eines Sandanteils von $F_s = 0.10$ ebenfalls ein plausibles Resultat berechnet; die simulierte Fracht ist etwa 20 % kleiner als bei der Berechnung mit der Transportformel von Rickenmann (2001) für die Bestvariante (Abb. 27).

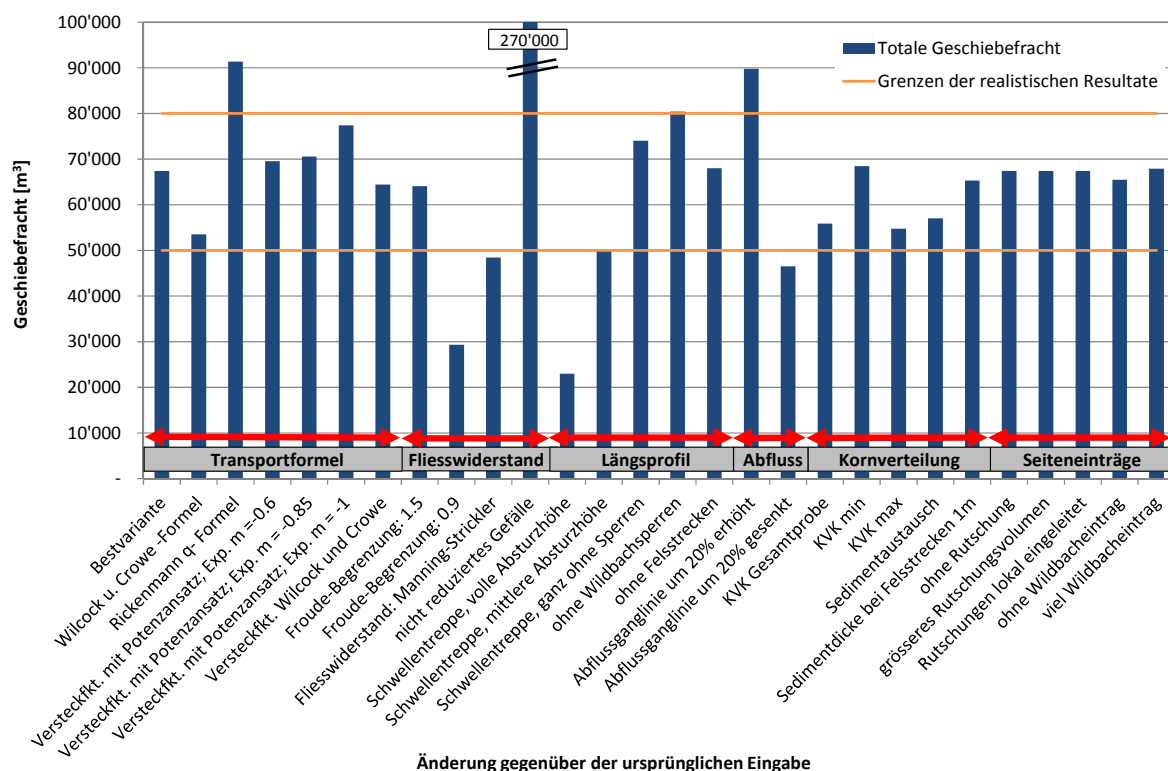


Abb. 27 Grosse Schliere. Simulierte Geschiebefrachten für die Eichperiode 2005 im Vergleich zum Resultat für die Bestvariante. Gezeigt sind die Auswirkungen bei einer Änderung verschiedener Eingabe- oder Modellparameter; Versteckfkt. = Versteckfunktion. Abbildung nach Greber (2013).

4.8 Ansätze zur Vermeidung zu grosser Sohlenerosion

a. Limitierung der Froude-Zahl

Bei den Simulationen in der Hasliaare ergaben die ersten Berechnungen in den steileren Gerinneabschnitten zum Teil schiessenden Abfluss mit grösseren Froude-Zahlen. Diese Simulationen resultierten in zu grossen Geschiebefrachten und in einer zu starken Erosion konvexer Knickpunkte im Längsprofil. Daher wurde im *sedFlow* Modell die Option für eine obere Begrenzung der Froude-Zahl eingeführt, damit schiessende Abflüsse vor allem in den steileren Abschnitten verhindert werden können. Mit der Begrenzung der Froude-Zahl bei der Berechnung des Fliesswiderstandes wird für einen gegebenen Abfluss die Wassertiefe erhöht, was an sich zu einer erhöhten Geschiebefracht führen würde. Die Froude-Zahl wird jedoch auch bei der Aufteilung der Sohlenschubspannung (zur Berechnung der Energieverluste infolge von Makrorauigkeit) limitiert. Eine Limitierung führt dabei zu kleineren Fliessgeschwindigkeiten und höheren Energieverlusten, und dieser Effekt dominiert über

den Effekt der höheren Abflusstiefe auf die Transportberechnung. Somit sinkt die Transportenergie bei limitierten Froude-Zahlen und damit auch die Menge des transportierten Geschiebes.

Eine Begrenzung der Froude-Zahl für die Simulationen kann damit begründet werden, dass einige Untersuchungen davon ausgehen, dass in natürlichen steilen Gerinnen mit einer Alluvions-Sohle keine schiessenden Abflüsse über längere Fließstrecken bzw. über längere Zeiträume auftreten (Grant 1997; Magirl *et al.* 2009). Andernfalls würden schiessende Abflüsse zu Erosion oder Umlagerung von Geschiebekörnern in einen vermutlich stabileren Zustand führen.

Für die Hasliaare kann die Begrenzung der Froude-Zahl auch damit begründet werden, dass in der Gerinnesohle in steileren Abschnitten grobe Blöcke identifiziert wurden. Diese sind in den Linienzahlanalysen häufig nicht berücksichtigt (z.T. wegen fehlender Zugänglichkeit von Steilstrecken), führen aber zu einer starken Erhöhung des Fließwiderstandes. Mit einer oberen Begrenzung der Froude-Zahl von 0.9 konnten für die Hasliaare realistische Geschiebefrachten simuliert werden; mit einer Limitierung auf $Fr = 1.5$ bzw. mit keiner Limitierung der Froude-Zahl ergeben sich deutlich grössere, weniger plausible Geschiebefrachten und Sohlenänderungen (Abb. 28).

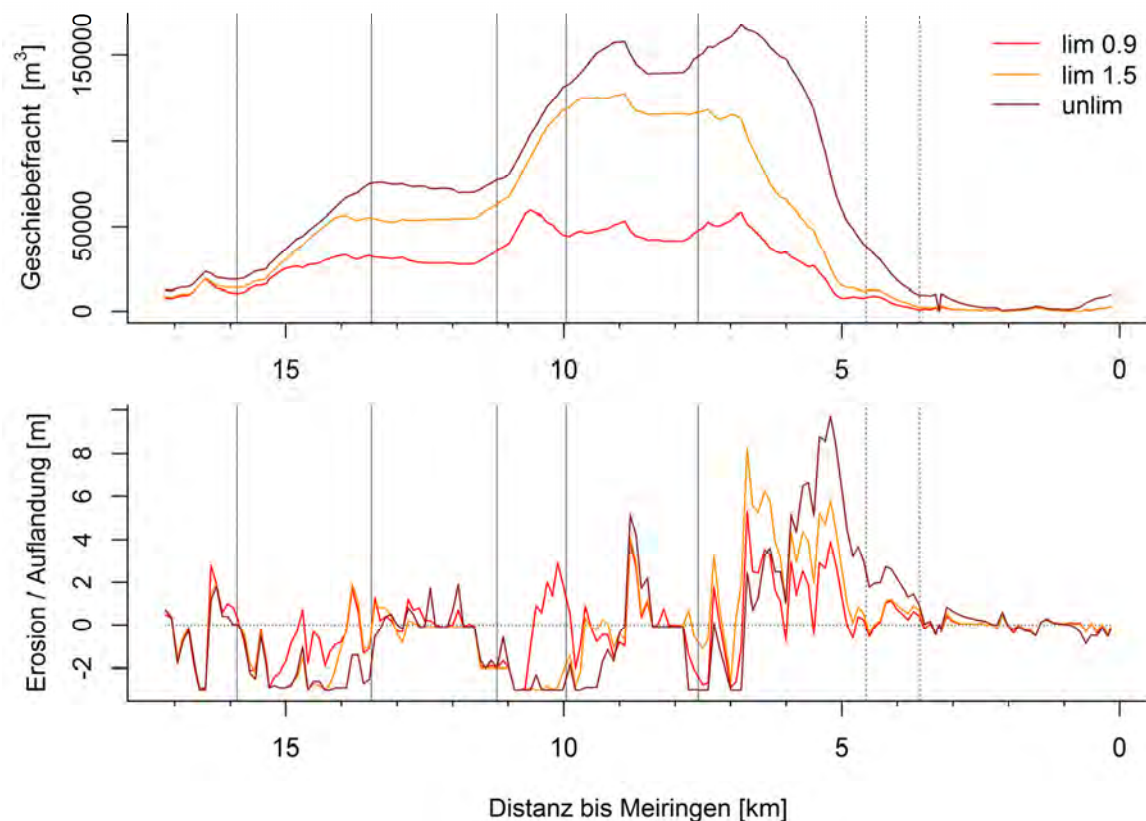


Abb. 28 Hasliaare. Vergleich der Simulationsergebnisse mit unterschiedlicher Limitierung der Froude-Zahl. Dargestellt sind die Geschiebefracht (oben) und die Sohlenänderung (unten) beim Hochwasserereignis von 2005 ohne seitliche Sedimenteinträge. Die Berechnungen erfolgten mit der Geschiebetransportformel von Rickenmann (2001), mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) und mit einem Minimalwert der kritischen Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$) von 0.08.

Wie für die Hasliaare wurde auch für den Brenno überprüft, welchen Einfluss eine Froude-Zahl Limitierung auf den Geschiebetransport und die Sohlenveränderung hat. Für die Eichperiode im Brenno verhalten sich die Geschiebefracht und die Sohlenänderung vom Beginn der Simulationsstrecke bis zur Mündung des Ri di Soi (km 18) annähernd identisch für die Varianten ohne

eine Limitierung der Froude-Zahl (Bestvariante), mit einer Limitierung auf 1.5 und mit einer Limitierung auf 0.9 (Abb. 29). Im Mündungsbereich des Ri di Soi wird mit einer Limitierung der Froude-Zahl weniger Material abgelagert. Dies führt zu einer Erhöhung der transportierten Geschiebefracht von km 18 bis km 15. Zwischen km 15 und km 7 (Malvaglia) unterscheiden sich die Resultate nur minimal. Flussabwärts von km 7 bis zur Mündung in der Ticino reduziert sich die Geschiebefracht mit einer Limitierung der Froude-Zahl. Die unterschiedliche Limitierung der Froude-Zahl (0.9 und 1.5) führt im Brenno allgemein zu sehr ähnlichen Resultaten.

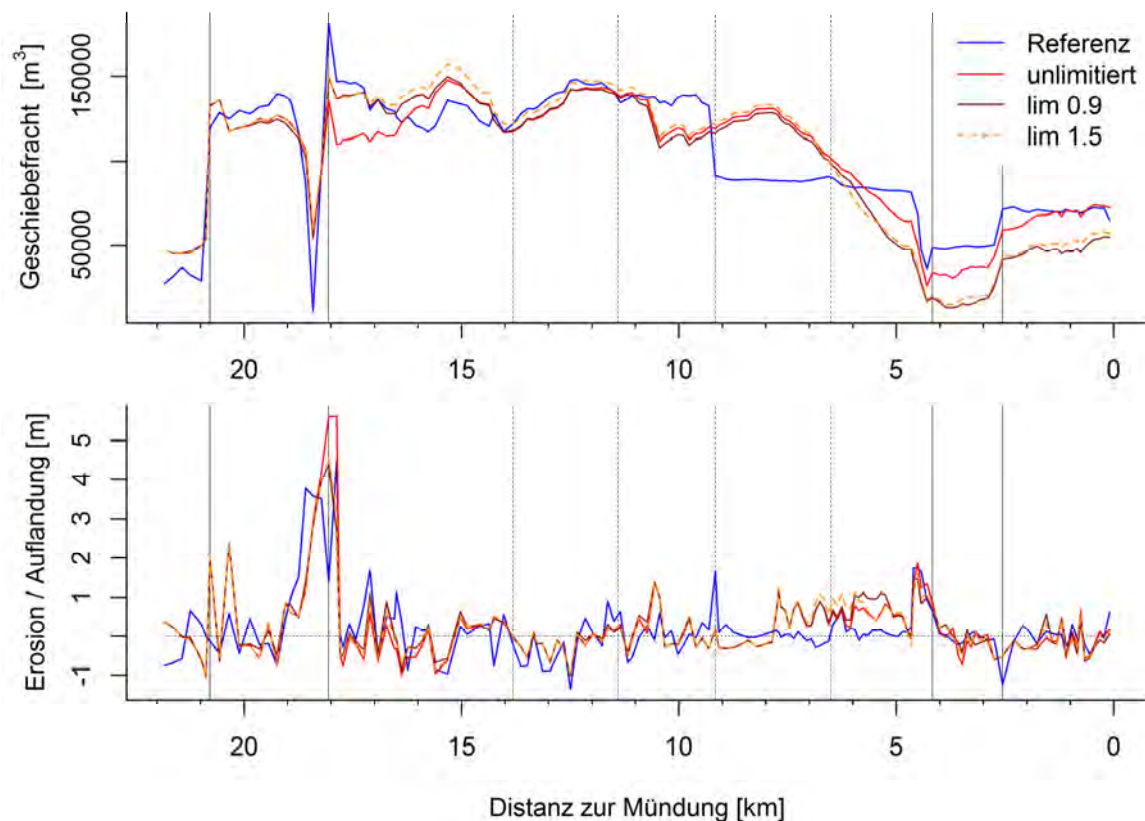


Abb. 29 Brenno. Vergleich der Simulationsergebnisse mit unterschiedlicher Limitierung der Froude-Zahl. Dargestellt sind die Geschiebefracht (oben) und die Sohlenänderung (unten) für die Eichperiode. Die Berechnungen erfolgten mit der Transportformel von Rickenmann (2001) für die Eichperiode von 1999 bis 2009 (mit Gl. 1a, 2a, 3a mit $m = 0$, 3c mit $\theta_{c50,min} = 0.10$).

Die Limitierung der Froude-Zahl wurde im Brenno auch bei der Simulation eines Hochwasserereignisses mit einer hundert jährlichen Hochwasserspitze kombiniert mit einer grossen Wasserfracht und mittleren seitlichen Sedimenteinträgen angewendet (Abb. 30). Dabei ergeben sich über die gesamte Fliessstrecke generell etwas geringere Geschiebefrachten. Die Sohlenveränderungen sind bis auf eine Ausnahme annähernd identisch. Unterhalb von km 8 ergibt sich bei einer Limitierung der Froude-Zahl eine Sohlenerhöhung von über 4 m, welche möglicherweise mit einer starken Gefälleabnahme im Zusammenhang steht.

Die ähnlichen Resultate für unterschiedliche Limitierungen der Froude-Zahl lassen sich teilweise dadurch erklären, dass im Brenno (anders als in der Hasliaare) schon in der Bestvariante die Erosion von Knickpunkten durch lokal stark vergrößerte Kornverteilungen verhindert wurde. Abbildung 31 illustriert eine grob-blockige Sohle in einem steileren Gerinneabschnitt des Brenno.

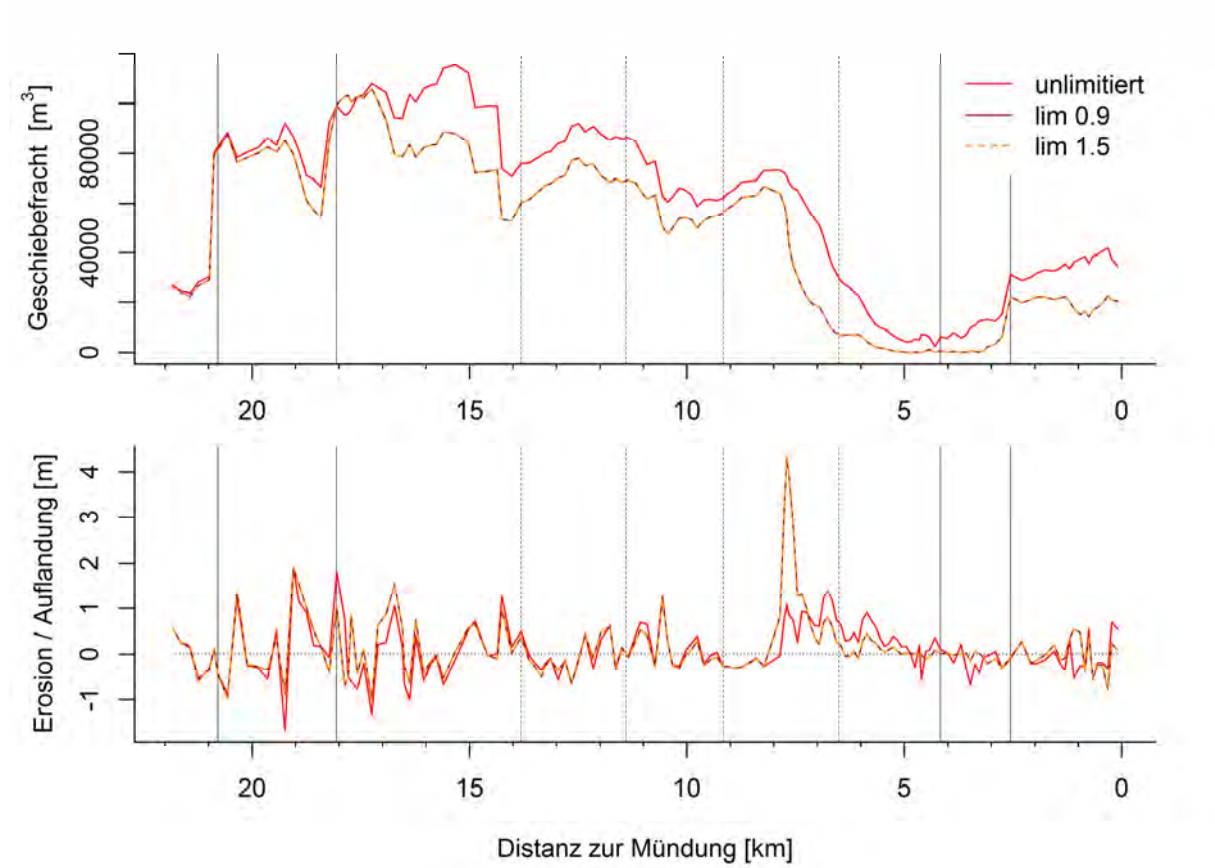


Abb. 30 Brenno. Vergleich der Simulationsergebnisse mit unterschiedlicher Limitierung der Froude-Zahl auf 0.9 bzw. 1.5. Dargestellt sind der Geschiebetransport (oben) und die Sohlenänderungen (unten) bei einem Hochwasserereignis mit einer hundert jährlichen Hochwasserspitze kombiniert mit einer grossen Wasserfracht und mittleren seitlichen Sedimenteinträgen. Die Berechnungen erfolgten mit der Transportformel von Rickenmann (2001) (mit Gl. 1a, 2a, 3a mit $m = 0$, 3c mit $\theta_{c50,min} = 0.10$).

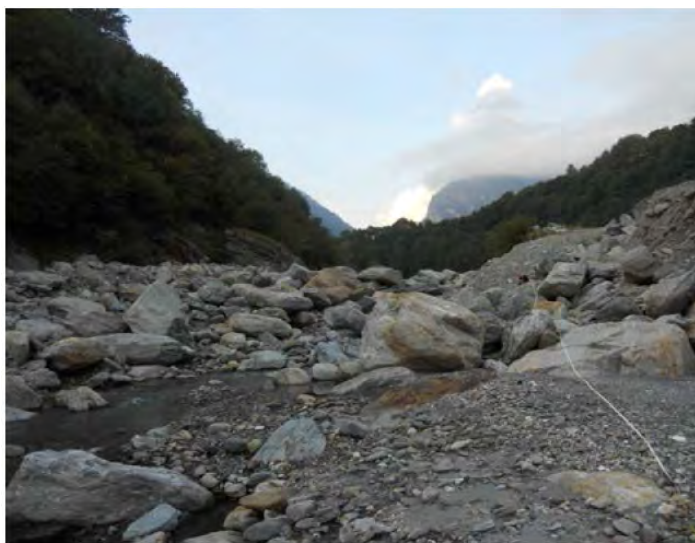


Abb. 31 Flussbett des Brenno bei der Einmündung des Riale Riascio, mit Blöcken von bis 2 m.

b. Limitierung des verfügbaren Materials oder Vergröberung der Kornverteilung

Eine Vermeidung zu starker Sohlenerosion bei konvexen Knickpunkten in den Simulationen wurde für den Brenno durch eine lokale Vergröberung der Kornverteilung (der initialen Oberflächenschicht) erreicht. Ein Beispiel für einen Gerinneabschnitt mit grober Sohle zeigt Abbildung 31. Eine zweite Möglichkeit ist der Einbau einer künstlichen Felsstrecke im Modell durch Limitierung des verfügbaren Materials in der Sohle. Dabei wurde die Mächtigkeit des erodierbaren Untergrunds in denjenigen Gerinneabschnitten auf 0.1 m begrenzt, in welchen bei der Bestvariante eine Vergröberung der (gemessenen) Kornverteilung angenommen wurde. Als Kornverteilung (der initialen Oberflächenschicht) wurde in diesen Gerinneabschnitten die ursprünglich aufgenommene verwendet.

Mit der Limitierung der erodierbaren Alluvionsschicht (Abb. 32a, b). konnten annähernd die gleiche Geschiebefracht und Sohlenänderung berechnet werden, wie bei der Bestvariante. Die charakteristischen Korndurchmesser D_{50} und D_{84} (Abb. 32 d, e) nähern sich an den meisten Stellen mit «Felsstrecken» der groben Kornverteilung der Bestvariante an. Das bedeutet, dass über die Simulationsdauer das feinere Material ausgeräumt wird, während gröbere Steine liegen bleiben. Nur bei der Mündung des Riale Riasco (km 20.9) kann diese Vergröberung nicht beobachtet werden. Wegen eines relativ grossen Gefälles wird hier vermutlich in der Simulation auch das gröbere Geschiebe weiter transportiert.

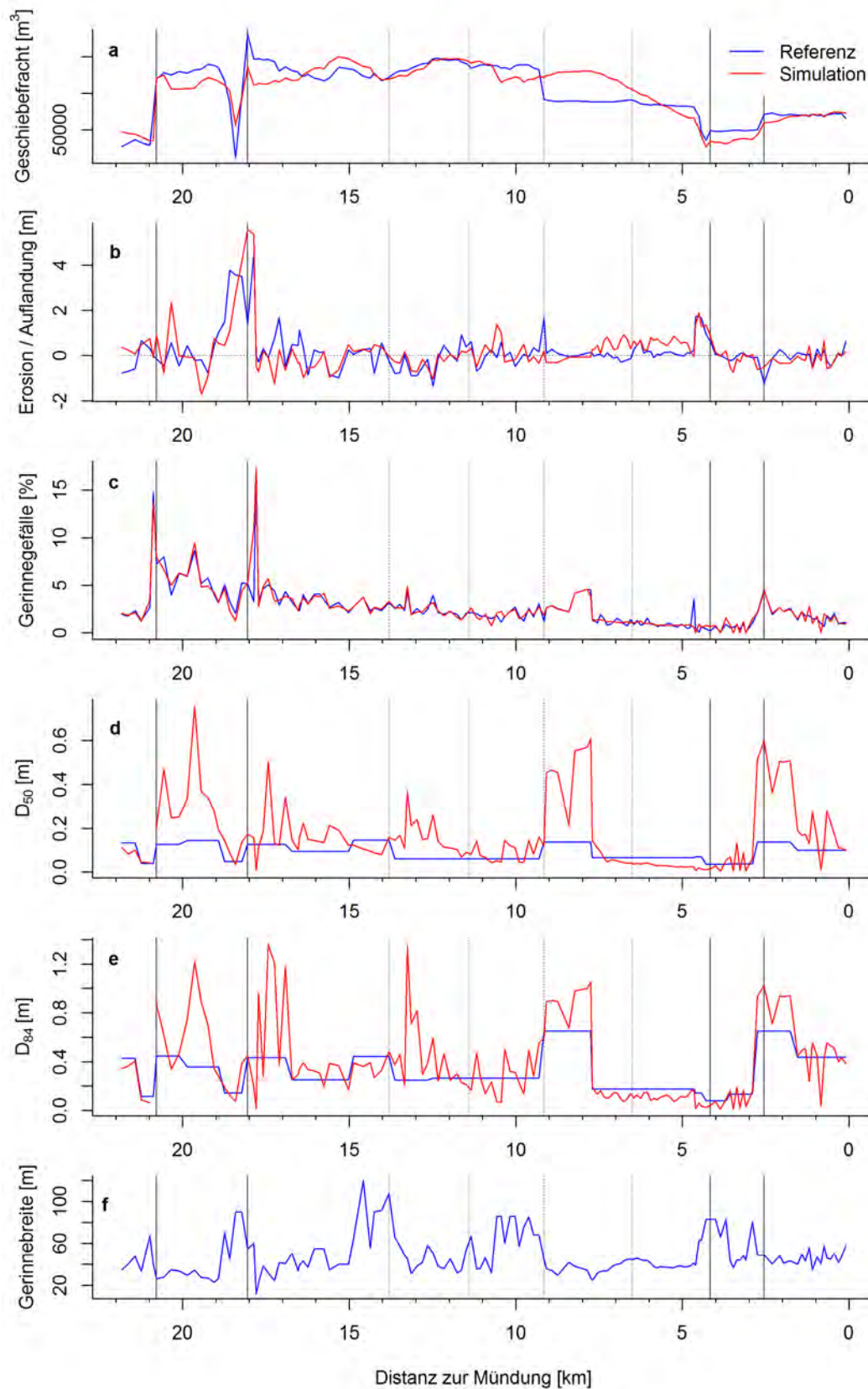


Abb. 32 Brenno. Simulationsergebnisse für die Eichperiode bei einer Limitierung des verfügbaren Materials (Annahme «naher Felsuntergrund») zur Vermeidung zu grosser Sohlenerosion. Bei der Bestvariante (Abb. 13) ergeben sich ähnliche Resultate mit einer Vergrößerung der (gemessenen) Kornverteilung in kritischen Gerinneabschnitten. In beiden Fällen erfolgten die Berechnungen mit der Transportformel von Rickenmann (2001) (mit Gl. 1a, 2a, 3a, 3c mit $\theta_{c50,min} = 0.10$).

4.9 Seitliche Sedimenteinträge durch Murgänge oder Ufererosion

a. Beispiel für kontinuierlichen Sedimenteintrag

Für die Hasliaare wurde untersucht, wie sich (geschätzte) Sedimenteinträge aus fünf Seitenbächen bei einem Hochwasserereignis wie demjenigen im August 2005 auf den Geschiebetransport im Hauptgerinne auswirken. Die Sedimenteinträge wurden proportional zum Abfluss im Hauptgerinne über die gesamte Zeitdauer des Hochwasserereignisses eingespeist. Es wurden Szenarien mit minimalen, mittleren und maximalen Sedimenteinträgen betrachtet. Der qualitative Verlauf der Geschiebefracht über die Simulationsstrecke ist bei allen drei Szenarien ähnlich (Abb. 33). Oberstrom von einigen Seitenzubringern nimmt die Geschiebefracht in der Hasliaare mit zunehmendem seitlichen Sedimenteintrag ab.

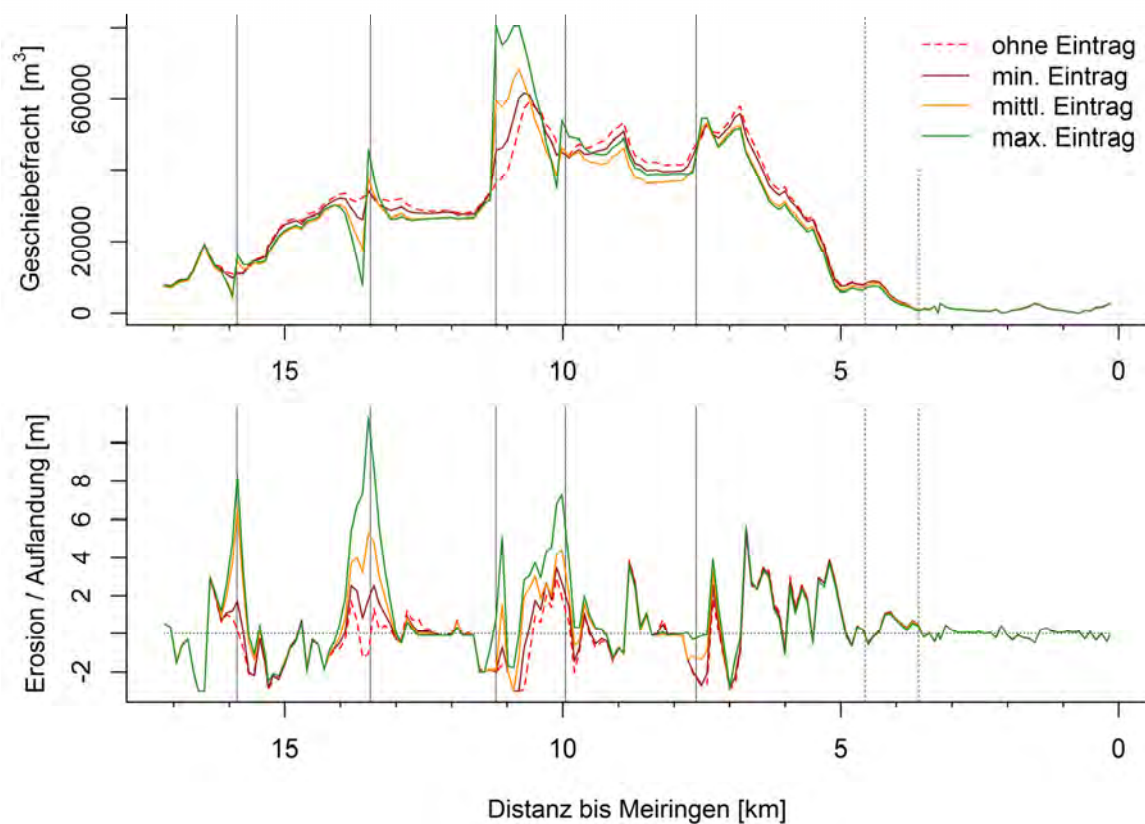


Abb. 33 Hasliaare. Simulierte Geschiebefrachten und Sohlenänderungen während eines Hochwasserereignisses (Ganglinie vom August 2005) mit kontinuierlichen Sedimenteinträgen aus fünf Seitenbächen. Die Berechnungen erfolgten mit der Geschiebetransportformel von Rickenmann (2001), mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) und mit einem Minimalwert der kritischen Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$) von 0.08.

Im Vergleich zur Variante ohne Sedimenteinträge sind die Auswirkungen auf die Geschiebefracht und Sohlenveränderung tendenziell grösser mit zunehmenden seitlichen Sedimenteinträgen. Die Auswirkungen scheinen auf die lokale Umgebung, d.h. auf wenige Kilometer ober- und unterstrom der Einmündung eines Seitenbaches beschränkt zu sein. Grössere Ablagerungen bei der Mündung eines Seitenbaches können flussaufwärts davon zu einer Verringerung des Wasserspiegelgefälles und damit zu einer Verminderung der Geschiebefracht führen.

b. Beispiel für instantanen Sedimenteintrag

Für die Hasliaare wurde ebenfalls untersucht, wie sich plötzliche Sedimenteinträge aus fünf Seitenbächen bei einem Hochwasserereignis wie demjenigen im August 2005 auf den Geschiebetransport im Hauptgerinne auswirken. Die Seiteneinträge wurden in drei Szenarien zu verschiedenen Zeitpunkten instantan in den Hauptfluss eingespeist: zu Beginn des Hochwasserereignisses, während der Hochwasserspitze oder am Ende des Ereignisses. Hier ist ein Beispiel gezeigt, wenn mit einem «maximalen» Sedimenteintrag aus fünf Seitenbächen gerechnet wurde (Abb. 34). In diesem Fall ergeben sich teilweise ähnliche Auswirkungen wie bei der kontinuierlichen Sedimenteinspeisung. Die Auswirkung auf die Geschiebefracht ist umso grösser, je früher der Eintrag erfolgt; für eine Reduktion oder Erhöhung des Geschiebetransportes im Hauptfluss steht dann mehr Zeit zur Verfügung. Die Auswirkung auf die Ablagerung im unmittelbaren Mündungsbereich ist tendenziell umso grösser, je später der Eintrag erfolgt. Hingegen kann ein früher Eintrag etwas weiter oberstrom zu mehr Ablagerung führen.

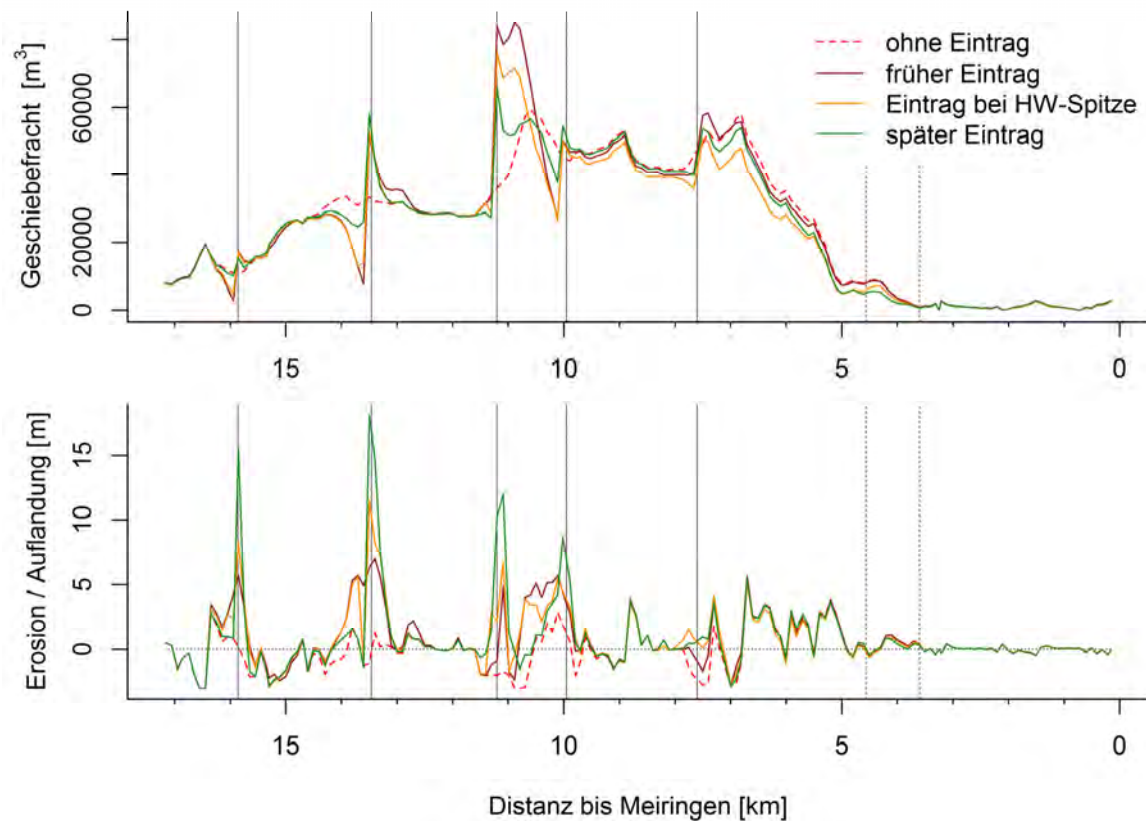


Abb. 34 Hasliaare. Simulierte Geschiebefracht und Sohlenänderung während eines Hochwasserereignisses (Ganglinie von HW 2005) mit instantanen grossen Seiteneinträgen. Die Berechnungen erfolgten mit der Geschiebetransportformel von Rickenmann (2001), mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) und mit einem Minimalwert der kritischen Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$) von 0.08.

4.10 Räumliche Diskretisierung und Zeitschrittlänge

a. Räumliche Diskretisierung

Die typischen Längen der einzelnen Gerinneabschnitte zwischen zwei Querprofilen für die Simulationen für die fünf untersuchten Fallbeispiele betrugen in der Regel etwa 100 m bis 200 m.

Für die Simulationen im Brenno betrug die mittlere Abschnittslänge 152 m. Für dieses Gerinne wurde untersucht, wie sich eine andere (feinere) räumliche Unterteilung der Gerinneabschnitte auf die Simulationsergebnisse auswirkt. Es wurden zwei Fälle betrachtet: (i) eine Halbierung der Abschnittslängen zwischen den Querprofilen, und (ii) eine Vierteilung der Abschnittslängen zwischen den Querprofilen. Diese vergleichenden Simulationsberechnungen wurden für die Eichperiode von 1999 bis 2009 durchgeführt, und zwar für zwei Fälle: (a) mit Berücksichtigung von seitlichen Sedimenteinträgen durch Murgänge (aus dem Riale Risacio, dem Ri di Soi und dem Crenone), und (b) ohne Berücksichtigung dieser seitlichen Sedimenteinträge durch Murgänge.

Für den Fall (a) zeigte sich (Abb. 35), dass sich eine andere räumliche Unterteilung der Gerinneabschnitte vor allem bei der Mündung des Ri di Soi (bei ca. km 18) deutlich auf die simulierte transportierte Geschiebefracht und die simulierten Sohlenänderungen auswirkt. Beim Ri di Soi wurden 200'000 m³, beim Riale Riascio 100'000 m³ und beim Crenone 10'000 m³ zeitlich verteilt über die ganze Simulationsperiode und proportional zum Abfluss eingetragen.

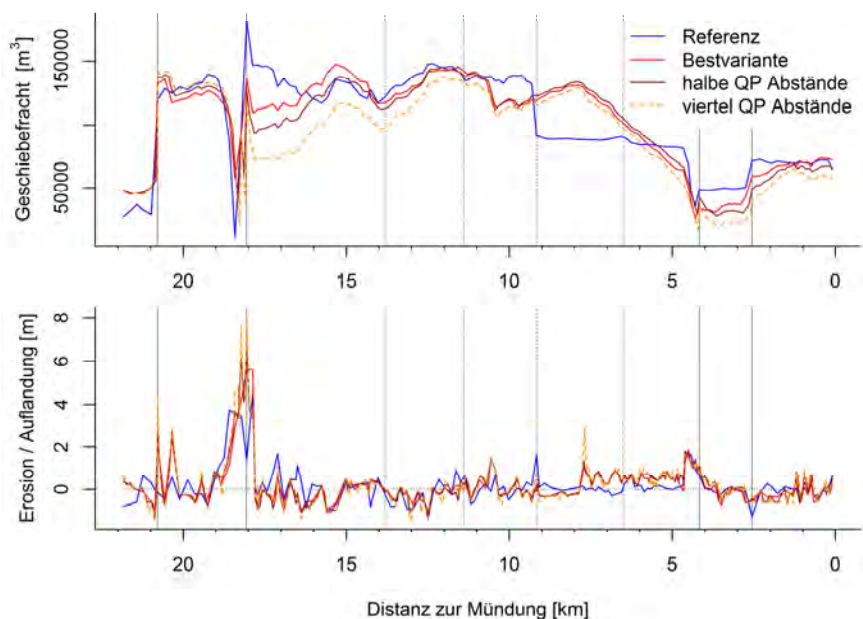


Abb. 35 Einfluss einer anderen (feineren) räumlichen Unterteilung der Gerinneabschnitte auf die Simulationsergebnisse im Brenno für die Eichperiode von 1999–2009, mit Berücksichtigung von grossen seitlichen Sedimenteinträgen durch Murgänge aus dem Riale Risacio und dem Ri di Soi.

Beim Riale Riascio erfolgte die Sedimenteinspeisung bei allen hier untersuchten Varianten bei einem Querprofil (km 20.785). Der Abstand flussabwärts zum nächsten Profil betrug bei der Originalvariante 220 m, bei der Halbierung der Querprofilabstände 110 m und bei der Vierteilung der Querprofilabstände 55 m. Die Verkürzung der Abstände führt zu einer lokal grösseren Sohlenerhöhung aber gleichzeitig auch zu einer kleinen Erhöhung des Geschiebetransportes flussabwärts, weil sich die Sohlenerhöhung über eine kürzere Länge auswirkt. Dies hat eine kleinere abgelagerte Geschiebemenge zur Folge.

Beim Ri di Soi erfolgte die Sedimenteinspeisung bei der Originalvariante über zwei benachbarte Querprofile (km 18.225 und km 18.055). Die Halbierung respektive Vierteilung der Abstände führte dazu, dass dazwischen ein resp. zwei Querprofile zu liegen kamen, bei denen kein Sediment eingespeist wurde. Die Verkleinerung der Querprofilabstände führte hier zu einer grösseren Sohlenerhöhung mit zwei Maxima bei den Stellen der Sedimenteinspeisung. Gleichzeitig ergab sich bis etwa 5 km flussabwärts eine Reduktion der simulierten transportierten Geschiebefracht. Das heisst, hier wurde aufgrund der feineren räumlichen Unterteilung lokal mehr Sediment im Bereich vor allem oberhalb der Mündung abgelagert, was den Rückstau effekt vergrösserte.

Für den Fall (b) zeigte sich (Abb. 36), dass sich eine andere räumliche Unterteilung der Gerinneabschnitte nicht wesentlich auf die simulierte transportierte Geschiebefracht und die simulierten Sohlenänderungen auswirkt. Dies deutet darauf hin, dass die räumliche Unterteilung und die Aufteilung der Einspeisung nur bei grösseren seitlichen Sedimenteinträgen eine wichtige Rolle spielt. Dabei ist aber zu beachten, dass für die Einspeisung dieser Sedimente (ohnehin) vereinfachende Annahmen getroffen werden müssen, zum Beispiel über die Länge des Abschnittes, in welchem das seitliche eingetragene Geschiebe im Hauptfluss zur Verfügung steht, und über den Zeitraum sowie die Intensität des Geschiebeeintrages. In der Realität handelt es sich dabei um zwei- oder dreidimensionale Prozesse, welche mit einem eindimensionalen Geschiebetransportmodell wie *sedFlow* nur vereinfacht nachgebildet werden können.

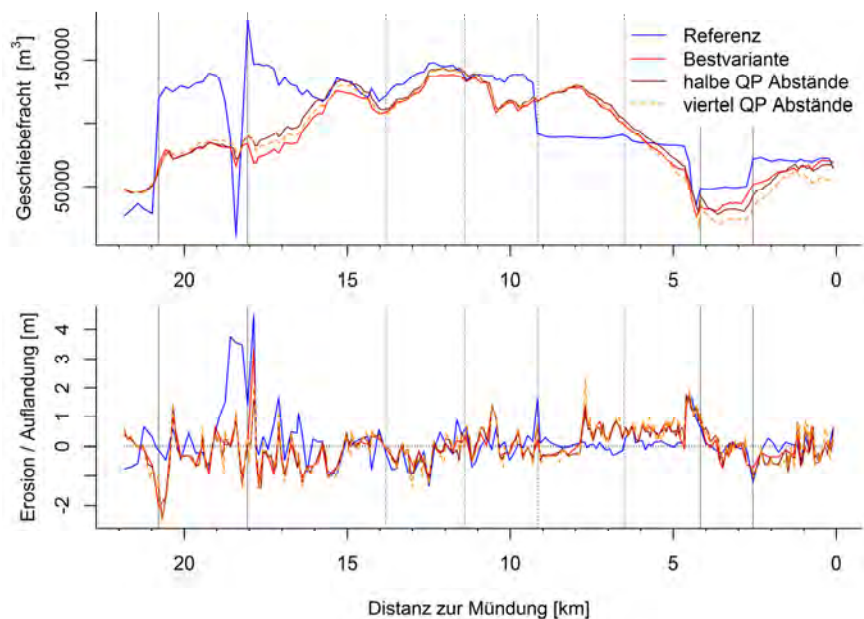


Abb. 36 Einfluss einer anderen (feineren) räumlichen Unterteilung der Gerinneabschnitte auf die Simulationsergebnisse im Brenno für die Eichperiode von 1999–2009, *ohne* Berücksichtigung von grossen seitlichen Sedimenteinträgen durch Murgänge aus dem Riale Risacio und dem Ri di Soi.

b. Zeitschrittlänge

Für die Kleine Emme wurde die maximale Zeitschrittlänge bei den Simulationen variiert. Wie Abbildung 37 zeigt, ergaben sich bei wenigen Gerinneabschnitten einige Unterschiede bei den Sohlenänderungen. Dies führte nur zu kleinen Unterschieden in der simulierten Geschiebefracht entlang der Untersuchungsstrecke.

Eine Variation der maximalen Zeitschrittlänge bei den Simulationen wurde auch für den Brenno durchgeführt. Wie Abbildung 38 zeigt, führten eher lange maximale Zeitschrittlängen zu einer leichten Unterschätzung der Ablagerungen im Bereich von km 6 bis km 5 und damit zu einer gewissen Überschätzung der Geschiebefracht in diesem Bereich und flussabwärts davon.

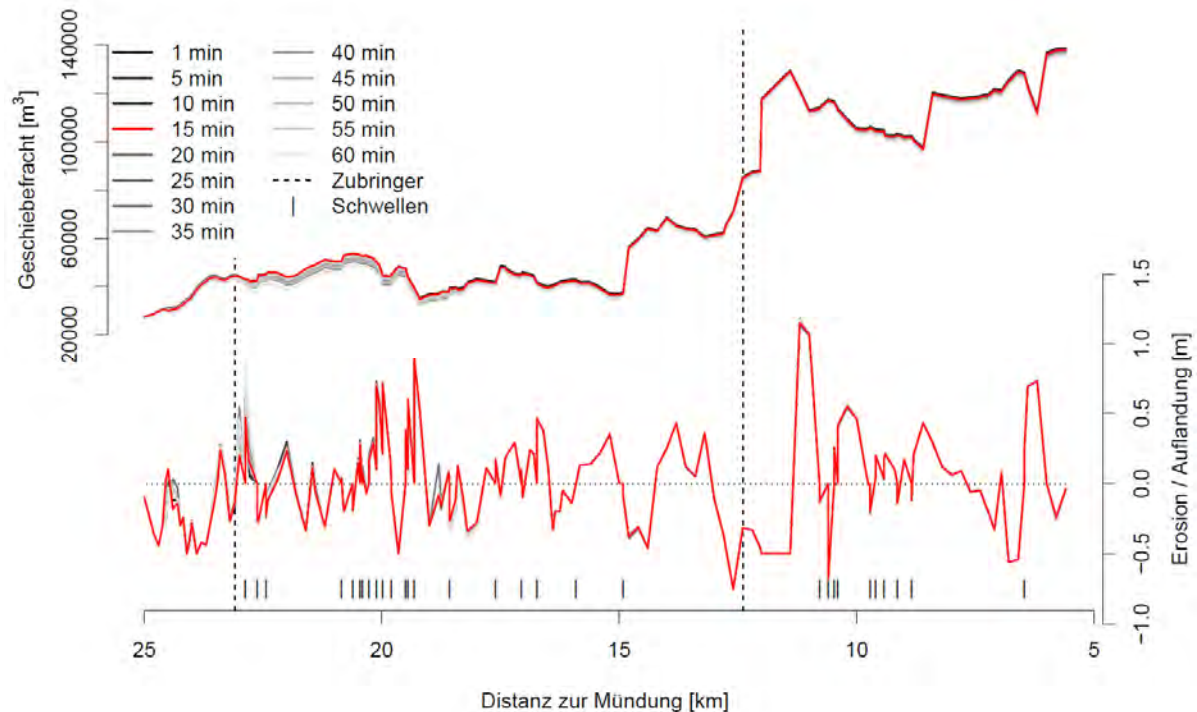


Abb. 37 Kleine Emme. Auswirkungen der Variation der maximalen Zeitschrittlänge bei den Simulationen. Die rot markierte maximale Zeitschrittlänge von 15 Minuten wurde bei allen übrigen Simulationen in der Kleinen Emme verwendet.

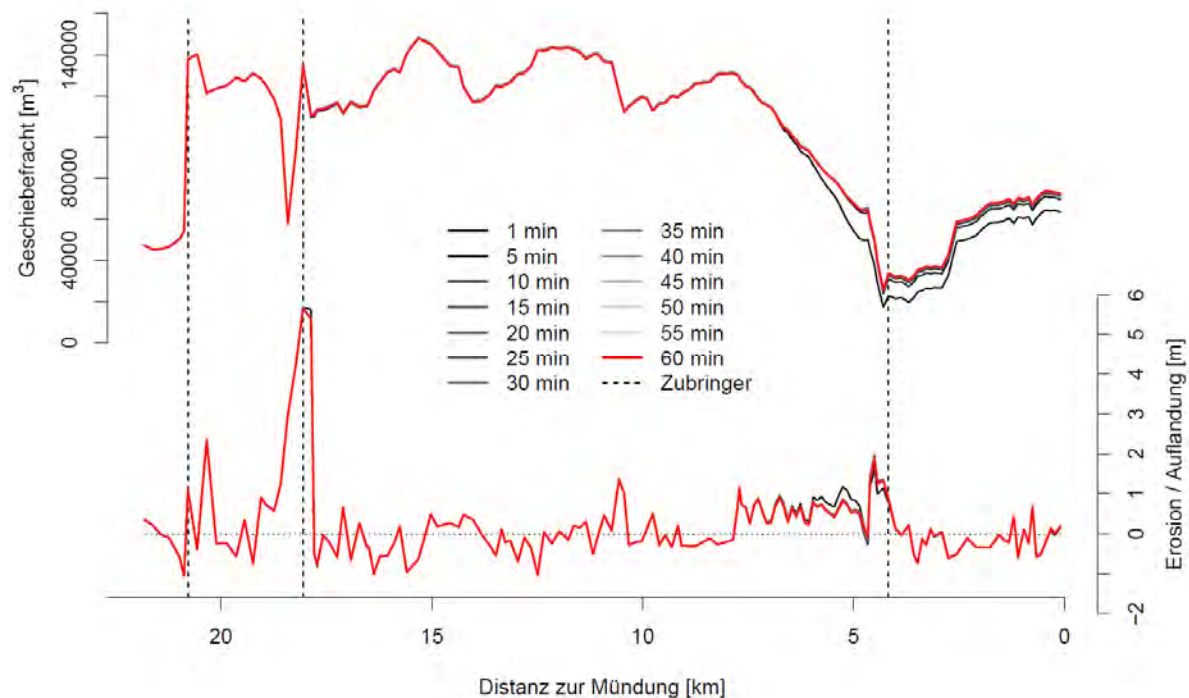


Abb. 38 Brenno. Auswirkungen der Variation der maximalen Zeitschrittlänge bei den Simulationen. Die rot markierte maximale Zeitschrittlänge von 60 Minuten wurde bei allen übrigen Simulationen im Brenno verwendet.

4.11 Simulationsgeschwindigkeit (typische Berechnungszeiten)

Hier sind beispielhaft typische Simulationszeiten für einige der hier vorgestellten Anwendungen zusammengestellt (Tabellen 3, 4, 5). Die Berechnungen wurden auf einem Computer mit einem 2.8 GHz schnellen zentralen Prozessor (CPU) durchgeführt.

Tabelle 3 Simulationszeiten mit *sedFlow* für die Eichperiode im Brenno. Vergleich der Verwendung verschiedener Fließgesetze sowie verschiedener hydraulischer und numerischer Berechnungen. Die hier aufgeführten Berechnungen wurden ohne Berücksichtigung seitlicher Sedimenteinträge durch Murgänge aus dem Riale Riasco, Ri di Soi und Crenone durchgeführt.

Fließgesetz	Kinemat. Welle (numerische Berechnung)		Uniformer Abfluss
	Explizit	Implizit	
Variable Power Equation VPE (Gl. 1a)	2042 min	-	73 min
Manning-Strickler (Gl. 1b)	3772 min	91 min	87 min

Tabelle 4 Simulationszeiten mit *sedFlow* für Hochwasserereignisse im Brenno. Vergleich der Verwendung verschieden grosser Abflüsse (Hydrologie: Ganglinien mit unterschiedlichem Spitzenabfluss und unterschiedlicher Dauer) sowie verschieden grosser seitlicher Sedimenteinträge mit instantaner Zugabe.

	Abfluss klein	Abfluss gross
Sedimenteinträge klein	2 min 40 s	4 min 16 s
Sedimenteinträge gross	3 min 20 s	6 min

Tabelle 5 Simulationszeiten mit *sedFlow* für verschiedene Abflussperioden in den fünf untersuchten Gebirgsflüssen. Bei der Kleinen Emme erfolgte die Berechnung mit der Manning-Strickler Gleichung und einem impliziten kinematischen Routing. Bei allen anderen Flüssen erfolgten die Simulationen mit der VPE Gleichung und mit einer vereinfachten hydraulischen Berechnung.

Gebirgsfluss	Simulationsperiode	Simulationsdauer
Kleine Emme	Eichperiode	106 min
Brenno	Eichperiode	340 min (*)
	Hochwasser	siehe Tabelle 4
Hasliaare	HW 2005	21 min
	2011 (ganzes Jahr)	37 min
Lonza	HW 2011	1 min 50 s
	Langzeitsimulation (30 Jahre)	951 min
Grosse Schliere	HW 2005	9 min

(*) Gleiche Einstellungen (VPE, Uniformer Abfluss) wie die 73 min dauernde Simulation aus Tabelle 3, aber mit Berücksichtigung seitlicher Sedimenteinträge durch Murgänge aus dem Riale Riasco, Ri di Soi und Crenone

5 Schlussfolgerungen

Hydraulische Berechnung

In steilen und rauen Gerinnen empfiehlt es sich, die Berechnung des Fließwiderstandes mit der variable power equation (VPE) von Ferguson (2007) durchzuführen. Verschiedene Untersuchungen zeigten, dass für relative Abflusstiefen (r_h/D_{84}) kleiner als etwa 10 der Ansatz von Manning-Strickler die Änderung des Fließwiderstandes mit variablem Abfluss nicht korrekt abbilden kann (Rickenmann und Recking 2011; Ferguson 2010).

In *sedFlow* wird das Gerinne durch ein Rechteckprofil angenähert; zusammen mit der Manning-Strickler Gleichung kann eine analytische Lösung für das implizite Routing (Abflussberechnung entlang des Gerinnes mit kinematischer Welle) verwendet werden (Liu und Todini 2002), was schnelle Berechnungszeiten ergibt. Mit der VPE Gleichung von Ferguson (2007) kann dieses Verfahren nicht angewendet werden. Daher muss sie zum Beispiel mit expliziten Routing kombiniert werden, was allerdings relative lange Berechnungszeiten erfordert. Ein Alternative dazu ist die Verwendung der VPE Gleichung zusammen mit einer vereinfachten hydraulischen Berechnung unter der Annahme gleichen Abflusses pro Zeitschritt in den Gerinneabschnitten ohne Zufluss (s. auch Abschnitt 2.1). Damit ergeben sich ebenfalls schnelle Berechnungszeiten, und bei (starkem) seitlichem Geschiebeeintrag sind auch Gegengefälle im Längsprofil möglich.

Nach unseren Erfahrungen ergab die vereinfachte hydraulische Berechnung im Brenno im Wesentlichen plausible Resultate für den Geschiebetransport. Für die Kleine Emme führte dieses Berechnungsverfahren allerdings zu wesentlich anderen, weniger plausiblen Simulationsergebnissen als bei der Berechnung mit einer kinematischen Welle. Die generell steileren Gerinneabschnitte im Brenno könnten der Grund dafür sein, dass die vereinfachte hydraulische Berechnung dort plausible Resultate ergibt.

Wahl der Geschiebetransportformel, Transportbeginn und Versteckfunktion

Die Simulationen mit *sedFlow* zeigten, dass neben der Wahl einer geeigneten Geschiebetransportformel auch der Minimalwert für die kritische dimensionslose Schubspannung bei Transportbeginn $\theta_{c50,min}$ bei der Formel von Rickenmann (2001) bzw. die Referenzschubspannung θ_{ref} (welche vom gewählten Sandanteil F_s abhängt) bei der Formel von Wilcock und Crowe (2003) wichtig sind. Die in *sedFlow* hier verwendeten Werte für $\theta_{c50,min}$ liegen in einem plausiblen Bereich, wie der Vergleich mit Daten aus einer neueren Untersuchung zum Transportbeginn (Bunte *et al.* 2013) zeigt.

Für das Hochwasserereignis vom Oktober 2011 in der Lonza hatte die Wahl des Wertes von $\theta_{c50,min}$ nur einen kleinen, unwesentlichen Einfluss auf das Niveau der transportierten Geschiebefracht. Dies ist in Übereinstimmung mit den Grenzwert-basierten Geschiebetransportformeln wie derjenigen von Rickenmann (2001), bei welchen für grössere Sohlenbelastungen mit $\theta \gg \theta_c$ (wie bei einem starken Hochwasser) der Grenzwert für den Transportbeginn keinen grossen Einfluss auf die berechnete Geschiebetransportrate hat.

Generell ist das Geschiebetransportverhalten bei geringer Belastung (Schubspannung) der Gerinnesohle im Bereich des Transportbeginns immer noch relativ schlecht bekannt. Auch gibt es zur Wahl einer geeigneten Versteckfunktion nur wenig Daten von Felduntersuchungen, vor allem für den größeren Teil der Kornverteilungskurve. Bei der Modellierung von steilen und rauen Gerinnen ist aber

der Transportbeginn der grösseren Körner nicht nur für den Gesamttransport wichtig, sondern auch für die Entwicklung der Zusammensetzung der Oberflächenschicht, welche über das D_{84} einen massgeblichen Einfluss auf den Fließwiderstand und das reduzierte Energieliniengefälle hat. Der Einfluss der gewählten Versteckfunktion auf die Simulationsergebnisse muss daher im Einzelfall untersucht werden.

Exponent bei der Reduktion des Energieliniengefälles

Für die Lonza führte die Transportformel von Rickenmann (2001) für das Hochwasserereignis 2011 zu plausiblen Resultaten, und zwar sowohl für unterschiedliche Minimalwerte ($\theta_{c50,min}$) der dimensionslosen Schubspannung bei Bewegungsbeginn (θ_{c50}) als auch für unterschiedliche Versteckfunktionen. Dabei wurde beim reduzierten Energieliniengefälle ein Exponent von 1.5 verwendet. Bei den Langzeitsimulationen in der Lonza mit der Formel von Rickenmann (2001) wurde der Geschiebetransport bei sonst gleichen Modellparametern hingegen stark überschätzt. Mit verschiedenen Änderungen bei den Modelleinstellungen konnte der simulierte Transport reduziert werden. Mit dem Exponent 2 beim reduzierten Energieliniengefälle wurde der Geschiebetransport im Mittel nur noch um einen Faktor 6 bis 8 überschätzt.

Auch die Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) führte bei der Lonza für das Hochwasser 2011 zu ähnlich plausiblen Ergebnissen wie die Formel von Rickenmann (2001), wobei beim reduzierten Energieliniengefälle ebenfalls ein Exponent von 1.5 verwendet wurde. Bei den Langzeitsimulationen in der Lonza ergab die Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) ebenfalls plausible Resultate, wenn entweder der Sandanteil auf $F_s = 0.05$ gesetzt wurde (im Mittel mit einer 1.3-fachen Überschätzung des beobachteten Geschiebetransportes) oder wenn bei einem Sandanteil von $F_s = 0.20$ ein Exponent von 2 beim reduzierten Energieliniengefälle verwendet wurde (im Mittel mit einer Unterschätzung von mehr als 30 % des beobachteten Geschiebetransportes).

Für nachgerechnete Hochwasserereignisse in der Schweiz ergibt ein Exponent von 1.5 generell plausible Geschiebefrachten (Nitsche *et al.* 2011, 2012). In einer unabhängigen Untersuchung zur Abschätzung der mittleren jährlichen Geschiebelieferung in Vorfluter (BAFU 2014) wird empfohlen, in Kombination mit der Geschiebetransportformel von Smart und Jäggi (1983) beim reduzierten Energieliniengefälle einen Exponenten von 2 zu verwenden. Für die mittleren jährliche Geschiebelieferung sind in der Regel kleinere bis mittlere Abflüsse massgebend. Diese Empfehlung ist somit in qualitativer Übereinstimmung mit den *sedFlow* Resultaten für die Langzeitsimulationen des Geschiebetransportes in der Lonza mit der Transportformel von Rickenmann (2001). Andererseits ist zu erwarten, dass die Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) bei kleineren bis mittleren Abflüssen das Niveau des Geschiebetransportes im Durchschnitt einigermaßen plausibel abbildet, wenn beim reduzierten Energieliniengefälle ein Exponent von 1.5 verwendet wird (Schneider *et al.* In review). Dies ist in qualitativer Übereinstimmung mit den *sedFlow* Resultaten für die Langzeitsimulationen des Geschiebetransportes in der Lonza mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003).

Ansätze zur Vermeidung zu grosser Sohlenerosion

Bei den Simulationen in der Hasliaare ergaben die ersten Berechnungen in den steileren Gerinneabschnitten zum Teil schiessenden Abfluss mit grösseren Froude-Zahlen. Diese Simulationen führten resultierten in zu grossem Geschiebetransport und einer zu starken Erosion konvexer Knickpunkte im Längsprofil. Daher wurde im *sedFlow* Modell die Option für eine obere Begrenzung der Froude-Zahl eingeführt, damit schiessende Abflüsse vor allem in den steileren Abschnitten verhindert werden können. Die Limitierung der Froude-Zahl wirkt sich vor allem dahingehend aus, dass höhere Energieverluste über das reduzierte Energieliniengefälle berücksichtigt werden. Dieser Effekt dominiert über den Effekt der höheren Abflusstiefe auf die Transportberechnung. Somit sinkt die für den Transport verfügbare Energie bei kleineren Froude-Zahlen und damit auch die Menge des transportierten Geschiebes.

Eine Begrenzung der Froude-Zahl für die Simulationen kann damit begründet werden, dass einige Untersuchungen davon ausgehen, dass in natürlichen steilen Gerinnen mit einer Alluvions-Sohle keine schiessenden Abflüsse über längere Fließstrecken bzw. über längere Zeiträume auftreten (Grant 1997; Magirl *et al.* 2009). Andernfalls würden schiessende Abflüsse zu Erosion oder Umlagerung von Geschiebekörnern in einen stabileren Zustand mit strömenden Abflüssen führen.

Für die Hasliaare kann die Begrenzung der Froude-Zahl auch damit begründet werden, dass in der Gerinnesohle in steileren Abschnitten grobe Blöcke identifiziert wurden, welche in den Kornverteilungskurven ungenügend berücksichtigt sind. Eine Limitierung der Froude-Zahl auf maximal 0.9 war bei der Hasliaare nötig und erfolgreich, um eine zu starke Erosion konvexer Knickpunkte im Längenprofil zu vermeiden. Beim Brenno hatte eine Froude-Zahl Limitierung nur einen kleinen bis mässigen Einfluss auf die transportierten Geschiebefrachten, da schon für die Bestvariante die Erosion von Knickpunkten durch lokale Vergrößerung der Kornverteilungen verhindert wurde. Eine zweite Möglichkeit zur Vermeidung zu starker Sohlenerosion bei konvexen Knickpunkten im Brenno war der Einbau einer künstlichen Felsstrecke durch Limitierung des verfügbaren Materials in der Sohle. Mit diesen beiden Varianten wurden Simulationsresultate erzielt, die den Beobachtungen ähnlich nahe kamen.

Einfluss von seitlichen Sedimenteinträgen

Der Einfluss von seitlichen Sedimenteinträgen auf den Geschiebetransport im Hauptfluss (Gebirgsfluss) wurde vor allem im Brenno und in der Hasliaare untersucht. Bezüglich der zeitlichen Verteilung der Sedimenteinträge wurden zwei Varianten geprüft. In einem Fall (a) wurden die Einträge kontinuierlich über das Hochwasserereignis verteilt eingespeist, in einem zweiten Fall (b) wurden sie instantan zu einem Zeitpunkt eingegeben. Als Hauptresultat für den Fall (a) ergab sich, dass die Auswirkungen auf die Geschiebefracht und auf die Sohlenveränderungen tendenziell grösser sind mit zunehmenden seitlichen Sedimenteinträgen. Die Auswirkungen scheinen auf die lokale Umgebung, d.h. auf wenige Kilometer ober- und unterstrom der Einmündung eines Seitenbachs beschränkt zu sein. Je nach lokalen Verhältnissen (Gerinneneigung, Transportkapazität, Sedimenteintrag) kann es flussabwärts zu einer Erhöhung oder einer Verminderung des Geschiebetransportes kommen. So können grössere Ablagerungen bei der Mündung eines Seitenbaches flussaufwärts davon zu einer Verringerung des Wasserspiegelgefälles und damit zu einer Verminderung der Geschiebefracht führen. Für den instantanen Sedimenteintrag ergeben sich teilweise ähnliche Auswirkungen wie bei der kontinuierlichen Sedimenteinspeisung. Die Auswirkung auf die Geschiebefracht im Hauptgerinne ist umso grösser, je früher der Eintrag während eines Hochwassers erfolgt; für eine Reduktion oder Erhöhung des Geschiebetransportes steht mehr Zeit zur

Verfügung. Die Auswirkung auf die Ablagerung im unmittelbaren Mündungsbereich ist tendenziell umso grösser, je später während des Hochwassers der Eintrag erfolgt, während etwas weiter oberstrom ein früher Eintrag zu mehr Ablagerung führen kann.

Einstellungen bezüglich der Austauschschicht («active layer»)

Im Hinblick auf die Auswirkungen von verschiedenen Varianten und Einstellungen bei der Modellierung der Austauschvorgänge zwischen der (aktiven) Oberflächenschicht und der Unterschicht gibt es für natürliche Gerinne unseres Wissens noch sehr wenige Untersuchungen. Daher sollten die Auswirkungen von veränderten Varianten und Einstellungen für den Einzelfall untersucht werden. Mit den in Abschnitt 2.4 beschriebenen Optionen für die Modellierung der Austauschvorgänge zwischen Oberflächenschicht und Unterschicht in *sedFlow* besteht die Möglichkeit, hierzu in Zukunft systematische Sensitivitätsstudien durchzuführen.

6 Literaturverzeichnis

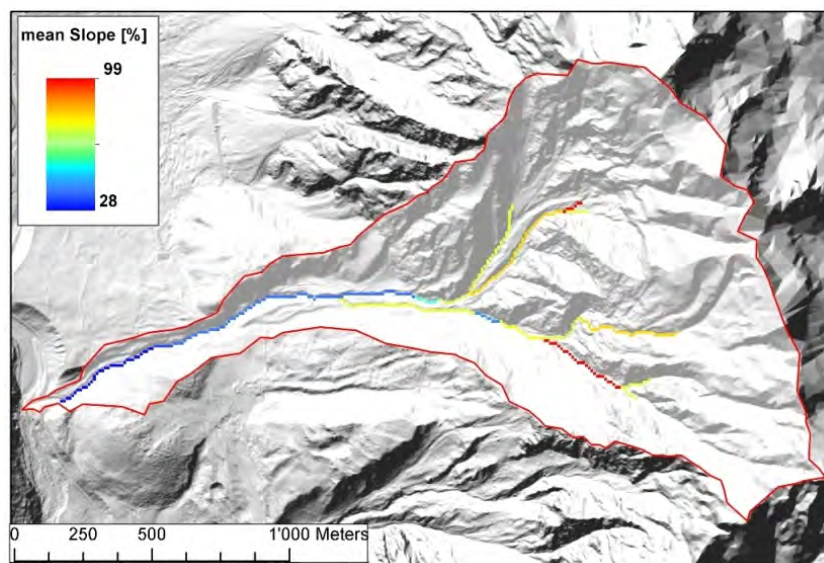
- BAFU (2014): Abschätzung der mittleren jährlichen Geschiebelieferung in Vorfluter, Praxishilfe. Arbeitsgemeinschaft Hunziker, Zarn und Partner AG, Aarau; Hydrologie – Wasserbau, Urtenen-Schönbühl; belop gmbh, Sarnen; im Auftrag des Bundesamts für Umwelt BAFU, Bern, Mai 2014.
- Bezzola, G.R., Hegg, C. (eds). (2007): Ereignisanalyse Hochwasser 2005, Teil 1–Prozesse, Schäden und erste Einordnung. Bern, Bundesamt für Umwelt BAFU, Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, Umwelt-Wissen Nr. 0707.
- Bezzola, G.R., Hegg, C. (eds). (2008): Ereignisanalyse Hochwasser 2005, Teil 2–Analyse von Prozessen, Massnahmen und Gefahregrundlagen. Bern, Bundesamt für Umwelt BAFU, Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, Umwelt-Wissen Nr. 2508.
- Böckli, M., Rickenmann, D. (2015a): Lonza – Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow*. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, Schweiz.
- Böckli, M., Greber, C., Rickenmann, D. (2015b): Grosse Schliere – Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow*. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, Schweiz.
- Böckli, M., Rickenmann, D., Heimann, F.U.M., Badoux, A. (2015c): Brenno – Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow*. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, Schweiz.
- Böckli, M., Bieler, C., Rickenmann, D., Heimann, F.U.M., Badoux, A. (2015d): Hasliaare – Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow*. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, Schweiz.
- Böckli, M., Rickenmann, D., Heimann, F.U.M., Bieler, C., Burkhard, L., Badoux, A. (2015e): Kleine Emme – Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow*. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, Schweiz.
- Bunte, K.B., Abt, S.R., Swingle, K.W., Cenderelli, D.A., Schneider, J.M. (2013): Critical Shields values in coarse-bedded steep streams. *Water Resources Research*, 49, 1–21.
- Chiari, M., Friedl, K., Rickenmann, D. (2010): A one-dimensional bedload transport model for steep slopes. *Journal of Hydraulic Research*, 48, 152–160.
- Ferguson, R. (2007): Flow resistance equations for gravel- and boulder-bed streams. *Water Resources Research*, 43, W05427, doi: 10.1029/2006WR005422.
- Ferguson, R. (2010): Time to abandon the Manning equation? *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 1873–1876.
- Flussbau (2009a): Ereignisanalyse Hochwasser 2005 – Sohlenveränderungen und Geschiebefrachten. Flussbau AG, Bern, unveröffentlichter Bericht, im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt BAFU, Bern.
- Flussbau (2009b): Ereignisanalyse Hochwasser 2005 – Seitenerosion. Flussbau AG, Bern, unveröffentlichter Bericht, im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt BAFU, Bern.
- Geoplan (2012): Hochwasserereignis vom 10.10.2011 im Lötschental – Ereignisanalyse. Geoplan AG, Steg, unveröffentlichter Bericht im Auftrag des Kantons Wallis, zuhanden des Talrats von Lötschen.
- geo7-HZP (2006): Gefahrenkarte – Hydrologie im OIK I. Auftraggeber Tiefbauamt des Kantons Bern, Oberingenieurkreis I. geo7 AG, Bern, und Hunziker, Zarn und Partner, Aarau, Juli 2006.
- Grant G.E. (1997): Critical flow constraints flow hydraulics in mobile-bed streams: A new hypothesis. *Water Resources Research*, 33(2), 349–358.
- Heimann, F.U.M. (2014): *sedFlow*, User manual. Swiss Federal Research Institute WSL, June 2014, Version 1.00.

- Heimann, F.U.M., Rickenmann, D., Turowski, J.M. (2015a): *sedFlow* – a tool for simulating fractional bedload transport and longitudinal profile evolution in mountain streams. *Earth Surface Dynamics*, 3, 15-34, doi: 10.5194/esurf-3-15-2015.
- Heimann, F.U.M., Rickenmann, D., Böckli, M., Badoux, A., Turowski, J.M., Kirchner, J.W. (2015b): Calculation of bedload transport in Swiss mountain rivers using the model *sedFlow*: proof of concept. *Earth Surface Dynamics*, 3, 35–54, doi:10.5194/esurfd-3-35-2015.
- Hunziker, R.P. (1995): Fraktionsweiser Geschiebetransport. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, 138, ETH Zürich, Schweiz, 209p.
- Hunzinger, L., Durrer, S. (2008): Seitenerosion. In Bezzola, G.R. & Hegg, C. (eds): Ereignisanalyse Hochwasser 2005, Teil 2–Analyse von Prozessen, Massnahmen und Gefahrengrundlagen. Bern, Bundesamt für Umwelt BAFU, Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, Umwelt-Wissen Nr. 2508, pp. 125-136.
- Jäggi, M. (1984): Abflussberechnung in kiesführenden Flüssen, *Wasserwirtschaft*, 74(5), 263–267.
- Jäggi, M.N.R. (1992): Sedimenthaushalt und Stabilität von Flussbauten. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, 119, ETH Zürich, Schweiz, 105p.
- Konz, M., Chiari, M., Rimkus, S., Turowski, J. M., Molnar, P., Rickenmann, D., Burlando, P. (2011): Sediment transport modelling in a distributed physically based hydrological catchment model. *Hydrol. Earth System Sciences*, 15, 2821–2837.
- Lamb, M.P., Dietrich, W.E., Venditti, J.G. (2008): Is the critical Shields stress for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope? *Journal of Geophysical Research*, 113, F02008. doi:10.1029/2007JF000831.
- Liu, Z., Todini, E. (2002): Towards a comprehensive physically-based rainfall-runoff model. *Hydrol. Earth System Sciences*, 6, 859–881.
- Magirl C S., Gartner J.W., Smart G.M., Webb R.H. (2009): Water velocity and the nature of critical flow in large rapids on the Colorado River, Utah. *Water Resources Research*, 45, W05427, doi:10.1029/2009WR007731.
- Meyer-Peter, E., Müller, R. (1948): Formulas for bed-load transport. *Proceedings of the 2nd Meeting, Stockholm. International Association for Hydraulic Structures Research*, Appendix 2, pp. 39–64.
- Nitsche, M., Rickenmann, D., Turowski, J.M., Badoux, A., Kirchner, J.W. (2011): Evaluation of bedload transport predictions using flow resistance equations to account for macro-roughness in steep mountain streams. *Water Resources Research*, 47: W08513, doi: 10.1029/2011wr010645.
- Nitsche, M., Rickenmann, D., Turowski, J.M., Badoux, A., Kirchner, J.W. (2012): Verbesserung von Geschiebevorhersagen in Wildbächen und Gebirgsflüssen durch Berücksichtigung von Makrorauigkeit. *Wasser Energie Luft*, 104(2), 129–139.
- Parker, G. (2008): Transport of Gravel and Sediment Mixtures. In M.H. Garcia (ed.): *Sedimentation Engineering: Processes, Measurements, Modeling, and Practice*; ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice, no. 110, pp. 165-251.
- Prancevic, J.P., Lamb, M.P., Fuller, B.M. (2014): Incipient sediment motion across the river to debris-flow transition. *Geology*, 42, 191–194.
- Recking, A. (2009): Theoretical development on the effects of changing flow hydraulics on incipient bed motion. *Water Resources Research*, 45, W04401, doi:10.1029/2008WR006826.
- Recking, A. (2010): A comparison between flume and field bed load transport data and consequences for surface-based bed load transport prediction. *Water Resources Research*, 46, W03518, doi:10.1029/2009WR008007.
- Rickenmann, D. (2001): Comparison of bed load transport in torrent and gravel bed streams. *Water Resources Research*, 37, 3295–3305.

- Rickenmann, D., Recking, A. (2011): Evaluation of flow resistance in gravel-bed rivers through a large field data set. *Water Resources Research*, 47, W07538, doi:10.1029/2010WR009793.
- Rickenmann D., Heimann F., Böckli M., Turowski J.M., Bieler C., Badoux A. (2014a): Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow* in zwei Gebirgsflüssen der Schweiz. *Wasser Energie Luft*, 106(3), 187-199.
- Rickenmann, D., Heimann, F.U.M., Turowski, J.M., Bieler, C., Böckli, M., Badoux, A. (2014b): Simulation of bedload transport in the Hasliaare River with increased sediment input. In: A.J. Schleiss, G. De Cesare, M.J. Franca, M. Pfister (eds.), *River Flow 2014*, CRC Press, Balkema, pp. 2273-2281 (pdf version).
- Schneider, J.M., Rickenmann, D., Turowski, J.M., Bunte, K., Kirchner, J.W. (in review): Applicability of bedload transport models for mixed size sediments in steep streams considering macro-roughness. Manuscript submitted to *Water Resources Research* (in review 2015).
- Smart, G.M., Jäggi, M.N.R. (1983): Sediment Transport on Steep Slopes. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich*, 64, 191 p.
- Van De Wiel, M.J., Coulthard, T.J., Macklin, M.G., Lewin, J. (2007): Embedding reach-scale fluvial dynamics within the CAESAR cellular automaton landscape evolution model. *Geomorphology*, 90, 283–301.
- Wilcock P., Crowe J. (2003): Surface-based Transport Model for Mixed-Size Sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(2), 120-128.

DFdelivery:

Ein empirisch-stochastisches Modell zur Bestimmung des Sedimenteintrages durch Murgänge in Gebirgsflüsse



Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft
Forschungseinheit Gebirgshydrologie und Massenbewegungen
8903 Birmensdorf, Schweiz

Martin Böckli, Dieter Rickenmann, Florian U.M. Heimann

10. März 2015



Eidg. Forschungsanstalt für Wald,
Schnee und Landschaft WSL

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	2
2. Beschreibung des Modelles	2
3. Untersuchungsgebiete	7
3.1 Riale Riasco.....	7
3.2 Ri di Soi.....	7
3.3 Rotlauibach.....	8
3.4 Spreitgraben.....	8
4. Resultate	9
4.1 Sensitivität der Modellvariablen auf die Ergebnisse	9
4.2 Resultate für die Untersuchungsgebiete	11
5. Diskussion und Schlussfolgerungen.....	13
6. Literatur	14
7. Anhang – Programmcode des Modells DFdelivery	0

1. Einleitung

Für die Geschiebeverfrachtung in Gebirgsflüssen können seitliche Sedimenteinträge durch Murgänge eine wichtige Rolle spielen. Für die Quantifizierung des Transportes im Gebirgsfluss sollte deshalb das Feststoffpotential der einzelnen Wildbäche bekannt sein, und mögliche Sedimenteinträge in den Gebirgsfluss sollten abgeschätzt werden können. Ebenfalls eine Rolle spielt, wie viele Wildbäche während eines Grossereignisses aktiv sind und in welcher zeitlichen Reihenfolge sie Feststoffe in den Gebirgsfluss liefern. Im Gebirgsfluss selber können dann für eine angenommene Abflussganglinie mit numerischen Simulationen die Auswirkungen des seitlichen Sedimenteintrages auf den Geschiebetransport und die Feststoffverlagerung weiter flussabwärts bestimmt werden.

In dieser Arbeit wird ein empirisch-stochastischer Ansatz präsentiert, mit dem der seitliche Feststoffeintrag in Gebirgsflüsse durch Murgänge in Wildbächen abgeschätzt werden kann. Unter der Annahme, dass ein Murgang an verschiedenen Stellen entlang des Wildbachgerinnes ausgelöst werden kann, erhält man als Resultat eine Wahrscheinlichkeitsverteilung von Feststofffrachten, die den Gebirgsfluss erreichen. Zusammen mit simulierten Abflüssen oder Szenario-basierten Annahmen zu Hochwasserabflüssen, können diese Einträge den Input für die Modellierung des Geschiebetransportes in Gebirgsflüssen bilden.

Die hier dargestellten Arbeiten wurden im Rahmen der folgenden zwei Projekte durchgeführt: (1) „Feststofftransport in Gebirgseinzugsgebieten“ (Vertrags-Nr. 11.0026.PJ/ K154-7241) im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt (BAFU) der Schweiz, und (2) „SEDRIVER“ (SNF Projekt Nr. 4061-125975) im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes NFP61 des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (SNF).

2. Beschreibung des Modelles

In einem ersten Schritt wird überprüft, ob ein Einzugsgebiet potentiell murgangfähig ist. Dazu können Einzugsgebiete mit einer Fläche kleiner als 25 km² und einer mittleren Gerinneneigung grösser als 5 % gezählt werden (Rickenmann und Koschni, 2010).

In einem zweiten Schritt werden entlang des Gerinnes potentielle Startzonen für Murgänge bestimmt. In Anlehnung an einen Ansatz von Zimmermann et al. (1997) wurde von Gertsch (2009) eine Formel vorgeschlagen, wobei die mittlere Gerinneneigung J bei einem möglichen Entstehungsort als Funktion der Einzugsgebietsfläche abgeschätzt wird:

$$J \geq 26 * A^{-0.15} \quad (1)$$

mit:

J = mittlere Gerinneneigung für einen Abschnitt [-]

A = Einzugsgebietsfläche oberhalb

Wenn also die Gerinneneigung einen gewissen Grenzwert in Abhängigkeit der Einzugsgebietsfläche oberhalb des untersuchten Abschnittes überschreitet, kann an diesem Ort ein Murganganriss stattfinden. Damit nicht bei jedem Rasterpunkt (je nach Auflösung des GIS-Rasters z.B. alle 2 oder 10 m) die Formel angewendet werden muss, wird das Gerinne vorhergehend in Abschnitte mit gleichem Gefälle eingeteilt (Abb. 1a). Wenn die Neigungsänderung einen bestimmten Grenzwert überschreitet, beginnt ein neuer Abschnitt. Ebenfalls wird bei der Einmündung eines Seitengerinnes ein neuer Abschnitt erstellt. Für jeden Abschnitt wird also überprüft, ob ein Murganganriss möglich ist. Zusätzlich wird für jeden Abschnitt das zugehörige Teileinzugsgebiet berechnet (Abb. 1b).

In einem nächsten Schritt wird die relative Häufigkeit von Murganganrissen in den verschiedenen Abschnitten entlang des Gerinnes abgeschätzt. Dazu wird untersucht wie viel Material durch Hangrutschungen in welche Gerinneabschnitte geliefert werden könnte. Es werden in den Teileinzugsgebieten mögliche Orte mit Hanginstabilitäten gesucht. Dies geschieht nach dem empirisch-statistischen Verfahren nach von Ruette et al. (2011). (detailliertere Zusammenfassung des Verfahrens ist am Ende dieses Kapitels gegeben)

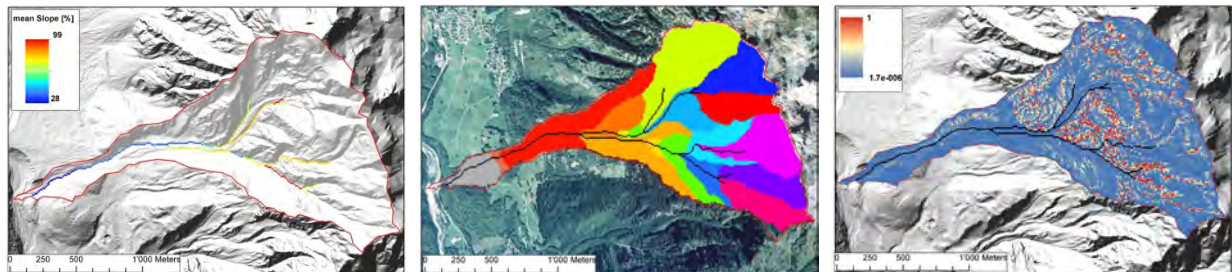


Abb. 1 Drei Zwischenresultate des Modelles DFdelivery für das Einzugsgebiet des Riale Riasco: a) Einteilung des Gerinnes in Abschnitte mit ähnlicher Gerinneneigung. b) Zu den Gerinneabschnitten gehörende Teileinzugsgebiete. c) Rutschungs-Prädispositions-Karte nach von Ruette et al. (2011).

In von Ruette et al. (2011) wird ein Schwellenwert definiert, oberhalb dem eine Hangrutschung stattfinden könnte. In dem hier vorgestellten Modell wird nicht mit einem Schwellenwert gearbeitet. Jeder Rasterpunkt erhält einen Wert zwischen 0 und 1. Je höher der Wert, desto wahrscheinlicher ist eine Hangrutschung. Man erhält so eine Karte mit einer Wahrscheinlichkeitsverteilung für Hangrutschungen (Abb. 1c). Jeder Rasterwert wird mit seiner inversen Distanz zum Gerinne gewichtet. Aus der Summe der Anzahl Pixel mit ihrem Rasterwert gewichtet mit der inversen Distanz zum Gerinne ergibt sich der potentielle relative Sedimenteintrag ins Gerinne (Abb. 2).

$$\text{Sedimenteintrag ins Wildbachgerinne} = f \left[\sum \left(P_{HI} * \frac{1}{L_{HI}} \right) \right]$$

Mit:

P_{HI} : Pixel mit Hanginstabilität

L_{HI} : Abstand von Pixel zum Gerinne

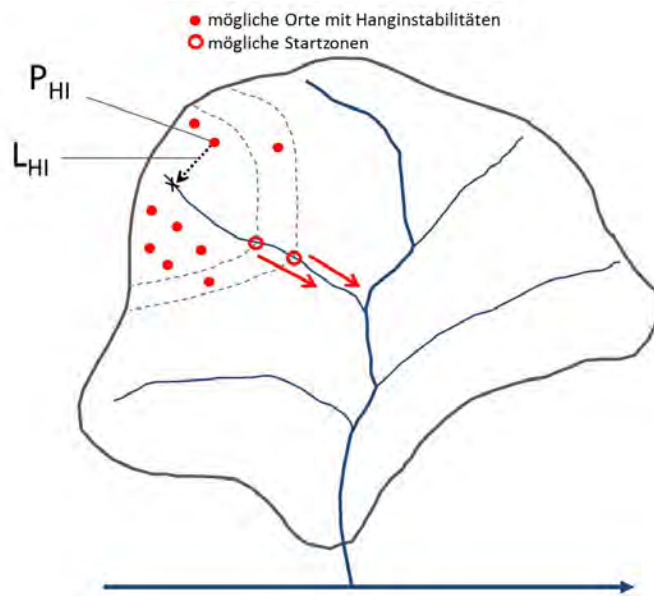


Abb. 2 Schematische Darstellung zur Modellierung des Feststoffeintrags in die Gerinne.

Der relative Sedimenteintrag ins Gerinne ergibt eine Gewichtung der Teileinzugsgebiete und somit der einzelnen Gerinneabschnitte untereinander und bestimmt die relative Häufigkeit von Murganganrissen entlang des Gerinnes (welche in unserem Modellansatz proportional zur relativen Häufigkeit potentieller Sedimenteinträge durch Hanginstabilitäten ist).

Eine Abschätzung für ein potentielles Murgangsvolumen für eine gegebene (totale) Einzugsgebietsgrösse (am Kegelhals) und das mittlere Gerinnegefälle (oberhalb des Kegelhalses) wird anhand folgender Formel nach Rickenmann und Koschni (2010) gemacht.

Fracht F [m^3] eines Murgangs:

$$F_{ber} = 16400 * A^{1.35} * J_c^{1.7}$$

Mit:

A = Fläche EG beim Kegelhals [km^2]

J_c = mittleres Gerinnegefälle oberhalb des Kegelhalses [-]

Es besteht auch die Möglichkeit, das Murgangsvolumen manuell ins Modell einzugeben.

Schliesslich wird für jeden Fall die Auslaufdistanz des Murgangs berechnet, um zu überprüfen, ob der Murgang den Vorfluter erreicht. Dies erfolgt nach folgender Formel von Rickenmann und Scheidl (2010):

Reichweite L eines Murgangs:

$$L_{ber} = 1.9 * F_{ber}^{0.16} * H^{0.83}$$

mit:

H = Höhendifferenz Startpunkt bis Ablagerungspunkt [m]

Die empirischen Formeln zur Volumen- und zur Reichweitenabschätzung wurden anhand von 38 bzw. 94 Ereignissen validiert. Dabei wurde die Daten von Rickenmann und Scheidl (2010) verwendet, und

für die Quotienten $F_{\text{obs}}/F_{\text{ber}}$ sowie $L_{\text{obs}}/L_{\text{ber}}$ eine Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung erstellt (Abb. 3); der Index „obs“ bezieht sich auf den beobachteten und der Index „ber“ auf den berechneten Wert.

Mit der angepassten Funktion kann eine Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung für das Murgangsvolumen und für die Auslaufdistanz berechnet werden.

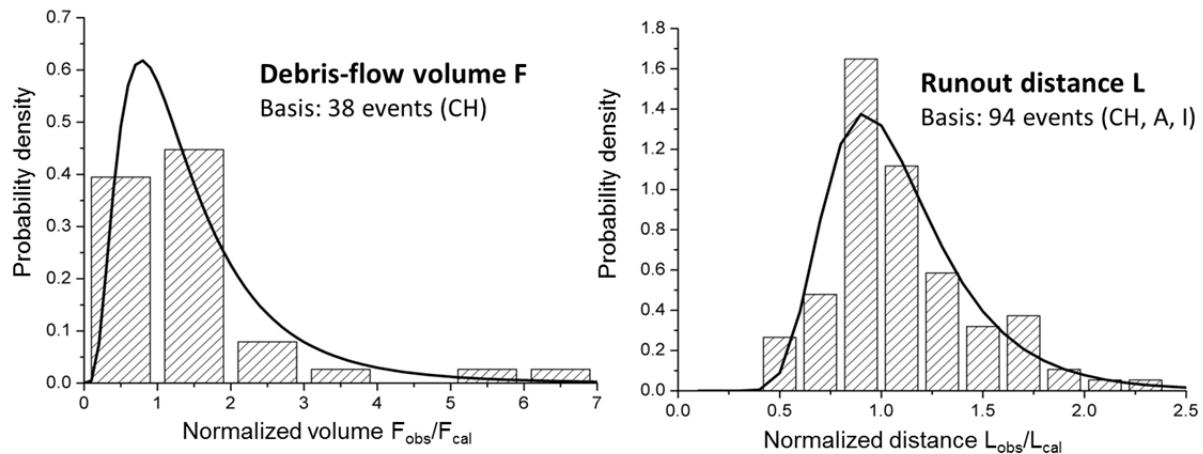


Abb. 3 Wahrscheinlichkeitsdichteverteilungen des Quotienten von beobachteten durch berechnete Murgangsvolumen (links) und von beobachteten durch berechnete Auslaufdistanzen (rechts). [$F_{\text{obs}}/F_{\text{ber}}$ sowie $L_{\text{obs}}/L_{\text{ber}}$]

Schliesslich erhält man drei Wahrscheinlichkeitsdichteverteilungen (Murganganrisse entlang Gerinne, Volumen, Reichweite), die miteinander verrechnet werden. Als Resultat ergibt sich eine Wahrscheinlichkeitsverteilung von Murgangsvolumen, die den Vorfluter erreichen (Abb. 4). Das Resultat von DFdelivery ergibt also eine Aussage darüber, mit welcher Wahrscheinlichkeit ein potentieller Murgang mit einer bestimmten Feststofffracht den Vorfluter erreicht.

Eine Übersicht über die Methodik und die im Modell DFdelivery implementierten Formeln ist in Abbildung 5 gezeigt.

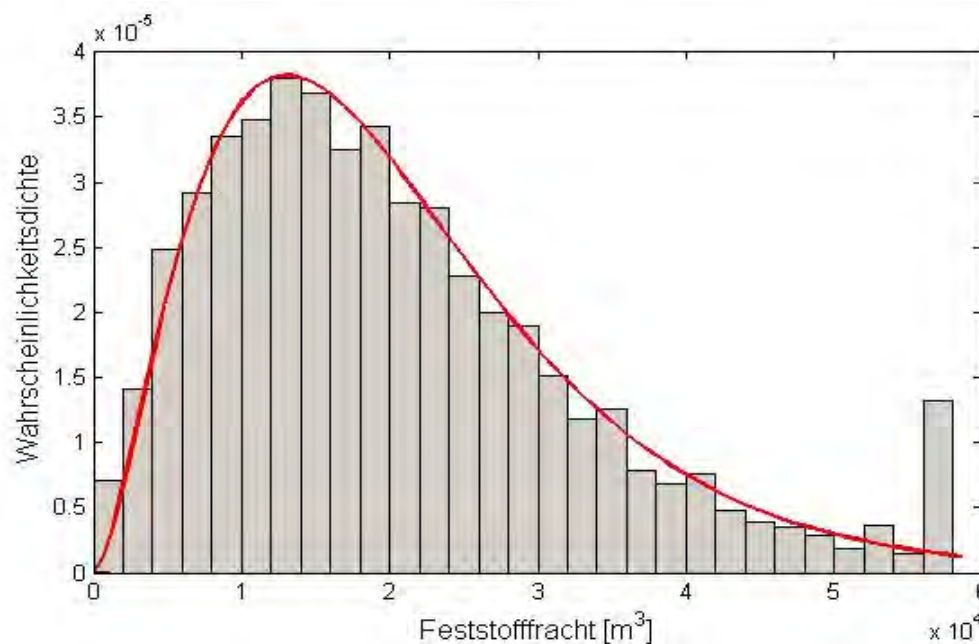


Abb. 4 Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung der Murgangsvolumen, die den Vorfluter erreichen.

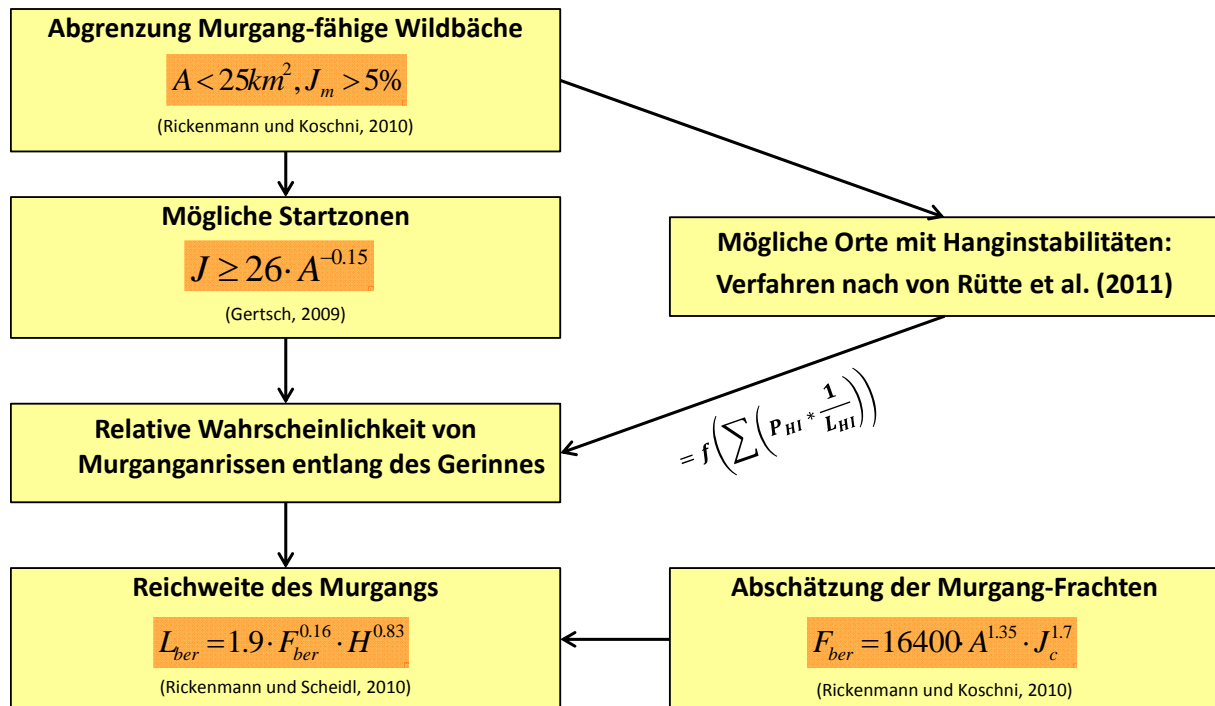


Abb. 5 Übersicht über die Methodik und die im Modell DFdelivery implementierten Formeln.

Von Ruette et al. (2011): Räumlich statistisches Modell zum Auftreten von flachgründigen Hangrutschungen

Von Ruette et al. (2011) benutzten eine logistische Regression um das räumliche Auftreten von Hangrutschungen, ausgelöst durch Hanginstabilitäten, zu modellieren. Das Modell basiert auf vier erklärenden Variablen, die je nach Ausprägung eine Hangrutschung begünstigen oder verhindern können:

- Gefälle
- Vegetationstyp
- Einzugsgebietsgrösse
- Krümmung der Hangneigung

Laut dem Modell steigt die Rutschungs-Anfälligkeit mit steigendem Gefälle, steigender Einzugsgebietsgrösse, ausgeprägter Krümmung und mehr Grasland (bzw. weniger Waldbewuchs).

Die vier für die Modellentwicklung verwendeten Datensätze (Napf 2002, 2005; Appenzell 2002; Entlebuch 2005) stammen aus der Rutschungs-Datenbank der WSL. Das Modell wurde anhand des Datensatzes Napf 2002 kalibriert. Mit dem kalibrierten Modell wurden Karten zur Rutschungs-Prädisposition für die weiteren drei Datensätze erstellt. Generell kann gesagt werden, dass die mit dem statistischen Modell erstellten Karten die allfälligen Anrissgebiete überschätzen. Zudem kann die zeitl. Variation der hydrologischen Prozesse während eines möglichen Auslöseereignisses nicht beschrieben werden.

3. Untersuchungsgebiete

Das Modell DFdelivery wurde in den vier Untersuchungsgebieten Riale Riasco, Ri di Soi, Rotlauibach und Spreitgraben angewendet (Abb. 6).



Abb. 6 Die vier Untersuchungsgebiete, auf welche das Modell DFdelivery angewendet wurde

3.1 Riale Riasco

Der Riale Riasco befindet sich im Einzugsgebiet des Brenno im Kanton Tessin und mündet auf einer Höhe von 850 m ü.M. in den Gebirgsfluss. Die Einzugsgebietsfläche des Riasco beläuft sich auf 1.9 km² und die mittlere Gerinneneigung auf 38 %. Generell hat der Riale Riasco einen geringen Abfluss, der aber nach intensiven Regenfällen rasch ansteigen kann und den Transport einer grossen Menge Lockermaterial ermöglicht. Als sich im August 2009 im nordöstlichen Teil des Einzugsgebietes an der Südwestflanke der Cima Sgiu ein grosser Felssturz ereignete (geschätztes Volumen ca. 200'000 m³), stieg die Befürchtung vermehrter und grösserer Murgangereignisse, weshalb die Gruppe „Massenbewegungen“ der WSL eine Murgang-Monitoringstation einrichtete (Stricker, 2010).

3.2 Ri di Soi

Der Ri di Soi befindet sich ebenfalls im Einzugsgebietes des Brenno und mündet auf einer Höhe von 690 m ü.M. bei Dangio in den Gebirgsfluss. Der Ri di Soi hat entwässert eine Fläche von 13.8 km² und die mittlere Gerinneneigung für das Hauptgerinne beläuft sich auf 25 %. Auch bei kleinen Hochwasserereignissen liefert der Bach Geschiebe, obwohl der Transport aufgrund einer abflussreduzierenden Wasserfassung eher gering ist. Ohne Fassung wäre je nach Hochwasserereignis der Eintrag in den Brenno um 10-15 % grösser (Flussbau, 2003). Auf einer Höhe von ca. 1200 m ü.M. befindet sich ein längeres Flachstück mit einem durchschnittlichen Gefälle von rund 13.8 %. Dieses Flachstück führt zu einer deutlichen Limitierung des Geschiebeeintrages aus dem oberen Teil des Einzugsgebietes (Flussbau, 2003). Vor der Mündung in den Brenno befindet sich ebenfalls ein längeres Flachstück. Ein Grossteil des durch Murgänge transportierten Materials wird auf diesem

Flachstück abgelagert und gelangt dann durch fluvialen Transport sukzessive in den Brenno. Das grösste Murgangereignis im Ri di Soi ereignete sich im September 1999. Dabei wurden 100'000-150'000 m³ Material mobilisiert.

3.3 Rotlauibach

Der Rotlauibach mündet etwa einen Kilometer flussaufwärts von Guttannen in die Hasliaare. Das Einzugsgebiet hat eine Fläche von 4 km² und die mittlere Gerinneneigung beläuft sich auf 49 %. Im August 2005 ereignete sich eines der grössten Murgangereignisse in der jüngeren Geschichte der Schweizer Alpen (Geotest-HZP, 2007). Der Murgang lagerte rund 500'000 m³ Feststoffmaterial im Tal ab, was zu einem Rückstau der Hasliaare führte (Rickenmann et al., 2008). Seit diesem Ereignis treten im Einzugsgebiet des Rotlauibachs vermehrt Murgänge mit grösseren Volumen auf.

3.4 Spreitgraben

Der Spreitgraben befindet sich im Einzugsgebiet der Hasliaare. Das Einzugsgebiet des Spreitgrabens hat eine Fläche von 4.2 km². Die mittlere Gerinneneigung ist 41 %. Der Spreitgraben wies die letzten Jahrzehnte eine eher geringe Wildbachaktivität mit einem durchschnittlichen Materialtransport zur Hasliaare von rund 2000 m³/Jahr auf. Seit Juli 2009 kam es aufgrund eines Felssturzes an der Nordostflanke des Ritzliorns zu einer Systemveränderung im Einzugsgebiet (Hählen, 2010). In den Ablagerungen des Felssturzes kommt es seitdem zu vermehrten Murganganrissen mit deutlich grösseren Volumina (Geotest, 2010b, 2012). Die Murgänge, die seit 2009 auftreten, führten v.a. beim Kegel zu starker Tiefen- und Seitenerosion. Das Material wird erst im Gerinne des Vorfluters abgelagert (Geotest, 2010a).

4. Resultate

4.1 Sensitivität der Modellvariablen auf die Ergebnisse

Sauter (2012) überprüfte in ihrer Masterarbeit die Sensitivität der Modellergebnisse auf die Einstellungen folgender Modellvariablen:

- Anzahl der Durchgänge, die das Modell durchlaufen muss, damit eine repräsentative Verteilung gegeben ist.
- Rastergrösse
- Fliessrichtung des Oberflächenabflusses

Anzahl der Durchgänge

Das Modell wurde an den vier Bächen mit 1'000, 10'000 und 50'000 Durchgängen getestet (Abb. 7). Bis auf das Gebiet des Ri di Soi sehen die Wahrscheinlichkeitsdichteverteilungen annähernd identisch aus. Einzig für den Ri di Soi weicht die Verteilung des Modelldurchlaufes mit 1000 Durchgängen von den anderen Kurven ein wenig ab. Ab 10'000 Durchgängen führt eine weitere Erhöhung der Durchgangszahl zu keiner nennenswerten Änderung der berechneten Wahrscheinlichkeitsverteilung. Alle weiteren Berechnungen wurden deshalb mit 10'000 Modelldurchläufen gemacht.

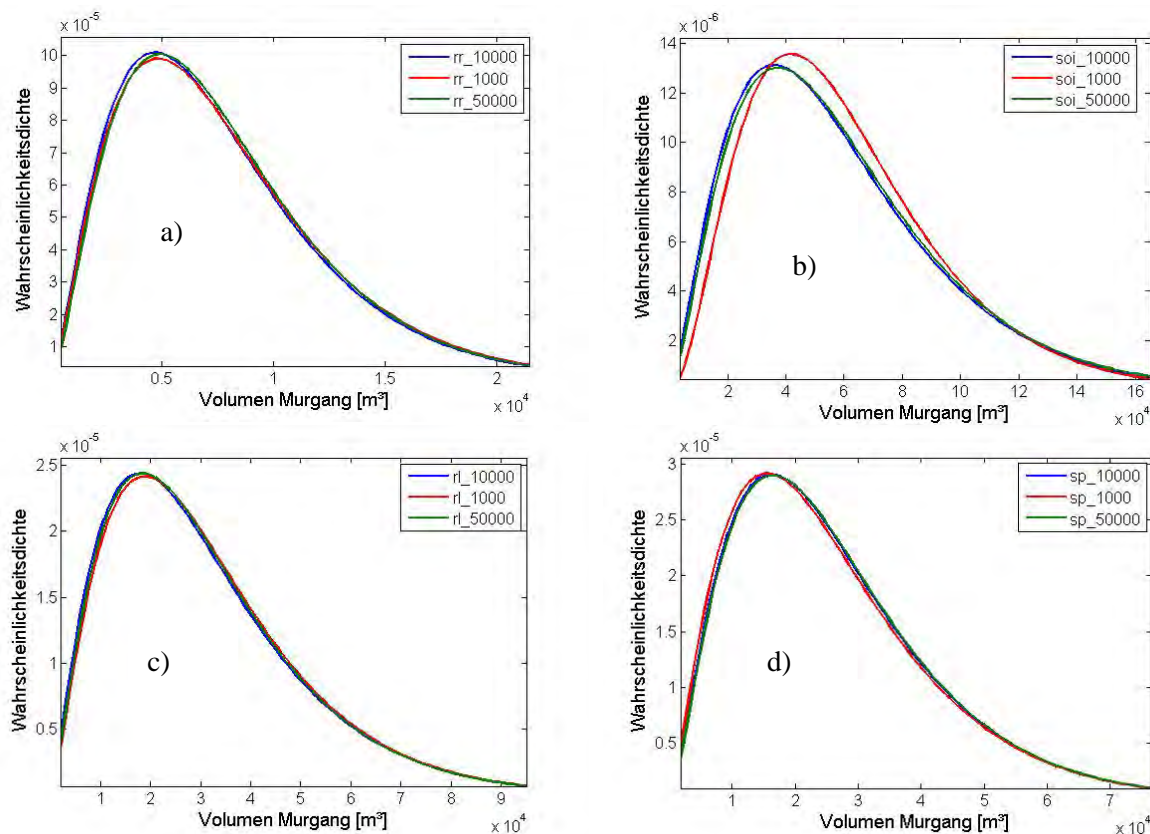


Abb. 7 Wahrscheinlichkeitsdichten der Murgänge, die den Vorfluter erreichen, berechnet mit 1'000, 10'000 und 50'000 Modelldurchläufen. a) Riascio, b) Ri di Soi, c) Rotlaubach und d) Spreitgraben.

Rastergrösse

Um das Modell auf die Sensitivität auf die Auflösung der verwendeten Raster zu überprüfen, wurden Modelldurchläufe mit einem 2 m, 10 m und 25 m Raster getätigt (Abb. 8). Die

Berechnungsgeschwindigkeit ist massgeblich von der gewählten Rastergrösse abhängig. Zudem wird mit einer unterschiedlicher Auflösung ein unterschiedlicher Fliessweg berechnet. Bei einer zu groben Auflösung verläuft das berechnete Gerinne unter Umständen neben dem eigentlichen Gerinne, bei einer zu feinen Auflösung mäandriert der Bach seinem eigenen Gerinne und der berechnete Fliessweg wird zu lang. Beim Riale Riasco unterscheiden sich die berechneten Dichtefunktionen ziemlich stark (Abb. 8a), bei den anderen drei Bächen ist der Unterschied gering. Abgesehen vom Ri di Soi (Abb. 8b) werden mit einem feinen Raster (2 m) tendenziell mehr kleinere Murgänge transportiert, während bei einem groben Raster (25 m) eher mehr grosse Murgänge transportiert werden. Auf eine Analyse der Resultate wurde im Rahmen dieser Arbeit verzichtet. Für die weiteren Berechnungen wurde jeweils ein Raster mit einer Auflösung von 10 m verwendet, da angenommen wird, dass damit das Gerinne von einem Wildbach gut repräsentiert wird.

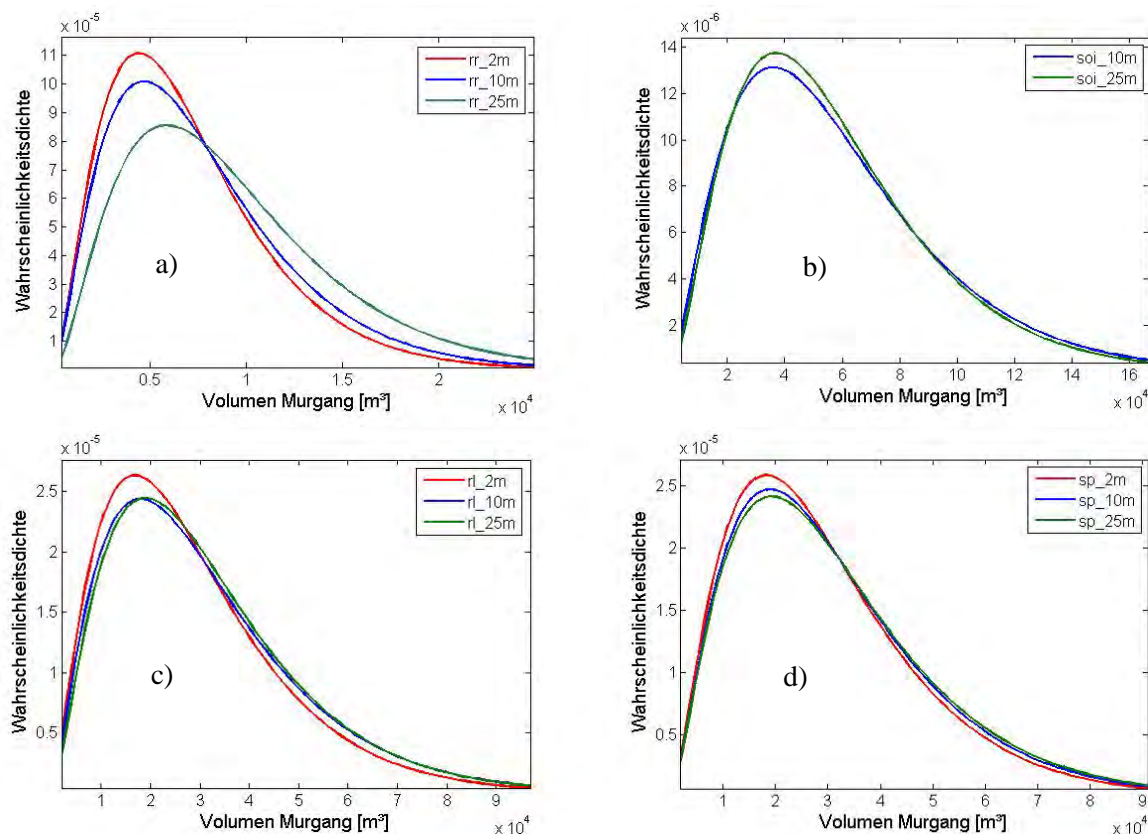


Abb. 8 Wahrscheinlichkeitsdichten der Murgänge, die den Vorfluter erreichen berechnet mit einem Höhenmodell mit einer Rastergrösse von 2, 10 und 25 m. Es wurden jeweils 10'000 Modelldurchläufegerechnet. a) Riasco, b) Ri di Soi, c) Rotlauibach und d) Spreitgraben.

Fliessrichtung

Der Oberflächenabfluss in den Hängen wurde in einer Variante nach der Fliessrichtung und in der zweiten Variante nach der Exposition des Hanges berechnet. Bei der Fliessrichtung fliesst das Wasser jeweils von einer Zelle in die tiefstliegende Nachbarzelle. Bei der Berechnung nach der Exposition folgt das Wasser der Ausrichtung des Hanges. Dabei werden alle Zellen in unmittelbarer Umgebung in die Berechnung miteinbezogen. Für den Ri di Soi konnten die Berechnungen nicht mit der Exposition gemacht werden, da das Wasser in einer flachen Ebene hängen bleibt. Für die anderen drei Einzugsgebiete konnte aber gezeigt werden, dass die Resultate der beiden Varianten (Fliessrichtung und Exposition) annähernd identisch sind. Für weitere Berechnungen wird die Fliessrichtung verwendet.

4.2 Resultate für die Untersuchungsgebiete

In einem ersten Schritt wurde das Murgangvolumen mit der empirischen Formel von Rickenmann und Koschni (2010) berechnet. Für die untersuchten Bäche ergaben sich folgende Resultate (Abb. 9):

- i) Riale Riasco: 90 % der Murgänge den Vorfluter nicht. Das berechnete Volumen ist 7530 m³ und das maximale Murgangvolumen beläuft sich auf 21'235 m³.
- ii) Ri di Soi: 90 % der Murgänge erreichen den Vorfluter nicht. Das berechnete Volumen ist 54'458 m³ und das maximale Murgangvolumen beläuft sich auf 163'529 m³.
- iii) Beim Spreitgraben erreichen 65 % der Murgänge den Vorfluter nicht. Das berechnete Volumen ist 25'271 m³ und das maximale Murgangvolumen beläuft sich auf 75'813 m³.
- iv) Beim Rotlaibach erreichen 40 % der Murgänge den Vorfluter nicht. Das berechnete Volumen ist 35'061 m³ und das maximale Murgangvolumen beläuft sich auf 94'092 m³.

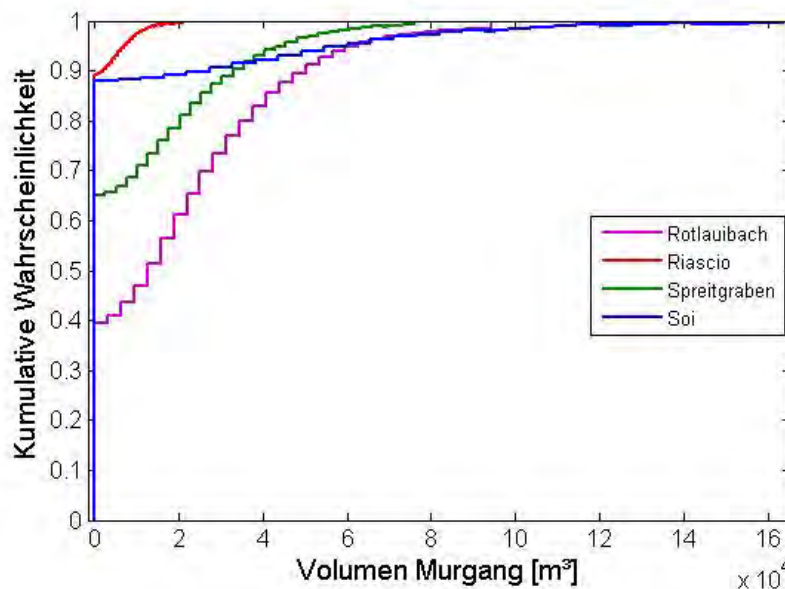


Abb. 9 Kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilungen der im Vorfluter abgelagerten Volumina. Ein Volumen von Null entspricht jenen Murgängen, die den Vorfluter nicht erreichen.

Sauter (2012) hat in ihrer Masterarbeit das Murgangpotential der vier untersuchten Bäche unter Anwendung der Methoden Gertsch (2009) und SEDEX (Frick et al., 2008) abgeschätzt. Dabei ergaben sich für den Riale Riasco, für den Rotlaibach und für den Spreitgraben deutlich höhere Murgangvolumina als mit der empirischen Formel von Rickenmann und Koschni (2010). Die von Sauter (2012) abgeschätzten Volumina wurden ebenfalls als Input für das Modell verwendet und die Resultate mit denjenigen, die auf der empirischen Formel basieren, verglichen (Abb. 10).

- v) Riale Riasco: Mit einer manuellen Eingabe des Murgangvolumen von 66'000 m³ erreichen noch 75 % der Murgänge den Vorfluter nicht und das maximale Murgangvolumen beläuft sich auf 198'000 m³.
- vi) Ri di Soi: Die beiden als Inputs verwendete Volumina (Feld-basiert, empirische Formel) sind ähnlich (66'500 m³, 54'458 m³). Die Wahrscheinlichkeitsverteilung der Murgangvolumina ändert sich deshalb nicht wesentlich.

- vii) Rotlaubach: Mit einer manuellen Eingabe des Murgangvolumen von 184'000 m³ erreichen noch 28 % der Murgänge den Vorfluter nicht und das maximale Murgangvolumen beläuft sich auf 552'000 m³.
- viii) Spreitgraben: Mit einer manuellen Eingabe des Murgangvolumen von 165'000 m³ erreichen noch 42 % der Murgänge den Vorfluter nicht und das maximale Murgangvolumen beläuft sich auf 495'000 m³.

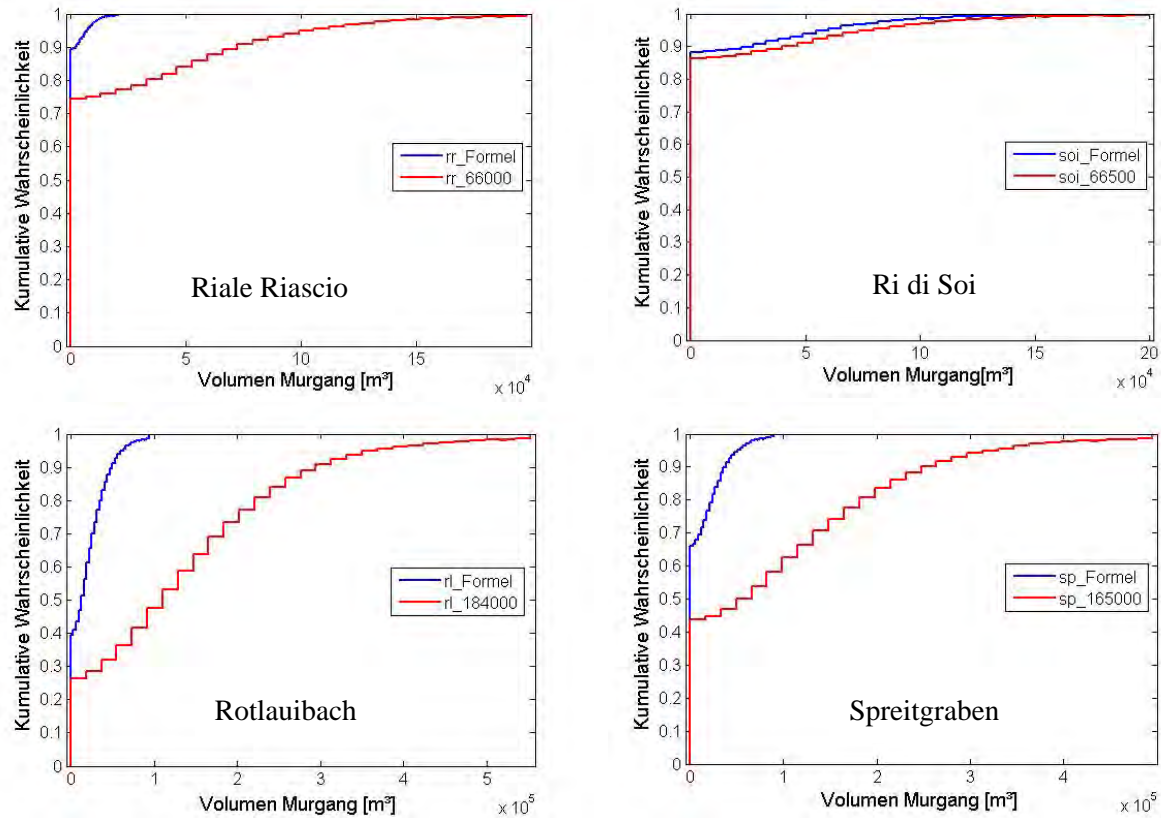


Abb. 10 Kumulative Wahrscheinlichkeitsverteilungen der im Vorfluter abgelagerten Volumina: Vergleich der Variante mit der Volumenberechnung nach Rickenmann und Koschni (2010) (blau) mit der Variante mit manueller Eingabe des Murgangvolumen basierend auf einem feldbasierten Abschätzverfahren für Murgänge (rot) (siehe Sauter, 2012).

5. Diskussion und Schlussfolgerungen

Der Riale Riascio und der Spreitgraben verlaufen im unteren Bereich in einem steilen, eingetieften Gerinne. Der Riale Riascio mündet ohne ausgeprägten Kegel in den Vorfluter. Es kann deshalb davon ausgegangen werden, dass ein Grossteil der auftretenden Murgänge Material bis in den Vorfluter liefert. Tatsächlich werden im Riale Riascio durch die Beobachtungsstation der WSL fast jährlich kleinere Murgänge registriert (Stricker, 2010), die den Brenno erreichen, und im Spreitgraben treten seit dem Felssturz am Ritzlihorn 2009 (Hählen, 2010) vermehrt Murgänge auf, bei denen das Material erst im Gerinne des Vorfluters abgelagert wird (Geotest, 2010a). Die Berechnungen mit dem Modell DFdelivery, dass nur 10 % (Riale Riascio) bzw. 35 % (Spreitgraben) der Murgänge den Vorfluter erreichen, sind deshalb als nicht plausibel zu betrachten.

Der Ri di Soi verläuft im untersten Teil vor der Mündung in den Brenno in einer ausgeprägten Flachstrecke. Hier ist das Resultat, dass nur 10 % der Murgänge den Vorfluter erreichen, als realistischer zu betrachten. Auch ergab die Bestimmung des Murgangvolumen mit der empirischen Formel von Rickenmann und Koschni (2010) ein ähnliches Resultat wie mit der feldbasierten Volumenabschätzung nach Gertsch (2009) und SEDEX (Frick et al., 2008) (Sauter, 2012).

Im Rotlauibach ereignete sich im Sommer 2005 ein Murgangereignis, bei dem 550'000 m³ Material mobilisiert wurde (Geotest-HZP, 2007). Wird im Modell die Volumenabschätzung nach Gertsch (2009) und SEDEX (Frick et al., 2008) verwendet, so wird ein maximales Murgangvolumen von 552'000 m³ berechnet. Zudem erreichen mit dieser Variante 72 % der Murgänge den Vorfluter. Dieses Szenario kann durchaus als plausibel betrachtet werden.

Der Widerspruch zwischen den simulierten Resultaten und den Beobachtungen beim Riale Riascio und beim Spreitgraben kann hauptsächlich auf zwei dem Modell zugrunde liegenden Formeln zurückgeführt werden. Zum einen wurde das Volumen mit der Formel von Rickenmann und Koschni (2010) für die untersuchten Einzugsgebiete z.T. stark unterschätzt. Zum anderen wurde die Formel zur Berechnung der Reichweite von Murgängen (Rickenmann und Scheidl, 2010) anhand von Ereignissen entwickelt, bei welchen es zu einem Gerinneausbruch und einer Übersarung des Kegels kam. Die Formel liefert deshalb für Wildbäche mit einem stark eingetieften Gerinne und unwahrscheinlichem Gerinneausbruch keine realistischen Resultate.

Das Modell DFdelivery bietet die Möglichkeit, in einem Wildbacheinzugsgebiet eine Wahrscheinlichkeitsverteilung der bis zur Mündung gelangenden Feststofffracht eines Murganges abzuschätzen. Aufgrund der zugrunde liegenden empirischen Formeln (Rickenmann und Koschni, 2010, Rickenmann und Scheidl, 2010) ist das Modell aber wahrscheinlich nur in Einzugsgebieten anwendbar, welche ähnliche Charakteristika haben wie diejenigen zur Entwicklung der empirischen Formeln. Das Modell müsste zudem auf seine Anwendbarkeit hin eingehender überprüft werden, was allerdings wegen nicht genügend gut dokumentierten oder fehlenden Murgang-Beobachtungen mit Angaben zum Materialeintrag in den Vorfluter schwierig ist.

Sobald für die Abschätzung der Murgangvolumina und Reichweiten breiter abgestützte Formeln zur Verfügung stehen, könnte eine angepasste Version des Modelles DFdelivery nach erneuter Prüfung der Repräsentativität ein effizientes Werkzeug zur Anwendung in der Praxis darstellen.

6. Literatur

- Frick, E., Kienholz, H., Roth, H. (2008): SEDEX - eine Methodik zur gut dokumentierten Abschätzung der Feststofflieferung in Wildbächen. *Wasser Energie Luft*, 100 (2), 131-136.
- Geotest-HZP (2007): Guttannen, Murgang Rotloui, Lösungsorientierte lokale Ereignisanalyse. Auftraggeber Tiefbauamt des Kantons Bern, Oberingenieurkreis I. Geotest AG, Zollikofen, und Hunziker, Zarn und Partner, Aarau, Bericht Nr. 05187.2, 01.02.2007.
- Gertsch, E. (2009): Geschiebelieferung alpiner Wildbachsysteme bei Grossereignissen - Ereignisanalysen und Entwicklung eines Abschätzverfahrens. Dissertation an der Universität Bern, 204 p.
- Flussbau (2003): Geschiebetransport im Brenno. Einfluss der Murgangablagerung aus dem Ri di Soi. Flussbau AG, unveröffentlichter Bericht, im Auftrag des Kantons Tessin, Divisione delle costruzione.
- Geotest (2010a): Guttannen, Murgang Spreitloui, Beurteilung Geschiebeeintrag und Rückstau der Aare. Geotest AG, Zollikofen, Bericht Nr. 09237.3, 29.03.2010.
- Geotest (2010b): Guttannen, Murgang Spreitloui, Analysen und Prognosen. Geotest AG, Zollikofen, Bericht Nr. 09237.8, 14.12.2010.
- Geotest (2012): Guttannen, Murgang Spreitloui, Analyse und Prognose. Bericht Nr. 14092371.3. Geotest AG, Zollikofen, 14.03.2012.
- Hählen, N.(2010): Murgänge Spreitgraben Guttannen. Fachleute Naturgefahren Schweiz, Herbstkurs 2010: Objektschutz. N. Hählen, Oberingenieurkreis I, Thun, 20. 10. 2010.
- Rickenmann, D., Koschni, A. (2010): Sediment loads due to fluvial transport and debris flows during the 2005 flood events in Switzerland. *Hydrological Processes*, 24, 993–1007.
- Rickenmann, D., Scheidl, C. (2010): Modelle zur Abschätzung des Ablagerungsverhaltens von Murgängen. *Wasser Energie Luft*, 1: 17 – 26.
- Sauter, J. (2012): Abschätzung der Feststofffracht in Wildbächen anhand verschiedener Methoden im Hinblick auf den Seiteneintrag in Gebirgsflüssen. Unveröffentlichte Diplomarbeit an der Julius-Maximilians-Universität Würzburg und an der Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf.
- Stricker, B. (2010): Murgänge im Torrente Riascio (TI): Ereignisanalyse, Auslösefaktoren und Simulation von Ereignissen mit RAMMS. Unveröffentlichte Masterarbeit am Geographischen Institut der Universität Zürich und an der Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, 104 p.
- von Ruette, J., Papritz, A., Lehmann, P., Rickli, C, Or, D. (2011): Spatial statistical modeling of shallow landslides—validating predictions for different landslide inventories and rainfall events. *Geomorphology*, 133: 11–22.
- Zimmermann, M., Mani, P., Gamma, P., Gsteiger, P., Heiniger, O., Hunziker, G. 1997: Murganggefahr und Klimaänderung – ein GIS-basierter Ansatz. Projektschlussbericht im Rahmen des nationalen Forschungsprogrammes „Klimaänderungen und Naturkatastrophen in der Schweiz“ NFP 31. vdf Hochschul-Verlag an der ETH Zürich.

7. Anhang – Programmcode des Modells DFdelivery

Das Modell DFdelivery wurde in der Programmiersprache Python geschrieben. In der angehängten Version lässt es sich in ArcGIS (Version 10.0 oder neuer) in eine benutzerdefinierte Toolbox einfügen. Damit das Skript läuft, werden für Python die Erweiterungen arcpy und numpy benötigt.

Als Inputdaten werden ein extrahiertes digitales Höhen- und Oberflächenmodell eines Einzugsgebietes benötigt. Die Rasterauflösung kann gewählt werden, jedoch muss für beide Raster die gleiche Auflösung vorhanden sein. Die Anzahl der Durchläufe des Modelles kann in Zeile 744 geändert werden (Default = 10'000). Zudem kann in Zeile 793 das Murgangvolumen manuell eingegeben werden.


```

# Definition of the streamnetwork (Default: stream starts with catchment
size > 0.1 km2)
sh=np.shape(dhm)
streamnetwork=np.zeros(shape=(sh[0],sh[1]))
for i in range(0,sh[0]):
    for j in range(0,sh[1]):
        if flow_acc[i,j] > 100000/(xCelldsize**2):
            streamnetwork[i,j] = 1
        else:
            streamnetwork[i,j] = -9999

streamnetworkRaster = arcpy.NumPyArrayToRaster(streamnetwork, lowerLeft,
xCelldsize, yCelldsize, value_to_nodata=-9999)
streamnetworkRaster.save("streamnetwork.img")

#-----#

# DEFINITION OF THE RICHTUNGS-INKREMENTE 1:8
richtungs_xy_inkremente = {1:np.array((-1,0)),2:np.array((-1,1)),3:np.array((0,1)),4:np.array((1,1)),5:np.array((1,0)),6:np.array((1,-1)),7:np.array((0,-1)),8:np.array((-1,-1))}

def richtungsaddition(richtung,aenderung):
    richtung = int(richtung)
    aenderung = int(aenderung)
    aenderung = aenderung % 8
    if richtung < 1 or richtung > 8:
        return -9999
    else:
        richtung -= 1
        richtung += 8
        richtung += aenderung
        richtung = richtung % 8
        richtung += 1
        return richtung
def gegenrichtung(richtung):
    return richtungsaddition(richtung,4)

#-----# CALCULATION OF THE THE RIVER SECTIONS -----#

gp.AddMessage("Defining break points and creating river sections...")

# FIRST RUN: DEFINE BREAKPOINTS AND CREATE BREAKPOINT RASTER
sh = np.shape(dhm)
breakpoints = np.zeros(shape=(sh[0],sh[1]), dtype="int16")
meanSlopes = np.zeros(shape=(sh[0],sh[1]))
topMostEnd = list()

for i in range(0,(sh[0])):
    for j in range(0,sh[1]):
        breakpoints[i,j] = -9999
        meanSlopes[i,j] = -9999

m=flow_acc.max()
pos_max=np.where(flow_acc==m)
startingPosition = np.array((int(pos_max[0]),int(pos_max[1])))

```

```

gp.AddMessage("pour Point =")
gp.AddMessage(startingPosition)

firstRun = True
alreadyTreated = np.zeros(shape=(sh[0],sh[1]))
listOfNotTreatedCells = list()
iteratorForListOfNotTreatedCells = -9999
notLastCell = True

while iteratorForListOfNotTreatedCells < len(listOfNotTreatedCells):

    if firstRun:
        currentPosition = np.array((startingPosition[0],startingPosition[1]))
        tempRichtung = 1
        noNextCellYetFound = True
        while tempRichtung < 9:
            tempNextPosition = currentPosition + richtungs_xy_inkremente[tempRichtung]
            if streamnetwork[tempNextPosition[0],tempNextPosition[1]] == 1
            and flowDirRegular[tempNextPosition[0],tempNextPosition[1]] == gegenrichtung(tempRichtung):
                if noNextCellYetFound:
                    nextPosition = tempNextPosition
                    richtung = tempRichtung
                    noNextCellYetFound = False
                else:
                    tempEntry = np.array((tempNextPosition[0],tempNextPosition[1],tempRichtung ))
                    listOfNotTreatedCells.append(tempEntry)
                    tempRichtung += 1

            if noNextCellYetFound:
                notLastCell = False
                topMostEnd.append(currentPosition)
                #DO INITIALISATION OF THE "SOMETHING" YOU WANNA DO IN THE LOOP
                breakpoints[currentPosition[0],currentPosition[1]] = 1
                cumulativeSlope = slope[currentPosition[0],currentPosition[1]]
                currentNumberOfReachCells = 1
                bifurcation = False
                listOfMeanSlopes = list()
                #END OF INITIALISATION
                firstRun = False
                iteratorForListOfNotTreatedCells = 0

        else:
            notLastCell = True
            notValidCell = True
            while iteratorForListOfNotTreatedCells < len(listOfNotTreatedCells) and notValidCell:
                tempEntry = listOfNotTreatedCells[iteratorForListOfNotTreatedCells]
                currentPosition = np.array((tempEntry[0],tempEntry[1]))
                richtung = tempEntry[2]
                if alreadyTreated[currentPosition[0],currentPosition[1]] == 1:
                    iteratorForListOfNotTreatedCells += 1
                else:
                    notValidCell = False

```

```

rueckwaerts = gegenrichtung(richtung)
richtungsaenderung = 1
noNextCellYetFound = True
while richtungsaenderung < 8:
    tempRichtung =
    richtungsaddition(rueckwaerts, richtungsaenderung)
    tempNextPosition = currentPosition +
    richtungs_xy_inkremente[tempRichtung]

    if streamnetwork[tempNextPosition[0], tempNextPosition[1]] == 1
and    flowDirRegular[tempNextPosition[0], tempNextPosition[1]] ==
gegenrichtung(tempRichtung):
        if noNextCellYetFound:
            nextPosition = tempNextPosition
            richtung = tempRichtung
            noNextCellYetFound = False
        else:
            bifurcation = True
            tempEntry = np.array((
tempNextPosition[0], tempNextPosition[1], tempRichtung ))
            listOfNotTreatedCells.append(tempEntry)

            richtungsaenderung += 1

    if noNextCellYetFound:
        notLastCell = False
        topMostEnd.append(currentPosition)
        #DO INITIALISATION OF THE "SOMETHING" YOU WANNA DO IN THE LOOP
        breakpoints[currentPosition[0], currentPosition[1]] = 1
        cumulativeSlope = slope[currentPosition[0], currentPosition[1]]
        currentNumberOfReachCells = 1
        #END OF INITIALISATION
        iteratorForListOfNotTreatedCells += 1

while notLastCell:
    #START DO SOMETHING
    if bifurcation or abs(
slope[currentPosition[0], currentPosition[1]]
(cumulativeSlope/currentNumberOfReachCells) ) > abs(
criticalRelativeSlopeChange * (cumulativeSlope/currentNumberOfReachCells)
):
        breakpoints[currentPosition[0], currentPosition[1]] = 1.0
        listOfMeanSlopes.append(
(cumulativeSlope/currentNumberOfReachCells) )
        cumulativeSlope = slope[currentPosition[0], currentPosition[1]]
        currentNumberOfReachCells = 1
        bifurcation = False
    else:
        cumulativeSlope +=
slope[currentPosition[0], currentPosition[1]]
        currentNumberOfReachCells += 1
    #END DO SOMETHING
    alreadyTreated[currentPosition[0], currentPosition[1]] = 1
    currentPosition = nextPosition
    if alreadyTreated[currentPosition[0], currentPosition[1]] == 1:
        notLastCell = False
    else:
        rueckwaerts = gegenrichtung(richtung)
        richtungsaenderung = 1

```

```

noNextCellYetFound = True
while richtungsaenderung < 8:
    tempRichtung =
    richtungsaddition(rueckwaerts, richtungsaenderung)
    tempNextPosition = currentPosition +
    richtungs_xy_inkremente[tempRichtung]

    if streamnetwork[tempNextPosition[0], tempNextPosition[1]]
== 1 and    flowDirRegular[tempNextPosition[0], tempNextPosition[1]] ==
gegenrichtung(tempRichtung):
        if noNextCellYetFound:
            nextPosition = tempNextPosition
            richtung = tempRichtung
            noNextCellYetFound = False
        else:
            bifurcation = True
            tempEntry = np.array((
tempNextPosition[0], tempNextPosition[1], tempRichtung ))
            listOfNotTreatedCells.append(tempEntry)

            richtungsaenderung += 1

    if noNextCellYetFound:
        notLastCell = False
        topMostEnd.append(currentPosition)
        listOfMeanSlopes.append( (cumulativeSlope/currentNumberOfReachCells) )

breakPointsRaster = arcpy.NumPyArrayToRaster(breakpoints, lowerLeft,
xCellsize, yCellsize, value_to_nodata=-9999)
breakPointsRaster.save("breakPoints.img")

# 2.RUN: CALCULATE MEAN SLOPES FOR THE DIFFERENT RIVER SECTION AND CREATE
MEAN SLOPE RASTER

gp.AddMessage("Calculating mean slopes...")

firstRun = True
alreadyTreated = np.zeros(shape=(sh[0], sh[1]))
listOfNotTreatedCells = list()
iteratorForListOfNotTreatedCells = -9999
notLastCell = True
iteratorForMeanSlopes = 0

while iteratorForListOfNotTreatedCells < len(listOfNotTreatedCells):

    if firstRun:
        currentPosition =
np.array((startingPosition[0], startingPosition[1]))
        tempRichtung = 1
        noNextCellYetFound = True
        while tempRichtung < 9:
            tempNextPosition = currentPosition +
            richtungs_xy_inkremente[tempRichtung]
            if streamnetwork[tempNextPosition[0], tempNextPosition[1]] == 1
and    flowDirRegular[tempNextPosition[0], tempNextPosition[1]] ==
gegenrichtung(tempRichtung):
                if noNextCellYetFound:
                    nextPosition = tempNextPosition
                    richtung = tempRichtung

```

```

        noNextCellYetFound = False
    else:
        tempEntry = np.array((
tempNextPosition[0],tempNextPosition[1],tempRichtung ))
        listOfNotTreatedCells.append(tempEntry)
        tempRichtung += 1

    if noNextCellYetFound:
        notLastCell = False
    else:
        fakeDo = 1

        #DO INITIALISATION OF THE "SOMETHING" YOU WANNA DO IN THE LOOP
        firstRun = False
        iteratorForListOfNotTreatedCells = 0

    else:
        notLastCell = True
        notValidCell = True
        while iteratorForListOfNotTreatedCells <
len(listOfNotTreatedCells) and notValidCell:
            tempEntry =
listOfNotTreatedCells[iteratorForListOfNotTreatedCells]
            currentPosition = np.array((tempEntry[0],tempEntry[1]))
            richtung = tempEntry[2]
            if alreadyTreated[currentPosition[0],currentPosition[1]] == 1:
                iteratorForListOfNotTreatedCells += 1
            else:
                notValidCell = False

            rueckwaerts = gegenrichtung(richtung)
            richtungsaenderung = 1
            noNextCellYetFound = True
            while richtungsaenderung < 8:
                tempRichtung =
richtungsaenderung(rueckwaerts,richtungsaenderung)
                tempNextPosition = currentPosition +
                richtungs_xy_inkremente[tempRichtung]

                if streamnetwork[tempNextPosition[0],tempNextPosition[1]] == 1
and flowDirRegular[tempNextPosition[0],tempNextPosition[1]] ==
gegenrichtung(tempRichtung):
                    if noNextCellYetFound:
                        nextPosition = tempNextPosition
                        richtung = tempRichtung
                        noNextCellYetFound = False
                    else:
                        bifurcation = True
                        tempEntry = np.array((
tempNextPosition[0],tempNextPosition[1],tempRichtung ))
                        listOfNotTreatedCells.append(tempEntry)

                        richtungsaenderung += 1

        if noNextCellYetFound:
            notLastCell = False

        #DO INITIALISATION OF THE "SOMETHING" YOU WANNA DO IN THE LOOP
        iteratorForListOfNotTreatedCells += 1

```

```

while notLastCell:
    #START DO SOMETHING
    meanSlopes[currentPosition[0],currentPosition[1]] =
listOfMeanSlopes[iteratorForMeanSlopes]
    if breakpoints[nextPosition[0],nextPosition[1]] == 1.0:
        iteratorForMeanSlopes += 1
    #END DO SOMETHING
    alreadyTreated[currentPosition[0],currentPosition[1]] = 1
    currentPosition = nextPosition
    if alreadyTreated[currentPosition[0],currentPosition[1]] == 1:
        notLastCell = False
    else:
        rueckwaerts = gegenrichtung(richtung)
        richtungsaenderung = 1
        noNextCellYetFound = True
        while richtungsaenderung < 8:
            tempRichtung =
richtungsaenderung(rueckwaerts,richtungsaenderung)
            tempNextPosition = currentPosition +
            richtungs_xy_inkremente[ tempRichtung ]

            if streamnetwork[tempNextPosition[0],tempNextPosition[1]]
== 1 and flowDirRegular[tempNextPosition[0],tempNextPosition[1]] ==
gegenrichtung(tempRichtung):
                if noNextCellYetFound:
                    nextPosition = tempNextPosition
                    richtung = tempRichtung
                    noNextCellYetFound = False
                else:
                    tempEntry = np.array((
tempNextPosition[0],tempNextPosition[1],tempRichtung ))
                    listOfNotTreatedCells.append(tempEntry)

                    richtungsaenderung += 1

            if noNextCellYetFound:
                notLastCell = False

meanSlopesRaster = arcpy.NumPyArrayToRaster(meanSlopes, lowerLeft,
xCellsize, yCellsize, value_to_nodata=-9999)
meanSlopesRaster.save("meanSlopes.img")

#-----#

# DEFINE MATRICES FOR BREAKPOINTS
indbreakpoints = np.where(breakpoints==1)
indbreakpoints = np.array(indbreakpoints)
size = np.shape(indbreakpoints)

# SORT BREAKPOINTS
indbreakpoints = np.transpose(indbreakpoints)
new = np.zeros(shape = (size[1],3), dtype=int)

for i in range(0,size[1]):
    new[i,:] =
((indbreakpoints[i,0],indbreakpoints[i,1],flow_acc[indbreakpoints[i,0],ind
breakpoints[i,1]]))

```

```

indbreakpoints = new[new[:,2].argsort()]
indbreakpointsNew = np.zeros(shape=(len(indbreakpoints),3))

for i in range (0,len(indbreakpoints)):
    indbreakpointsNew[i,:] = indbreakpoints[len(indbreakpoints)-i-1,:]

pourPoint = np.empty(shape=(size[1],sh[0],sh[1]),dtype="int16")
for i in range(0,size[1]):
    for j in range(0,sh[0]):
        for k in range(0,sh[1]):
            pourPoint[i,j,k] = -9999

WatershedTotal = np.zeros(shape=(sh[0],sh[1]))
for i in range(0,sh[0]):
    for j in range(0,sh[1]):
        WatershedTotal[i,j] = -9999

for k in range(0,size[1]):
    pourPoint[k,indbreakpointsNew[k,0],indbreakpointsNew[k,1]] = 1

    pourPointRaster = arcpy.NumPyArrayToRaster(pourPoint[k,:,:],
lowerLeft, xCellsize, yCellsize, value_to_nodata=-9999)

    # CALCULATE WATERSHED
    inFlowDirection = outFlowDirection
    inPourPointData = pourPointRaster
    inPourPointField = "VALUE"
    outWatershed = Watershed(inFlowDirection, inPourPointData,
inPourPointField)

    WatershedSingle = arcpy.RasterToNumPyArray(in_raster=outWatershed,
nodata_to_value=-9999)
    for i in range(0,sh[0]):
        for j in range(0,sh[1]):
            if WatershedSingle[i,j] == 1:
                WatershedTotal[i,j] = k+1

WatershedRaster = arcpy.NumPyArrayToRaster(WatershedTotal, lowerLeft,
xCellsize, yCellsize, value_to_nodata=-9999)
WatershedRaster.save("watShed.img")

#-----#

# DEFINITION OF VON RUETTE-POINTS
# with the von ruette method a probability map for the initiation
of debris # flow is created. The points are weighted with
# the inverse distance to the torrent

gp.AddMessage("Creating the probability map for debris flow
initiation...")

sh = np.shape(dhm)
mue = np.zeros(shape=(sh[0],sh[1]))
Pi = np.zeros(shape=(sh[0],sh[1]))

#CURVATURE
OutPlanCurvRaster = "outPlanCurv"
outProfileCurv = "outProfCurv"

```

```

planCurvRaster = Curvature(dhmRaster, 1, outProfileCurv,
OutPlanCurvRaster)
planCurv = 'OutPlanCurv'
plan_curv = arcpy.RasterToNumPyArray(in_raster = planCurv,
nodata_to_value=-9999)

#CONTRIBUTING AREA
cont_area = np.zeros(shape=(sh[0],sh[1]), dtype=int)
for i in range(0,sh[0]):
    for j in range(0,sh[1]):
        if flow_acc[i,j] == -9999:
            cont_area[i,j] = -9999
        elif flow_acc[i,j] == 0:
            cont_area[i,j] = 0
        else:
            cont_area[i,j] = math.log10(flow_acc[i,j]*(xCellsize**2))

## GRASSLAND
grassland = np.zeros(shape=(sh[0],sh[1]))
grass_c = 1.5

for i in range(0,sh[0]):
    for j in range(0,sh[1]):
        if dom[i,j]-dhm[i,j] >= grass_c:
            grassland[i,j] = 1
        else:
            grassland[i,j] = 0

#CALCULATE THE PROBABILITY MAP FOR THE DEBRIS FLOW INITIATION

for i in range(0,sh[0]):
    for j in range(0,sh[1]):
        if slope[i,j] == -9999:
            mue[i,j] = -9999
            Pi[i,j] = -9999
        else:
            mue[i,j] = -11.86+0.12*slopeDegrees[i,j]-
17.93*plan_curv[i,j]/100+1.68*grassland[i,j]+0.77*cont_area[i,j]
            if mue[i,j] > 10000:
                Pi[i,j] = -9999
            else:
                Pi[i,j] = math.exp(mue[i,j])/(1+math.exp(mue[i,j]))

vonRuetterRaster = arcpy.NumPyArrayToRaster(Pi, lowerLeft, xCellsize,
yCellsize, value_to_nodata=-9999)
vonRuetterRaster.save("vonRuetter.img")

# CALCULATE THE DISTANCE OF EACH RASTER POINT TO THE STREAM

richtungen={1:[-1,0],2:[-1,1],3:[0,1],4:[1,1],5:[1,0],6:[1,-1],7:[0,-
1],8:[-1,-1]}

sh = np.shape(dhm)
distance = np.zeros(shape=(sh[0],sh[1]))
streamnetworkPuffer = np.zeros(shape=(sh[0],sh[1]))
f=0
k=0
oldAspect = 1

```

```

for i in range(0,(sh[0])):
    for j in range(0,sh[1]):
        if streamnetwork[i,j] == 1:
            for k in range(-5,5):
                for f in range(-5,5):
                    if 0 <= (i+k) < sh[0] and 0 <= (j+f) < sh[1]:
                        streamnetworkPuffer[i+k,j+f] = 1

for i in range(0,(sh[0])):
    for j in range(0,sh[1]):
        if flowDirRegular[i,j] == -15:
            streamnetworkPuffer[i,j] = -9999

for i in range(0,(sh[0])):
    for j in range(0,sh[1]):
        f=i
        k=j
        while 0 <= f and f < sh[0] and 0 <= k and k < sh[1]:
            if streamnetworkPuffer[f,k] == 1:
                f = -10
                k = -10
            elif flowDirRegular[f,k] == -15:# -15 is NoDataValue of
                distance[i,j] = -9999
                f = -10
                k = -10
            else:
                if flowDirRegular[f,k] == 0:
                    flowDirRegular[f,k] = oldAspect
                if flowDirRegular[f,k]%2 != 0:
                    distance[i,j] += 1
                else:
                    distance[i,j] += 2**.5
                oldAspect = flowDirRegular[f,k]
                oldF = f
                f += richtungen[flowDirRegular[f,k]][0]
                k += richtungen[flowDirRegular[oldF,k]][1]
            if -1 == f or sh[0] <= f or -1 == k or sh[1] <= k :
                distance[i,j] = -9999

for i in range(0,sh[0]):
    for j in range(0,sh[1]):
        if distance[i,j] == -9999:
            distance[i,j] = -9999
        else:
            distance[i,j] = distance[i,j]*xCellsize

distanceRaster = arcpy.NumPyArrayToRaster(distance, lowerLeft, xCellsize,
yCellsize, value_to_nodata=-9999)
distanceRaster.save("distance.img")

#WEIGHTING OF THE POINTS WITH THE INVERSE DISTANCE
vonRuetteGewichttet = np.zeros(shape=(sh[0],sh[1]))
for i in range(0,sh[0]):
    for j in range(0,sh[1]):
        if Pi[i,j] == -9999 or distance[i,j] == -9999 or distance[i,j]==0:

```

```

        vonRuetteGewichttet[i,j] == -9999
    else:
        vonRuetteGewichttet[i,j] = Pi[i,j]/distance[i,j]

vonRuetteGewichttetRaster = arcpy.NumPyArrayToRaster(vonRuetteGewichttet,
lowerLeft, xCellsize, yCellsize, value_to_nodata=-9999)
vonRuetteGewichttetRaster.save("vonRueGew.img")

#-----#

# DEFINITION OF THE SECTIONS IN THE STREAM IN WHICH A DEBRIS FLOW CAN
OCCUR
MG_Anriiss = np.zeros(shape=(sh[0],sh[1]))
for i in range(0,sh[0]):
    for j in range(0,sh[1]):
        MG_Anriiss[i,j] = -9999

for i in range(0,(sh[0])):
    for j in range(0,sh[1]):
        if (meanSlopes[i,j]) >=
(26*((flow_acc[i,j]*(xCellsize**2)/(10**6))**(-0.15))) and
breakpoints[i,j] == 1:
            MG_Anriiss[i,j] = 1

MGAnriissRaster = arcpy.NumPyArrayToRaster(MG_Anriiss, lowerLeft, xCellsize,
yCellsize, value_to_nodata=-9999)
MGAnriissRaster.save("MGAnriiss.img")

#ANRISS VERTEILUNG
VerteilungImGerinne = list()
for k in range(1,len(indbreakpoints)+1):
    GewichtetGesamt = 0
    for i in range(0,sh[0]):
        for j in range(0,sh[1]):
            if WatershedTotal[i,j] == k and vonRuetteGewichttet[i,j] != -
9999:
                GewichtetGesamt += vonRuetteGewichttet[i,j]
    VerteilungImGerinne.append(GewichtetGesamt)

AnriissVerteilung = np.zeros(shape =(sh[0],sh[1]))
for i in range(0,sh[0]):
    for j in range(0,sh[1]):
        AnriissVerteilung[i,j] = -9999

for k in range(0,len(VerteilungImGerinne)):
    for i in range(0,sh[0]):
        for j in range(0,sh[1]):
            if meanSlopes[i,j] == listOfMeanSlopes[k]:
                AnriissVerteilung[i,j] = VerteilungImGerinne[k]

AnriissVerteilungRaster = arcpy.NumPyArrayToRaster(AnriissVerteilung,
lowerLeft, xCellsize, yCellsize, value_to_nodata=-9999)
AnriissVerteilungRaster.save("anriissVert.img")

#-----#

```

```

# SLOPE CALCULATION

gp.AddMessage("Calculating mean slope for the torrent...")

iteratorForTopmostEnd = 0
dataOfTopmostEnds = np.zeros((len(topMostEnd),6),dtype="double")

while iteratorForTopmostEnd < len(topMostEnd):
    currentPosition = topMostEnd[iteratorForTopmostEnd]
    dataOfTopmostEnds[iteratorForTopmostEnd,0] = currentPosition[0]
    dataOfTopmostEnds[iteratorForTopmostEnd,1] = currentPosition[1]
    dataOfTopmostEnds[iteratorForTopmostEnd,2] = currentPosition[2]
    dhM[currentPosition[0],currentPosition[1]] = dataOfTopmostEnds[iteratorForTopmostEnd,3]
    dhM[currentPosition[0],currentPosition[1]] = dataOfTopmostEnds[iteratorForTopmostEnd,3]
    dhM[startingPosition[0],startingPosition[1]] = dataOfTopmostEnds[iteratorForTopmostEnd,4]
    currentOverallLength = 0.0

    while any(currentPosition != startingPosition):
        currentDirection = flowDirRegular[currentPosition[0],currentPosition[1]]
        if currentDirection % 2 == 0:
            currentOverallLength += xCellsize * 2.0**0.5
        else:
            currentOverallLength += xCellsize
        currentPosition += richtungs_xy_inkremente[currentDirection]

    dataOfTopmostEnds[iteratorForTopmostEnd,4] = currentOverallLength
    dataOfTopmostEnds[iteratorForTopmostEnd,5] = currentOverallLength
    dataOfTopmostEnds[iteratorForTopmostEnd,3] = currentOverallLength
    dataOfTopmostEnds[iteratorForTopmostEnd,4] = currentOverallLength

    iteratorForTopmostEnd += 1

VoluminaVerteilung = list()
listOfAnrissPosition = list()
listOfReichweite = list()
listOfHoehe = list()

gp.AddMessage("Generating probability distribution of the debris flow
volume...")

#Anzahl Durchgänge
for z in range(0,10000):

    VerteilungImGerinne = np.array(VerteilungImGerinne)
    VerteilungProbability = VerteilungImGerinne/sum(VerteilungImGerinne)

    cumVerteilung = np.cumsum(VerteilungProbability)
    q = np.linspace(1,len(VerteilungImGerinne),len(VerteilungImGerinne))

    d = np.array((q,cumVerteilung))
    d=d.T

    p = randint(0,1000)
    p = float(p)/1000

    position_p = np.where(cumVerteilung<=p)[0]

```

```

AnrissPosition = d[len(position_p)-1,0]

AnrissPositionDef = (indbreakpoints[AnrissPosition-1,0],indbreakpoints[AnrissPosition-1,1])

if MG_Anriss[AnrissPositionDef] != 1:
    F_real = -9999
    Hoehe = -9999
    ReichweiteDef = -9999

else:
    #-----#
    # FRACHT

    overallSlope = np.mean(dataOfTopmostEnds[:,5])

    gp.AddMessage("overallSlope =")
    gp.AddMessage(overallSlope)

    cellNumbers = 0
    for i in range(0,sh[0]):
        for j in range(0,sh[1]):
            if dhM[i,j] != -9999:
                cellNumbers +=1

    areaOfCatchment = cellNumbers*xCellsize*yCellsize/1000000

    b = np.linspace(0.1,3,30)

    F = b*16400*areaOfCatchment**1.35*overallSlope**1.7
    #F = b*250000

    gp.AddMessage("Volume =")
    gp.AddMessage(F)

    #Wahrscheinlichkeitsverteilung

#Volumen
PF =
np.array((0.012825766,0.033812694,0.053036584,0.067258416,0.075915239,0.079599955,0.079325868,0.076164805,0.071080329,0.064864502,0.058128183,0.051317012,0.04473769,0.038586358,0.032974979,0.027953984,0.023530706,0.019683813,0.016374213,0.013553058,0.0111674,0.009164048,0.007492064,0.006104251,0.00495794,0.004015272,0.00324316,0.002613038,0.002100499,0.001684872))

w=np.array((F,PF))
w=w.T

c = np.cumsum(w[:,1])
d = np.array((w[:,0],c))
d=d.T

p = randint(0,1000)
p = float(p)/1000

position_p = np.where(c<=p)[0]
F_real = d[len(position_p)-1,0]

```



```

## REICHWEITE

currentPosition = AnrissPositionDef

f = currentPosition[0]
k = currentPosition[1]
Laenge = 0
while flow_acc[f,k] != m:
    if flowDirRegular[f,k]%2 != 0:
        Laenge+= 1
    else:
        Laenge+= 2**.5
    oldF = f
    f += richtungen[flowDirRegular[f,k]][0]
    k += richtungen[flowDirRegular[oldF,k]][1]

Laenge= Laenge*xCellsize
Hoehe = dhm[AnrissPositionDef[0],AnrissPositionDef[1]]-
dhm[startingPosition[0],startingPosition[1]]

# Reichweite

a = np.linspace(0.1,2.5,25)

Reichweite = a*1.03*F_real**0.105*Hoehe

# Wahrscheinlichkeit

PL = np.array(((8.35297E-33),(2.13088E-12),(1.64371E-
06),(0.000517391),(0.00886166),(0.039258193),(0.085146659),(0.1225595
08),(0.137506857),(0.131794593),(0.11403839),(0.092232114),(0.0713224
57),(0.053538843),(0.039420072),(0.028675468),(0.02071401),(0.0149127
73),(0.010728214),(0.007726594),(0.005578641),(0.004041751),(0.002940
425),(0.002149103),(0.001578524)))

w=np.array((Reichweite,PL))
w=w.T

c = np.cumsum(w[:,1])
d = np.array((w[:,0],c))
d=d.T

p = randint(0,1000)
p = float(p)/1000

position_p = np.where(c<=p)[0]
ReichweiteDef = d[len(position_p)-1,0]

Differenz = ReichweiteDef - Laenge

if ReichweiteDef == -9999:
    VoluminaVerteilung.append(-9999)
elif Differenz <=0:
    VoluminaVerteilung.append(0)
else:
    VoluminaVerteilung.append(F_real)

listOfAnrissPosition.append(AnrissPositionDef)

listOfReichweite.append(ReichweiteDef)
listOfHoehe.append(Hoehe)

## SAVE FILES

## Write the array to text
#set working directory
os.chdir(os.path.dirname(sys.argv[1]))

np.savetxt('VoluminaVerteilung.txt', VoluminaVerteilung, fmt='%-7.2f')
np.savetxt('listOfAnrissPosition.txt', listOfAnrissPosition, fmt='%-7.2f')
np.savetxt('listOfReichweite.txt', listOfReichweite, fmt='%-7.2f')

gp.AddMessage("Process Complete")

```

Sedimenteintrag aus Wildbächen in Gebirgsflüsse bei extremen Murgangereignissen



Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft
Forschungseinheit Gebirgshydrologie und Massenbewegungen
8903 Birmensdorf, Schweiz

Martin Bockli, Markus Gerber, Dieter Rickenmann

25. März 2015



Eidg. Forschungsanstalt für Wald,
Schnee und Landschaft WSL

Inhalt

1	Einleitung	2
1.1	Hintergrund	2
1.2	Ziel der Arbeit	2
2	Daten und Methodik	3
2.1	Untersuchungsgebiete und Ereignisse	3
2.2	Aufgenommene Parameter	5
2.3	Vorgehensweise.....	6
3	Resultate.....	8
3.1	Übersicht über die abgelaufenen Prozesse	8
3.2	Parameteranalyse.....	9
3.3	Berechnung eines möglichen Indexes	13
4	Diskussion	16
4.1	Auswahl der Untersuchungsgebiete	16
4.2	Index.....	16
4.3	Möglicher Entscheidungsbaum	16
5	Schlussfolgerungen und Ausblick	17
6	Literaturverzeichnis.....	18
7	Anhang	I
A.1	Vorauswahl der Untersuchungsgebiete	I
A.2	Auswertung und Statistiken der wichtigen Parameter.....	IV
A.3	Weitere Parameter	X
A.4	Gefälle-Vergleich	XVI

1 Einleitung

1.1 Hintergrund

Der Feststofftransport in Gebirgsflüssen hängt wesentlich von der Feststofflieferung aus den steilen Seitenbächen ab. Für die Quantifizierung des Transportes im Gebirgsfluss muss deshalb das Feststoffpotential der einzelnen Wildbäche bekannt sein.

Für die Abschätzung des Feststoffpotentials in murfähigen Wildbächen existieren verschiedene feldbasierte Methoden (GHO, 1996; Gertsch, 2009; Frick et al., 2011). Gerinne mit einer Einzugsgebietsfläche kleiner als 25 km² und einem mittleren Längsgefälle grösser als 5-10% können dabei als Wildbäche betrachtet werden (Rickenmann et al., 2008; Rickenmann, 2014).

Für die Feststoffeinträge aus den Seitenbächen ist neben dem Feststoffpotential der Seitenbäche die Situation im Kegel- und Mündungsbereich von grosser Bedeutung. Bei einem grossen Hochwasser- oder Murgangereignis kann ein kleiner oder grosser Teil des transportierten Feststoffvolumens auf dem Kegel (bei ungenügender Gerinnekapazität oder Verklausung) oder auf einer allfälligen Flachstrecke vor der Mündung in den Vorfluter abgelagert werden. Generell gibt es wenige Untersuchungen zur Frage, wie gross der Anteil der Feststofffracht ist, welcher bei Murgangereignissen bis in den Vorfluter transportiert wird.

Die hier dargestellten Arbeiten wurden im Rahmen des Projektes „Feststofftransport in Gebirgseinzugsgebieten“ (Vertrags-Nr. 11.0026.PJ/ K154-7241) im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt BAFU durchgeführt. Dieser Bericht basiert im Wesentlichen auf den Resultaten der Bachelorarbeit von Markus Gerber (Gerber, 2014).

1.2 Ziel der Arbeit

Anhand von verschiedenen Einflussfaktoren wie Lage des Seitenbaches zum Vorfluter, Längsgefälle im Kegelbereich des Seitenbaches, mögliche Verklausungsstellen, Ablagerungskapazität im Seitengerinne sowie im Mündungsbereich, etc. wurde ein Verfahren entwickelt, mit dem der Sedimenteintrag in den Vorfluter bei einem Wildbachereignis gegebener Grösse grob abgeschätzt werden kann. Die Entwicklung des Verfahrens basiert einerseits auf einer Zusammenstellung der Kenngrössen zum Wildbachereignis und andererseits auf topographischen Kennwerten, die das Einzugsgebiet sowie den Kegel- und Mündungsbereich charakterisieren.

Der Bericht verfolgt folgende Hauptziele:

- Präsentation der Daten zu den aufgenommenen Parameter der untersuchten Wildbachereignisse und Einzugsgebiete.
- Ausscheiden von relevanten Parametern
- Präsentation eines möglichen Index zur Unterscheidung von Ereignissen, die den Vorfluter erreichen gegenüber Ereignissen, die den Vorfluter nicht erreichen.

Es wurde auch untersucht, ob ein Entscheidungsbaum aufgrund verschiedener Kriterien bzgl. der Einflussfaktoren entwickelt werden kann, welcher zur semi-quantitativen Abschätzung des Feststoffeintrages in den Vorfluter beiträgt.

2 Daten und Methodik

2.1 Untersuchungsgebiete und Ereignisse

Die Untersuchung wurde anhand von 32 Murgangereignissen durchgeführt, welche sich zwischen 1987 und 2009 in den Schweizer Alpen ereignet haben (Tabelle 1). 27 dieser Ereignisse wurden aus der Dissertation von Gertsch (2009) zur „Geschiebelieferung alpiner Wildbachsysteme bei Grossereignissen“ übernommen. Diese werden jeweils mit der gleichen Nummer wie in der Arbeit von Gertsch (2009) identifiziert. Fünf weitere Ereignisse wurden für diese Arbeit hinzugefügt. Eine Übersicht über die Standorte der Untersuchungsgebiete ist in Abb. 1 zu finden. Die Liste basiert auf einer Vorauswahl von 63 Gebieten (Anhang A.1)

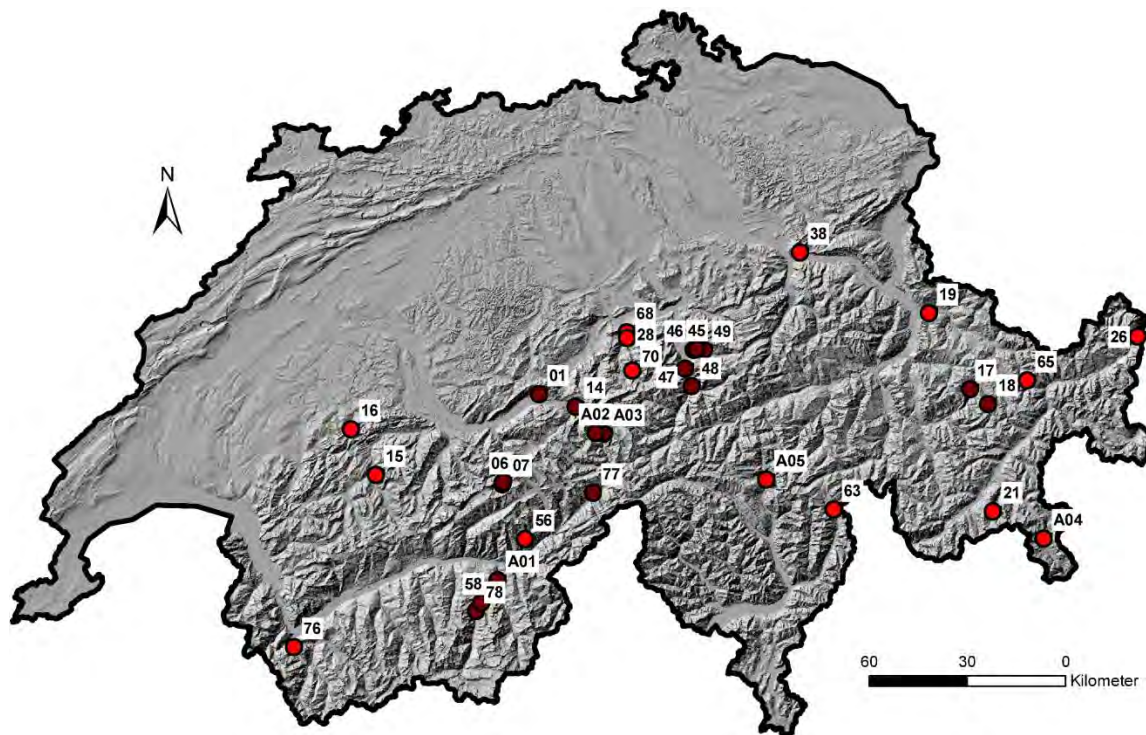


Abb. 1 Standorte der Untersuchungsgebiete (Tabelle 1). ● Dunkelrote Symbole zeigen Objektstandorte, für welche auch Feldaufnahmen gemacht wurden, im Vergleich zu nicht-besuchten Objekten in rot ● (reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (JA100118)).

Tabelle 1 In der vorliegenden Studie untersuchte Murgangereignisse. Bei der Ereignisgrösse wurde der gemittelte Wert angegeben, wenn in der Dokumentation ein Bereich angegeben ist. Das Ereignisdatum ist als Startdatum des Wildbachereignisses zu verstehen und kann auch noch den Folgetag mit beinhalten. Die Objekt-Nummern ohne Präfix A beziehen sich auf die Nummerierung von Gertsch (2009).

Obj.-Nr.	Wildbach	Vorfluter	Gemeinde	Kanton	Ereignisgrösse [m ³]	Ereignis- datum
01	Glyssibach	Brienzersee	Brienz	BE	55'000	22.08.2005
06	Rote Bach	Weisse Lütschine	Lauterbrunnen	BE	32'500	04.08.2004
07	Tanzhubelbächli	Weisse Lütschine	Lauterbrunnen	BE	11'500	08.09.2006
14	Milibach	Aare	Meiringen	BE	25'000	22.08.2005
15	Betelriedgraben	Simme	Zweisimmen	BE	17'500	13.05.1999
16	Riggisalpbach	Warme Sense	Schwarzsee	FR	10'000	11.08.1997
17	Chummerbach	Landwasser	Davos	GR	40'000	15.08.1998
18	Alpenbach	Sertigbach	Davos	GR	14'000	28.07.2006
19	Schwenditobelbach	Schranggabach	Grüsch	GR	3'700	21.05.1999
21	Vadret da l'Alp Ota	Ova da Roseg	Pontresina	GR	17'500	11.07.2006
26	Aval Resgia	Inn	Tschlin	GR	8'000	10.08.2001
28	Humligerbach	Engelberger Aa	Wolfenschiessen	NW	12'500	22.08.2005
38	Flybach	Walensee	Weesen	SG	25'000	23.05.1999
45	Holdenbach	Schächen	Bürglen	UR	20'000	22.08.2005
46	Näsitalbach	Schächen	Bürglen	UR	9'000	22.08.2005
47	Chiletal	Reuss	Erstfeld	UR	15'000	03.05.2002
48	Tüfeltaal	Reuss	Gurtellen	UR	35'000	03.05.2002
49	Gangbach	Schächen	Spiringen	UR	27'500	22.08.2005
56	Bruchi	Kelchbach	Naters	VS	17'500	01.07.1995
58	Ritigraben	Mattervispa	St. Niklaus	VS	75'000	24.09.1993
63	Riale Lant	Moesa	Pian San Giacomo	GR	45'000	29.06.2008
65	Val Fless	Aval Fless	Susch	GR	35'000	22.08.2005
68	Buoholzbach	Engelberger Aa	Oberdorf	NW	70'000	22.08.2005
70	Dürrbach	Engelberger Aa	Engelberg	OW	20'000	21.08.2005
76	Durnand de la Jure	Dranse	Martigny	VS	27'500	25.07.2006
77	Minstigerbach	Rhône	Münster	VS	35'000	21.08.2008
78	Spisszug	Mattervispa	St. Niklaus	VS	8'000	07.09.2006
A01	Breiterbach	Vispa	Stalden / Visperterminen	VS	70'000	15.10.2000
A02	Spreitgraben	Aare	Guttannen	BE	100'000	23.07.2010
A03	Rotlauibach	Aare	Guttannen	BE	600'000	22.08.2005
A04	Varuna	Poschiavino	Poschiavo	GR	200'000	18.07.1987
A05	Riale Riasco	Brenno	Blenio	TI	60'000	21.06.2007

2.2 Aufgenommene Parameter

In einem ersten Schritt wurden ereignisunabhängige Parameter zu den verschiedenen Untersuchungsgebieten aufgenommen (Tabelle 2; Resultate s. Anhang A.2). Diese Parameter wurden aufgrund der Analyse von digitalen Höhenmodellen (DHM 10 und DTM AV 2m) und Luftbildern sowie mittels Feldbegehung bestimmt. Es wurde versucht, möglichst viele Parameter, die eine Rolle für den Feststoffeintrag in den Vorfluter spielen können, zu erfassen. In einem zweiten Schritt wurden mittels Quellenrecherche ereignisbezogene Parameter bestimmt (Tabelle 3; Resultate s. Anhang A.2) und/oder vereinzelt mit empirischen Formelansätzen berechnet. In Abbildung 2 ist eine Übersicht über ein typisches Wildbacheinzugsgebiet mit der Lage der verschiedenen Parameter dargestellt.

Tabelle 2 Übersicht über die hier verwendeten Einzugsgebietsparameter und deren Datengrundlage (Nummerierung gemäss Gerber (2014))

Nummer	Bezeichnung	Methoden / Quellen
1	Einzugsgebietsfläche (bis Kegelhals (a) und bis Vorfluter (b)) [km ²]	Höhenmodell DHM 10
3	Längenprofil (LP) durch das Gerinne	Höhenmodell DHM 10
5	Gerinnelänge von der Mündung bis zum Kegelhals L_f [m]	Höhenmodell DHM 10
6	Kegelgefälle S_f [-]	Höhenmodell DHM 10
8	Gerinnelänge von der Mündung bis zum höchsten Gerinnepunkt [m]	Höhenmodell DHM 10
9	Gerinnegefälle [-]	Höhenmodell DHM 10
11	Gerinnehöhe 25 m vor der Mündung [m ü. M.]	Höhenmodell DHM 10
12	Durchschnittliche Gerinneneigung bis 25 m vor Mündung (S_{M+25}) [-]	Höhenmodell DHM 10
13	Melton-Zahl (bis Kegelhals (a) und bis Vorfluter (b)) [-]	Formel nach Melton (1965)
18	Gerinnequerschnitts-Fläche vorhanden (minimal (A_{\min} , a), maximal (A_{\max} , b), mittel (A_{mittel} , c)) [m ²]	Höhenmodell DTM AV 2m, Feld-Begehung und Quellenrecherche
20	Kegelfläche [m ²]	Luftbilder, Hillshades, alte und aktuelle Landeskarten
21	Winkel zum Vorfluter [°]	CAD-Analyse anhand von Luftbildern
22	Anzahl potentieller Verklausungsstellen [-]	Luftbild-Analyse, Feld-Begehungen
24	Gefälle im Bereich 100 m oberhalb von Kegelhals (S_{A+100} [-])	Höhenmodell DHM 10
-	Geschiebesammler (Volumen)	Quellenrecherche
-	Kegel-Typ: -Typ A: ausgeprägter Kegel mit kaum eingetieftem Gerinne -Typ B: ausgeprägter Kegel mit starker Gerinnevertiefung -Typ C: kein ausgeprägter Kegel vorhanden	Visuelle geomorphologische Beurteilung (Feld-Begehung und/oder anhand von Kartenmaterial/Luftbildern)

Tabelle 3 Übersicht über die verwendeten Ereignisparameter und deren Datengrundlage (Nummerierung gemäss Gerber (2014))

Nr.	Ereignisparameter	Methoden / Quellen
14	Ereignisvolumen M [m ³]	Quellenrecherche
15	Ereignisvolumen M abzüglich dem Geschiebesammler-Volumen M _{oGS} [m ³]	Quellenrecherche
16	Maximal-Abfluss (Q _{max}); [m ³ /s]	Formel-Berechnung aus M (nach Mizuyama et al. 1992); vereinzelt aus Quellenrecherchen
17	Fliessgeschwindigkeit V bei Q _{max} [m/s]	Formel-Berechnung aus S _f und Q _{max} (nach Rickenmann(1999) ; vereinzelt aus Quellenrecherchen
19	Fläche Fliessquerschnitt [m ²]	Formel-Berechnung aus A = Q _{max} /V
25	Volumeneinträge in den Vorfluter [m ³]	Quellenrecherche
-	Einträge in Vorfluter	Quellenrecherche
-	Gerinneausbruch	Quellenrecherche

Weitere Parameter:

Im Rahmen der Datenerhebung wurden weitere Parameter aufgenommen (Tabelle 4; Resultate s. Anhang A.3). Diese wurden bisher nicht in die Auswertung mit einbezogen. Einige davon könnten aber durchaus auch interessant sein für die Fragestellung des Sedimenteintrages in den Vorfluter.

Tabelle 4 Zusätzlich aufgenommene Parameter, die bisher nicht in die Analyse miteinbezogen wurden.

Hydrolog. Auslöser L =Langeanh. Niederschläge G =Gewitter NU =Niederschlagsunabhängig	Geschiebeerosion auf Kegel [m3 oder %] [ja / nein]	Hauptgeologie
Transportprozess MG = Murgang; GT = Geschiebetrieb	Geschiebeerosion im Gerinne [m3 oder %] [ja / nein]	Geschiebeabl. im Gerinne [m3 oder %] [ja / nein]
Haupt-Geschiebeherkunft S = Sohle und Böschung; Hk = Hanginput <20'000 m3; Hg = Hanginput >20'000 m3; PG = peri-/glaziales Gebiet	Reichweite Murgang [Distanz ab Kegelhals]	Abfluss im Vorfluter [HW: ja / nein]
Murgangtyp: G=granular, M=muddy	Verklausung [ja / nein] [wo?]	Kegelgerinne [Sperrn, Schale?]
Geschiebeabl. auf Kegel [m3 oder %] [ja / nein]		

2.3 Vorgehensweise

Für die Analyse wurden die Daten in zwei Gruppen aufgeteilt: Ereignisse, die den Vorfluter erreicht haben (im Weiteren als „Vorfluter-Ereignisse“ bezeichnet) und Ereignisse, die den Vorfluter nicht erreicht haben (im Weiteren als „Nicht-Vorfluter-Ereignisse“ bezeichnet). Von den aufgenommenen Parametern wurden 19 Parameter, die sich für eine Analyse eignen, ausgewählt (siehe Anhang A.2, Tabelle 8, Abb. 12). Unter den aufgenommenen Parametern wurden diejenigen gesucht, welche dazu beitragen, eine Unterscheidung zwischen den beiden Ereignistypen vorzunehmen.

Anhand mehrerer solcher Parameter wurde eine empirische Beziehung erarbeitet, mit welcher vorhergesagt werden kann, ob ein potentieller Murgang mit einem bestimmten Volumen den Vorfluter erreicht oder nicht.

Zusätzlich wurden zwei weitere Teilgruppen der Daten miteinander verglichen: Ereignisse, bei denen ein Ausbruch aus dem Gerinne stattgefunden hat mit Ereignissen, bei denen kein Gerinne-ausbruch stattgefunden hat.

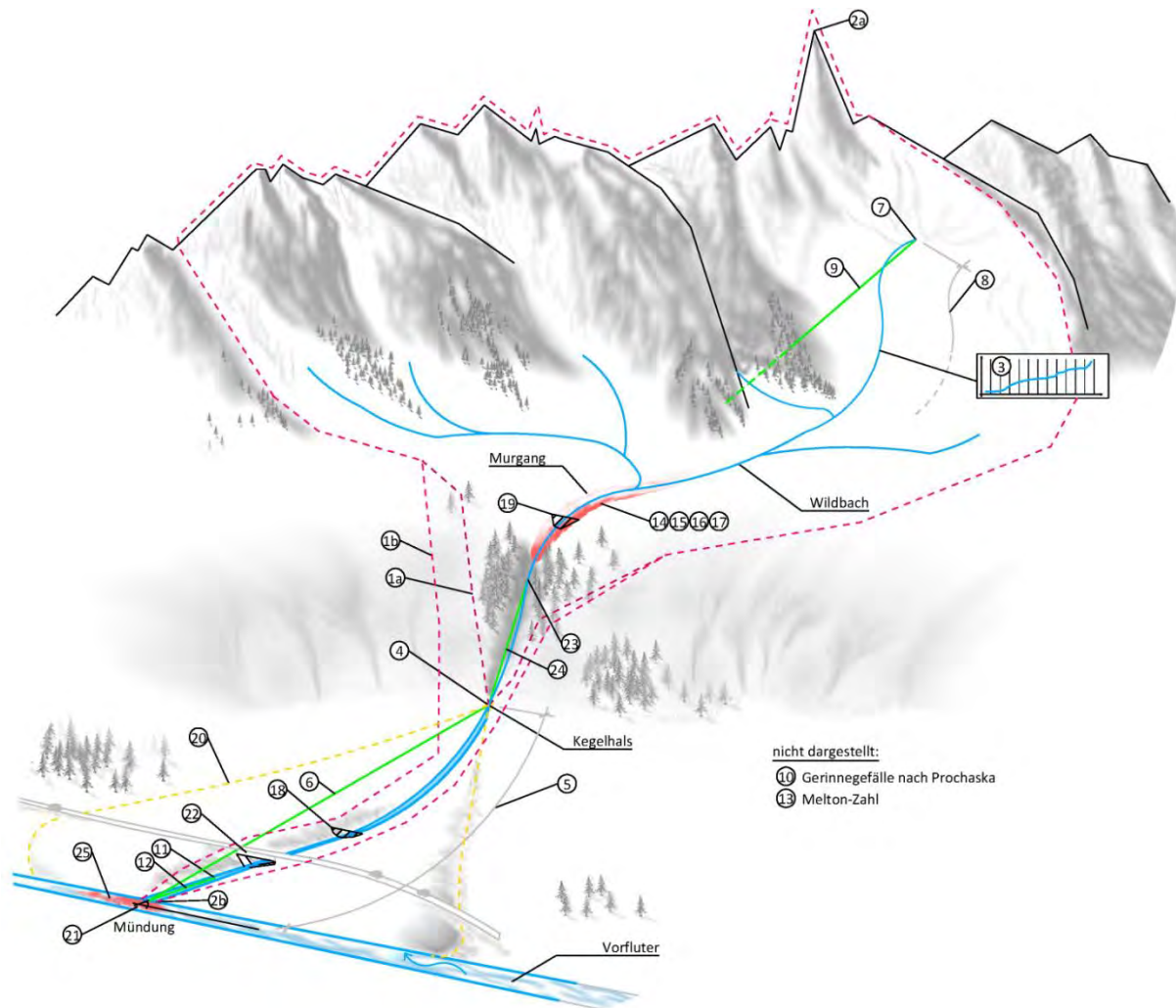


Abb. 2 Übersicht über die in der vorliegenden Studie aufgenommenen Parameter (Nummerierung gemäss Tabelle 2 und Tabelle 3)

3 Resultate

3.1 Übersicht über die abgelaufenen Prozesse

Die wichtigsten Prozesse, die sich zwischen Kegelhals und Vorfluter abspielen sowie einige Einzugsgebietsparameter wurden zu einem Ablaufdiagramm zusammengeführt (Abb. 3). Einige wichtige Resultate daraus werden im Folgenden kurz beschrieben:

- Bei 19 der 32 untersuchten Ereignisse kam es zu Feststoffeintrag in den Vorfluter. Bei den anderen 13 Ereignissen gelangte kein wesentlicher Anteil des Ereignisvolumens bis in den Vorfluter.
- Bei 21 Ereignissen wurde ein Ausbruch aus dem Gerinne beobachtet. Davon sind zehn Fälle Nicht-Vorfluter-Ereignisse und elf Fälle Vorfluter-Ereignisse. Das bedeutet, dass bei 77 % der Nicht-Vorfluter-Ereignisse und bei 58 % der Vorfluter-Ereignisse Murgangmaterial aus dem Gerinne ausgebrochen ist. Eine klare Aussage kann daraus nicht abgeleitet werden.
- In zehn Untersuchungsgebieten war ein Geschiebesammler vorhanden.

Ein Ablaufdiagramm wie in Abbildung 3 dargestellt könnte als Grundlage für einen möglichen Entscheidungsbaum zur semi-quantitativen Abschätzung des Feststoffeintrages verwendet werden. Allerdings ist die Anzahl möglicher unterschiedlicher Prozessabläufe (sehr viele Verzweigungsmöglichkeiten im Ablaufdiagramm) sehr gross im Verhältnis zur Anzahl der untersuchten Ereignisse. Daher werden in der Hauptanalyse vor Allem Kriterien gesucht zur Unterscheidung der beiden Gruppen von Ereignissen, bei welchen ein wesentlicher Anteil des Ereignisvolumens bis in den Vorfluter gelangte oder nicht.

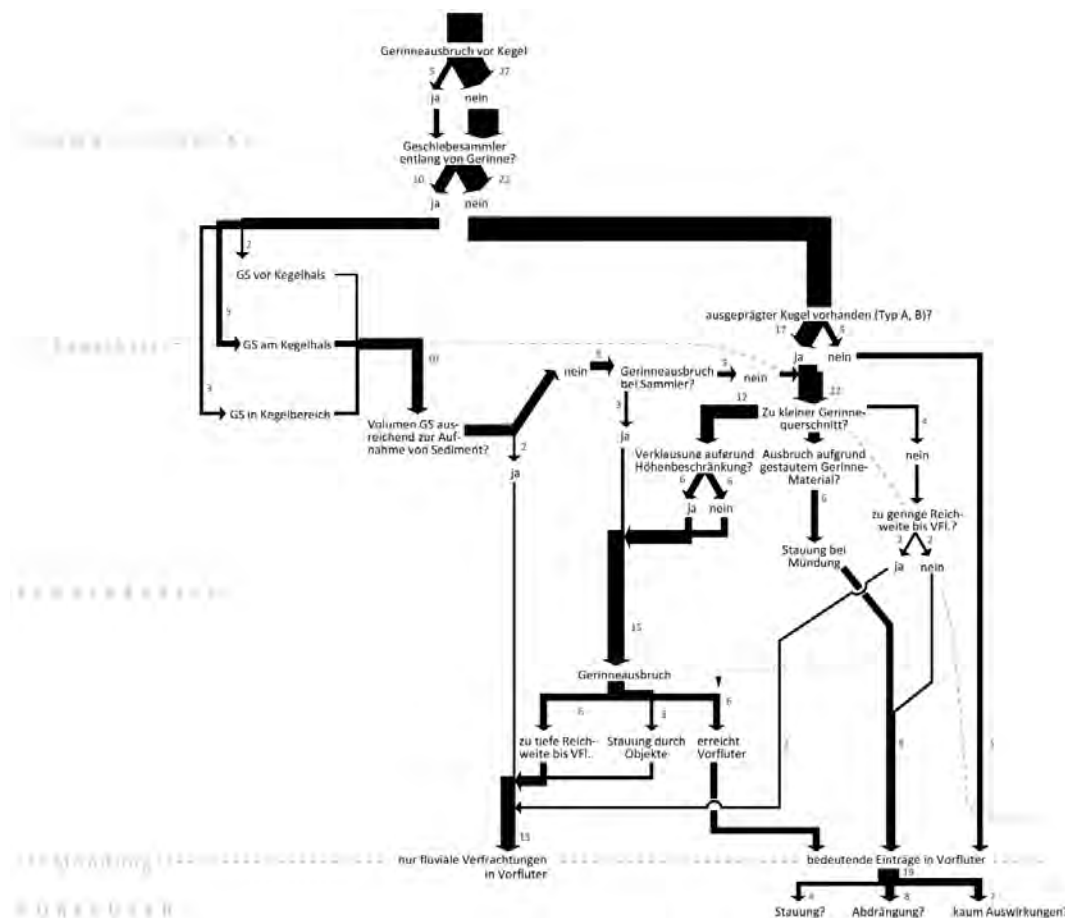


Abb. 3 Ablaufdiagramm zu den Prozessen, die sich zwischen Kegelhals und Vorfluter abspielen. Die Strichdicke steht für die Anzahl der beobachteten Fälle (von insgesamt 32 untersuchten Ereignissen).

3.2 Parameteranalyse

Unter den aufgenommenen Parametern konnten fünf identifiziert werden, deren Werte eine deutliche Unterscheidung bezüglich der Erreichung des Vorfluters ermöglichen (keine Überlappung der Quartile der Wertebereiche): *Kegelgefälle*, *Gefälle bis 25 m (Horizontal-Distanz) vor Mündung*, *Fliessgeschwindigkeit bei Maximalabfluss*, *Anzahl potentieller Verklausungsstellen* und *Mittleres Gefälle von 100 m Horizontal-Distanz oberhalb dem Kegelhals bis zum Kegelhals* (Abb. 4).

Weitere Parameter, die sich für eine Unterscheidung in Vorfluter- und Nicht-Vorfluter-Ereignisse eignen, wurden identifiziert und sind nachfolgend aufgelistet (allerdings überlappen sich die Quartile der beiden Datensätze trotz deutlich unterschiedlicher Werteausprägung, siehe Anhang A.2): *Einzugsgebietsfläche*, *Gerinnelänge von der Mündung bis zum Kegelhals (Kegellänge)*, *Mittleres Gerinnegefälle*, *Melton-Zahl*, *Ereignisvolumen*, *Fliessquerschnitt berechnet minus Fliessquerschnitt minimal*, *Kegelfläche* und *Winkel zum Vorfluter*.

Bezüglich der Sensitivität auf einen Gerinneausbruch konnten vier Parameter gefunden werden, deren Werteausprägungen eine Unterscheidung zulassen: *Gerinnelänge von der Mündung bis zum Kegelhals*, *Kegelgefälle*, *Gerinneneigung bis 25 m vor Mündung* und *Anzahl potentieller Verklausungsstellen*. Die Werteausprägungen der Parameter lassen aber nicht eine so deutliche Unterscheidung bzgl. des Gerinneausbruches zu wie bzgl. des Erreichens des Vorfluters.

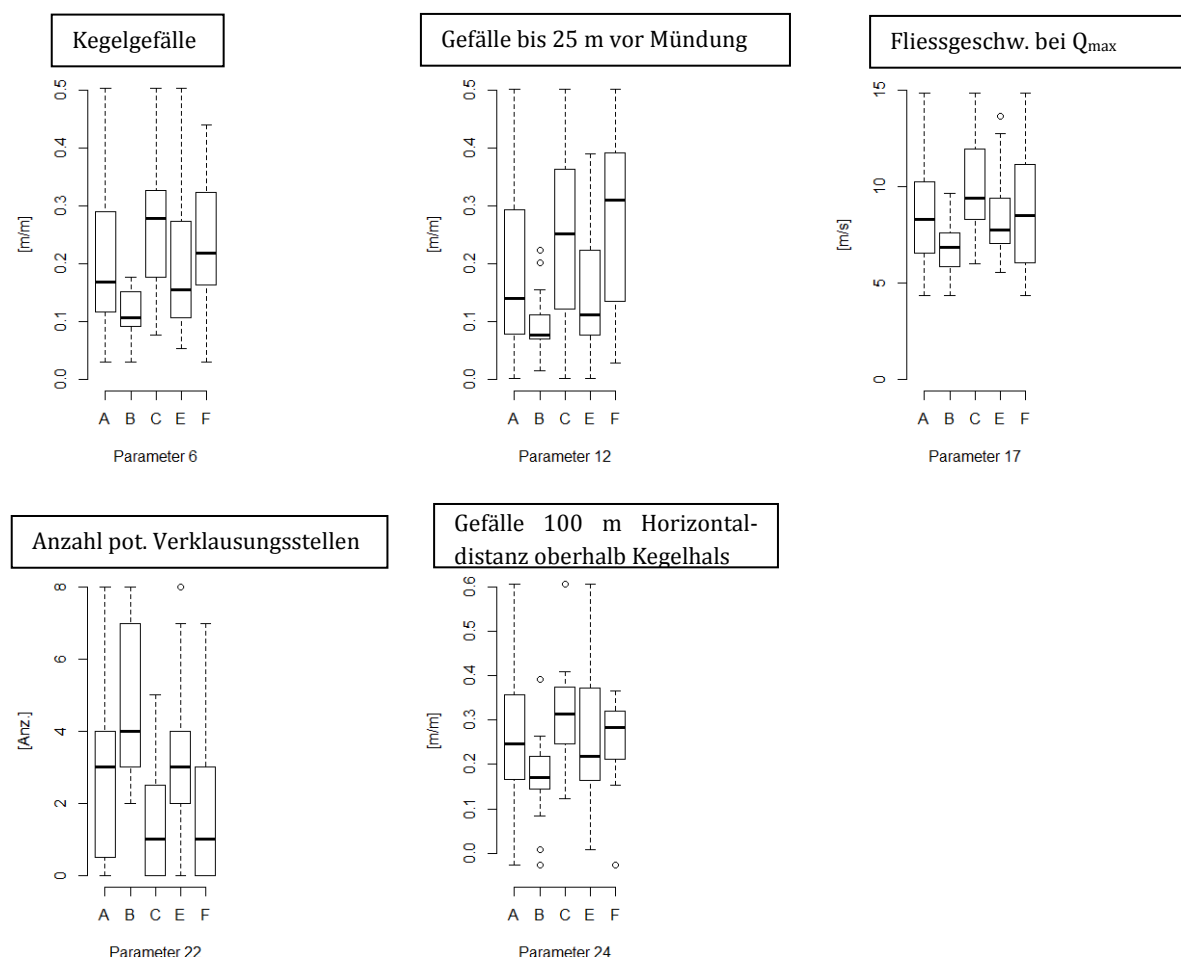


Abb. 4 Werteaussprägungen von fünf wichtigen Parametern in Bezug auf: A=alle Ereignisse, B=Vorfluter nicht erreicht, C=Vorfluter erreicht, E=aus Gerinne ausgebrochen, F=nicht aus Gerinne ausgebrochen. In einer Box liegen jeweils die mittleren 50 % der Daten. Sie wird begrenzt durch das untere und obere Quartil. Die dickere Linie kennzeichnet den Median. ○=Extremwerte (nicht vollständig dargestellt).

Beschreibung einzelner Parameter

Von den fünf Parameter in Abbildung 4 sind drei direkt oder indirekt vom Kegelgefälle abhängig: 1.) Das Gefälle bis 25 m vor Mündung ist Teil des Kegelgefälles, 2.) In die Berechnung der Fliessgeschwindigkeit bei Q_{\max} fliesst das Kegelgefälle proportional ein und 3.) Das Gefälle 100 m Horizontaldistanz oberhalb des Kegelhalses zeigt im verwendeten Datensatz eine deutliche positive Korrelation mit dem Kegelgefälle (siehe Anhang A.4). Diese drei Parameter wurden deshalb für weitere Untersuchungen nicht mehr berücksichtigt. Zusätzlich zum Kegelgefälle und zur Anzahl potentieller Verklausungsstellen wurden die Parameter Kegellänge und Ereignisvolumen, die auch für eine Unterscheidung in Vorfluter- und Nicht-Vorfluter-Ereignisse verwendet werden können, näher betrachtet (Abb. 5).

Ein Kegelgefälle von mehr als 18 % führte im verwendeten Datensatz immer zu einem Eintrag in den Vorfluter. Es gibt aber einige Ereignisse, bei denen ein Eintrag in den Vorfluter beobachtet wurde, auch wenn das Kegelgefälle kleiner ist.

Für den Parameter Kegellänge kann gesagt werden: Je länger ein Wildbachkegel, desto kleiner die Wahrscheinlichkeit, dass ein Murgang den Vorfluter erreicht und je kürzer ein Kegel, desto höher die Wahrscheinlichkeit. Im verwendeten Datensatz erreichten alle Ereignisse den Vorfluter bei einer Kegellänge von weniger als 455 m und die Ereignisse bei einer Kegellänge von mehr als 1230 m erreichten den Vorfluter nicht. Bei einer mittleren Kegellänge (455 – 1230 m) werden beide Fälle beobachtet.

Alle Ereignisse mit einem Murgangvolumen grösser als $40'000 \text{ m}^3$ erreichten den Vorfluter. Bei den Ereignissen mit einem kleineren Volumen ist keine deutliche Tendenz bezüglich des Erreichens des Vorfluters auszumachen.

Auch aus dem Parameter Anzahl potentieller Verklausungs-Stellen kann eine Tendenz abgeleitet werden. Je mehr potentielle Verklausungs-Stellen vorhanden sind, desto geringer ist die Wahrscheinlichkeit, dass ein Murgang den Vorfluter erreicht. Bei sechs oder mehr wurde in keinem Fall der Vorfluter erreicht, bei einer oder null wurde in allen Fällen der Vorfluter erreicht.

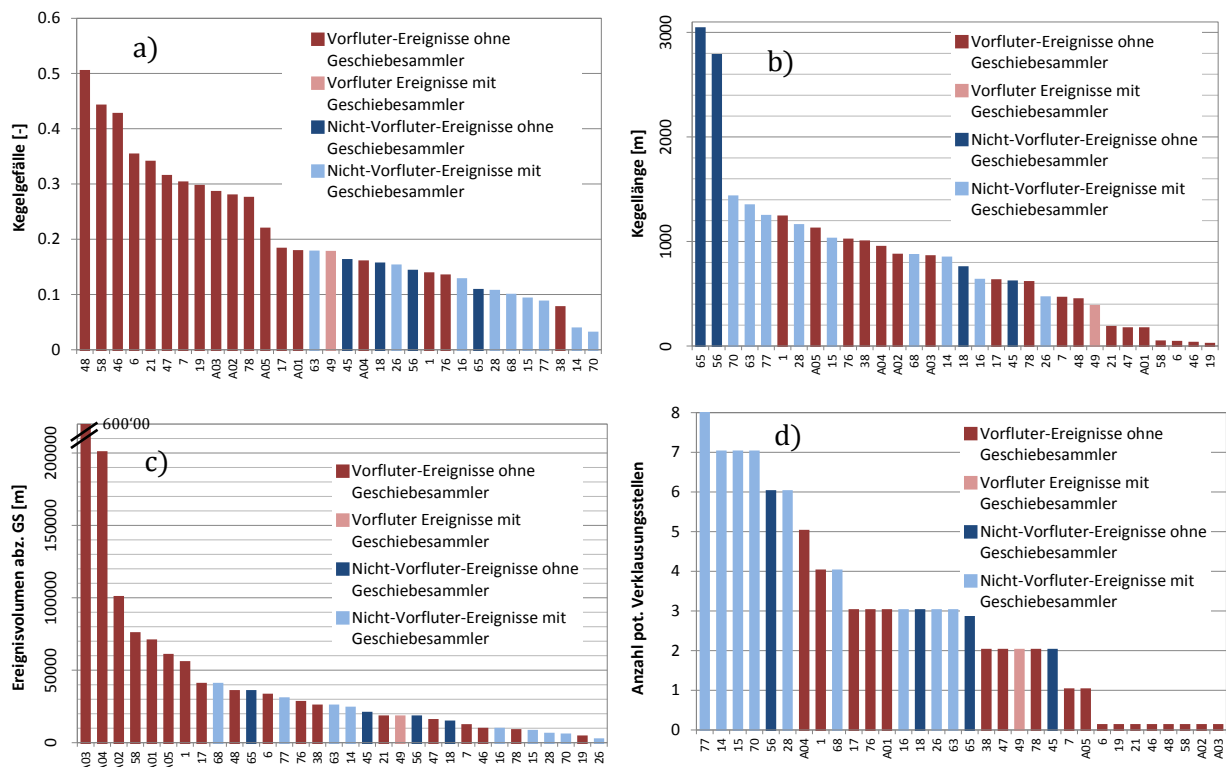


Abb. 5 Trennung der Vorfluter- von den Nicht-Vorfluter-Ereignissen in Abhängigkeit von a) Kegelgefälle, b) Kegellänge, c) Ereignisvolumen abzüglich Geschiebesammler und d) Anzahl potentieller Verklausungsstellen.

Fliessquerschnitte

Im Rahmen der Datenerhebung wurde ein minimaler Fliessquerschnitt im Kegelbereich bestimmt. Zudem wurde mit der Formel von Rickenmann (1999) ein Fliessquerschnitt der betrachteten Ereignisse berechnet. Bei 25 der 32 Ereignisse war der berechnete Querschnitt zu klein, das heisst es müsste zu einer Ausuferung aus dem Gerinne gekommen sein (Abb. 6). Es wurde aber nur bei 21 Ereignissen ein Gerinneausbruch beobachtet. Bei den Objekten 19 und 46 wurden keine Messdaten zum Gerinnequerschnitt erhoben. Da beide jedoch dem Kegeltyp C (siehe Tabelle 2). zugehörig sind und somit von einem ausreichend grossen Gerinnequerschnitt ausgegangen werden kann, wurden sie jeweils zur Kategorie $A_{\text{Murgang}} < A_{\text{Gerinne}}$ gezählt.

- Bei 18 Ereignissen konnte ein Gerinneausbruch beobachtet werden und der berechnete Querschnitt war zu klein.
- Bei vier Ereignissen wurde kein Gerinnesausbruch beobachtet und der berechnete Querschnitt war genügend gross.
- Bei sieben Ereignissen wurde kein Gerinneausbruch beobachtet aber der berechnete Querschnitt war zu klein.
- Bei drei Ereignissen wurde ein Gerinneausbruch beobachtet aber der berechnete Querschnitt war genügend gross.

Das heisst, bei 22 von 32 untersuchten Ereignissen (69 %) konnte mit dieser einfachen Methode korrekt bestimmt werden, ob es zu einem Gerinneausbruch kommt oder nicht. Dies zeigt die Unsicherheit bezüglich der zwei einflussenden Parameter. Eine genaue Bestimmung des minimalen Gerinnequerschnitts mit einfachen Mitteln im Feld oder mittels einem Höhenmodell ist nicht möglich und die Berechnung des Fliessquerschnitts des Murgangs nach Rickenmann (1999) basiert auf einer einfachen empirischen Beziehung.

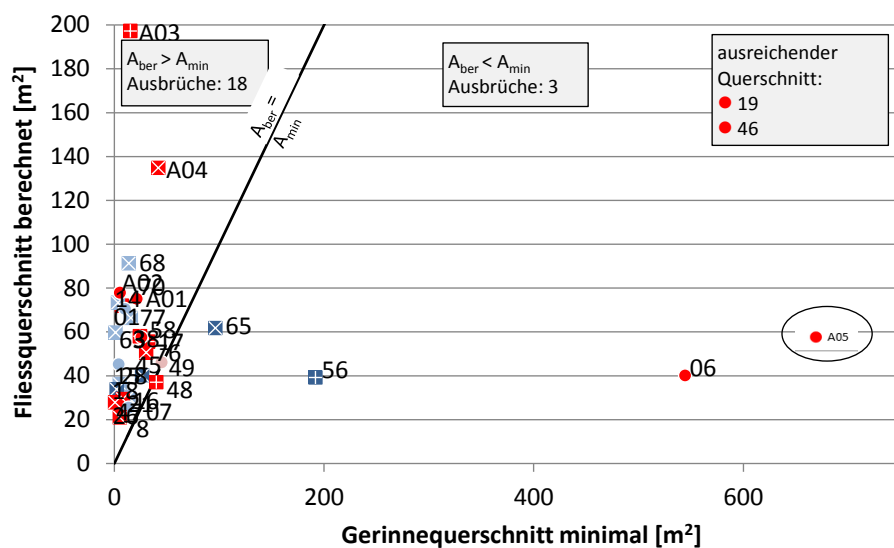
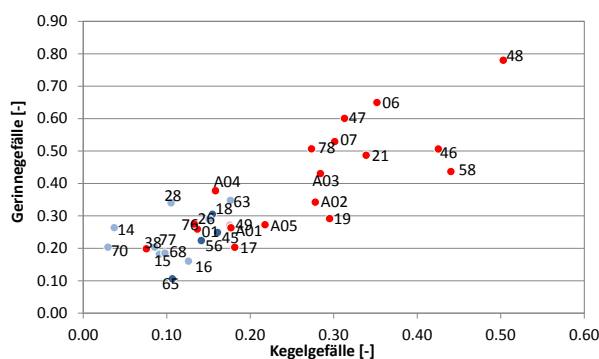
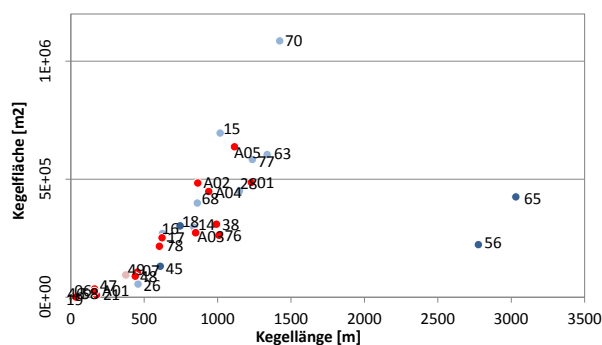


Abb. 6 Vergleich der berechneten Fliessquerschnitten der Ereignisse (nach Rickenmann, 1999) mit den minimalen Gerinnequerschnitten im Kegelbereich der Untersuchungsgebiete.

Gegenüberstellung einzelner Parameter

Es gibt mehrere Parameter, bei denen eine Abhängigkeit von anderen Parametern vermutet werden muss, z.B. zwischen dem Parameter Kegelfläche und dem Parameter Kegellänge (Abb. 7). Eine weitere Abhängigkeit besteht zwischen dem Gerinnegefälle und dem Kegelfälle. Bei diesen beiden Parameterpaaren macht es Sinn, für eine weitere Analyse jeweils nur noch einen der beiden Parameter zu betrachten. Bei folgenden Parameterpaaren kann hingegen keine klare Abhängigkeit ausgemacht werden: i) Kegelfälle und Kegellänge; ii) Kegelfälle und Ereignisvolumen; iii) Ereignisvolumen und Kegelfälle. Hier sollten deshalb alle Parameter weiter berücksichtigt werden.



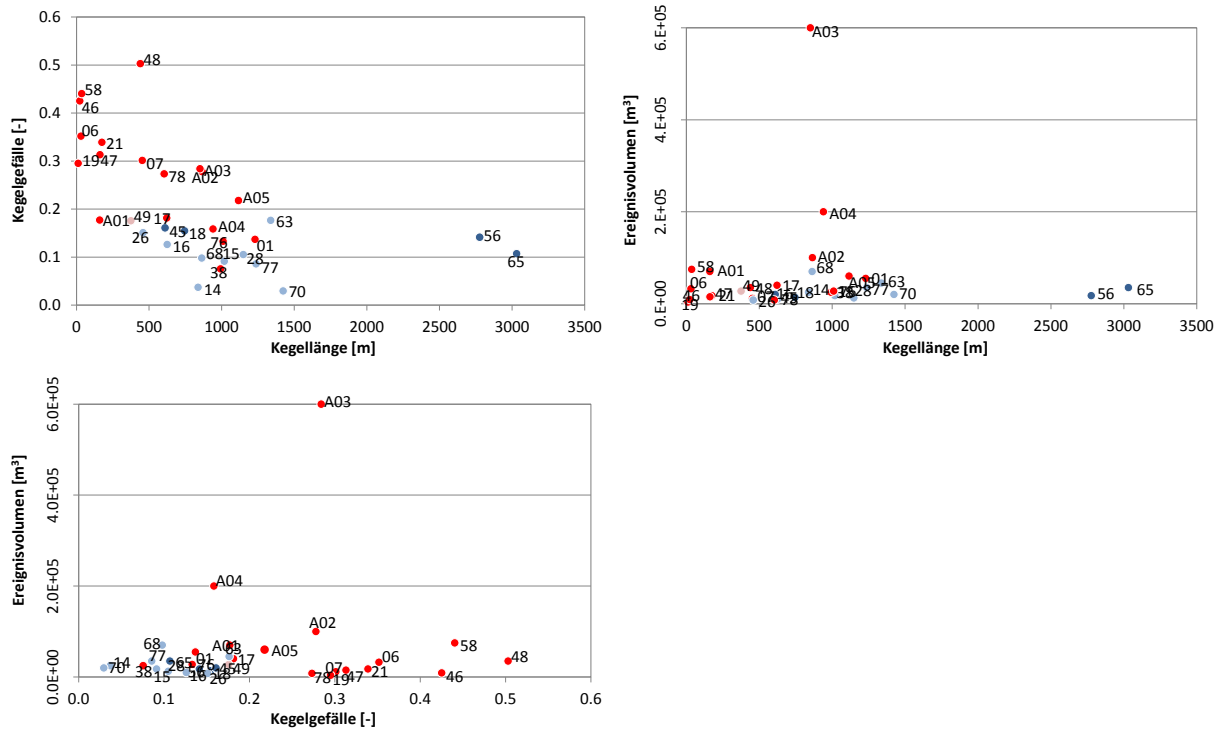


Abb. 7 Gegenüberstellung von Parameterpaaren zur Überprüfung von Abhängigkeiten untereinander.

3.3 Berechnung eines möglichen Indexes

Gerber (2014) hat in seiner Arbeit die Berechnung eines dimensionslosen Indexes postuliert, mit dem abgeschätzt werden kann, ob ein potentieller Murgang in einem Wildbach den Vorfluter erreicht (Gl. 1). Der Index basiert auf den drei Parametern Murgangsvolumen, Kegelgefälle und Kegellänge. Durch die jeweilige Normalisierung mit dem arithmetischen Mittel konnte ein dimensionsloser Wert berücksichtigt werden. Die Gleichung wird zusätzlich mit einem Faktor von 0.42 multipliziert, damit die Werte zwischen 0 und 1 zu liegen kommen.

$$Index = 0.42 * \left(\frac{M_{OGS}}{\overline{M_{OGS}}} \right)^{0.33} * \left(\frac{L_F}{\overline{L_F}} \right)^{0.5} * S_f \quad (Gl. 1)$$

Mit:

M_{OGS} = Murgangsvolumen mit allfälligem Abzug des Volumens eines Geschiebesammlers [m³]

L_F = Kegellänge [m]

S_f = durchschnittliches Kegelgefälle [-]

Mit dem Index können die Vorfluter-Ereignisse gut von den Nicht-Vorfluter-Ereignissen separiert werden (Abb. 8). Legt man einen Grenzwert von 0.06 fest, werden nur drei Vorfluter-Ereignisse nicht korrekt klassifiziert (d.h. sie würden gemäss Ansatz als Nicht-Vorfluter-Ereignisse beurteilt).

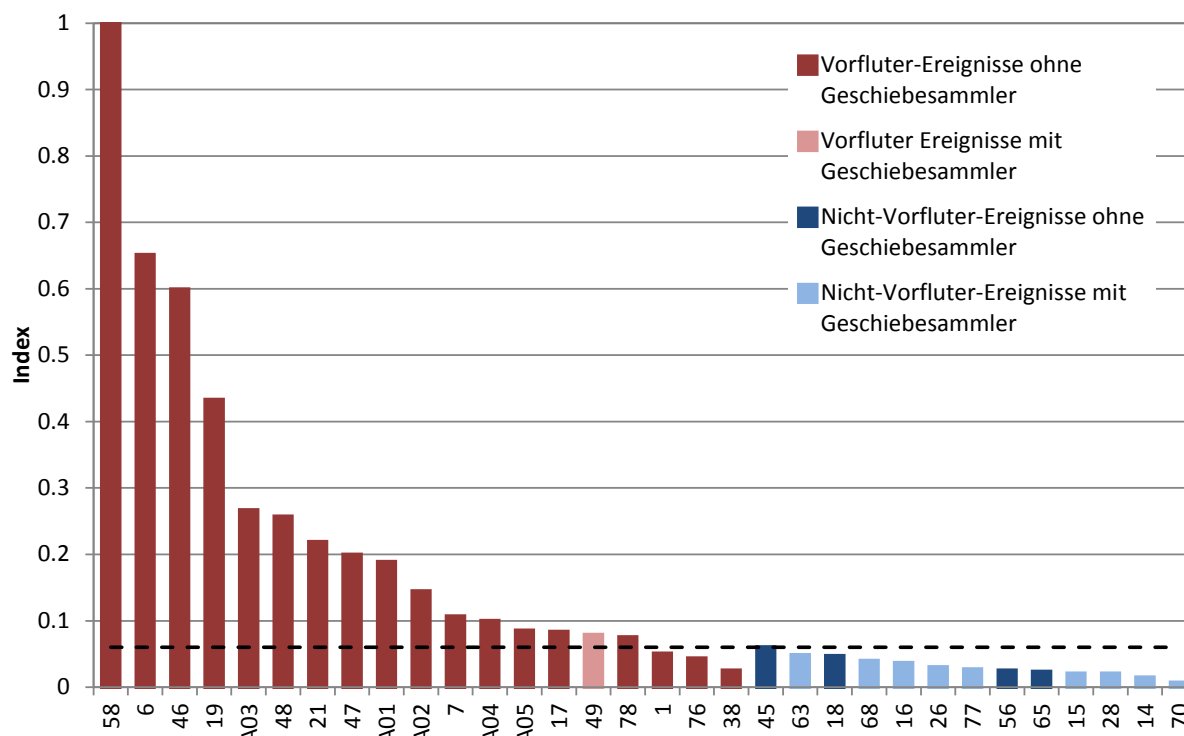


Abb. 8 Berechneter Index zu den untersuchten Ereignissen. Der vorgeschlagene Grenzwert von 0.06 (gestrichelte Linie) kann für eine Unterscheidung von Vorfluter- und Nicht-Vorfluter-Ereignissen verwendet werden.

Um aufzuzeigen, welchen Einfluss die einzelnen Parameters auf den Index haben, wurde eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Dabei wurden jeweils zwei Parameter konstant gehalten (Median), während ein einzelner Parameter zwischen seinem gemessenen Minimum und Maximum variiert wurde (Abb. 9). Beim Kegelgefälle wird die lineare Zunahme des Indexes mit zunehmendem Parameterwert ersichtlich. Bis zu Kegellängen von 200 m nimmt der Index mit zunehmender Kegellänge sehr stark ab, während bei Kegellängen grösser als 500 m der Index mit zunehmender Kegellänge nur noch schwach abnimmt. Bei zunehmendem Ereignisvolumen steigt der Index für die kleinen Volumen am stärksten an (bis ungefähr $60'000 \text{ m}^3$). Interessant hierbei ist, dass sich der Median der Ereignisvolumen ($24'250 \text{ m}^3$) im sensiblen Bereich der Funktion befindet, im Gegensatz zum Median der Kegellängen (791.24 m), der sich im flachen Ast der Funktion befindet. Eine kleine Veränderung des Ereignisvolumens im Bereich des Medians hat also einen grossen Einfluss auf den Index, während eine kleine Veränderung der Kegellänge im Bereich des Medians praktisch keinen Einfluss hat.

Kegelgefälle [-]		Kegellänge [m]		Ereignis-Volumen [m^3]	
Median:	0.17	Median:	791.24	Median:	24'250
Minimalwert:	0.03 \Rightarrow Index: 0.010	Minimalwert:	12.01 \Rightarrow Index: 0.456	Minimalwert:	1'700 \Rightarrow Index: 0.023
Maximalwert:	0.50 \Rightarrow Index: 0.168	Maximalwert:	3'031.65 \Rightarrow Index: 0.029	Maximalwert:	600'000 \Rightarrow Index: 0.162

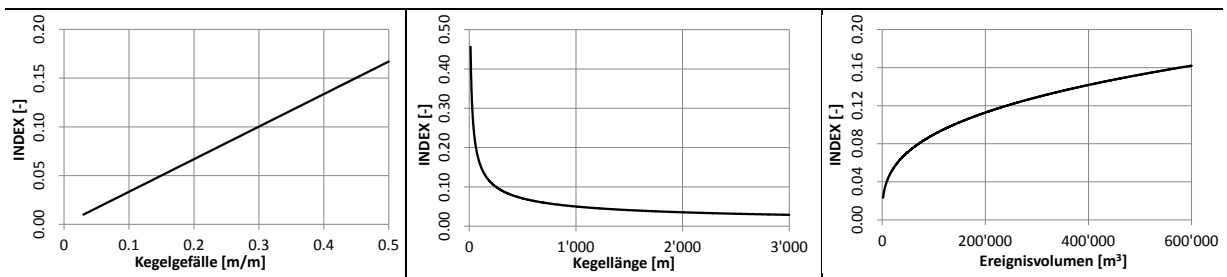


Abb. 9 Sensitivitätsanalyse des Index-Wertes. Berechnung des Index-Wertes durch Einsetzen von Werten zwischen dem gemessenen Minimum und Maximum der einzelnen Parameter. Für die nicht-veränderten Parameter wird der Median-Wert verwendet.

4 Diskussion

4.1 Auswahl der Untersuchungsgebiete

Bei den untersuchten Einzugsgebieten handelt es sich um Wildbäche mit Einzugsgebietsflächen von bis zu 20 km² (mit Ausnahme von Durnand de la Jure (Nr. 76) mit einer Fläche von 32 km²). Alle Gebiete weisen ein mittleres Gerinnengefälle von mehr als 10 % auf und gelten somit als murgangfähig.

Die Wahl der Untersuchungsgebiete kann insofern kritisch beurteilt werden, als dass wenige Nicht-Vorfluter-Ereignisse, bei denen ein natürlicher Kegel vorhanden ist, in die Untersuchung mitbezogen wurden. Die Kenntnisse über solche Ereignisse wären wichtig, um das Verhalten auf dem Kegel ohne anthropogene Einflüsse (z.B. stauende Objekte, Geschiebe-Rückhaltebecken, künstliche Gerinne) besser verstehen zu können. Besonders Gebiete mit einem Geschiebesammler waren in der Datenauswahl bei den Nicht-Vorfluter-Ereignissen übervertreten (Anteil: 69 %).

4.2 Index

Der von Gerber (2014) vorgeschlagene Index ermöglicht im verwendeten Datensatz eine gute Trennung zwischen Vorfluter- und Nicht-Vorfluter-Ereignissen. Dieser empirische Ansatz ist sicher eine gute Möglichkeit, um eine Aussage darüber zu machen, ob ein Murgang mit einem bestimmten Volumen den Vorfluter erreicht oder nicht. In dieser Arbeit konnten noch weitere Parameter gefunden werden, die in die Berechnung eines solchen Indexes einfließen könnten (z.B. Anzahl potentieller Verklauungsstellen). Weiterführende Untersuchungen sind daher zu empfehlen, womit evtl. noch robustere Kriterien zur Trennung zwischen Vorfluter- und Nicht-Vorfluter-Ereignissen gefunden werden können. Zudem sollte der Index und der vorgeschlagene Grenzwert zur Separierung der Ereignisse anhand von weiteren unabhängigen Daten validiert werden.

4.3 Entscheidungsbaum als mögliche Weiterentwicklung

Der vorgeschlagene Index ist eine Möglichkeit zur Bestimmung, ob ein Murgang den Vorfluter erreicht oder nicht. Eine zweite Methode ist die Erstellung eines Entscheidungsbaumes, mit dem auch eine Abschätzung über den Volumenanteil, der den Vorfluter erreicht, möglich wäre. Ein Vorschlag für einen solchen Entscheidungsbaum, ist in Abbildung 10 dargestellt. Bei diesem Vorschlag wird von einem vorgegebenen Murgangvolumen am Kegelhals ausgegangen und dieses bis zur Mündung in den Vorfluter anhand mehrerer Einzugsgebietsparameter vermindert oder bei allfälliger Kegelerosion vergrößert. Dieser Entscheidungsbaum wurde bis zum jetzigen Zeitpunkt so noch nicht getestet. Voraussetzungen zum Testen eines solchen Ansatzes wären eine detailliertere Datengrundlage bezüglich der Volumeneinträge in den Vorfluter sowie genaue quantitative Kriterien bei den Verzweigungsstellen.

Der Entscheidungsbaum in Abbildung 10 basiert auf einem sehr ähnlichen Ansatz, wie er im Rahmen der Praxishilfe des BAFU zur "Abschätzung der mittleren jährlichen Geschiebelieferung in Vorfluter" von Eva Gertsch und Christoph Lehmann erarbeitet wurde (BAFU, 2014), und wie er in etwa auch dem Ablaufdiagramm der beobachteten Prozesse in Abb. 3 entspricht.

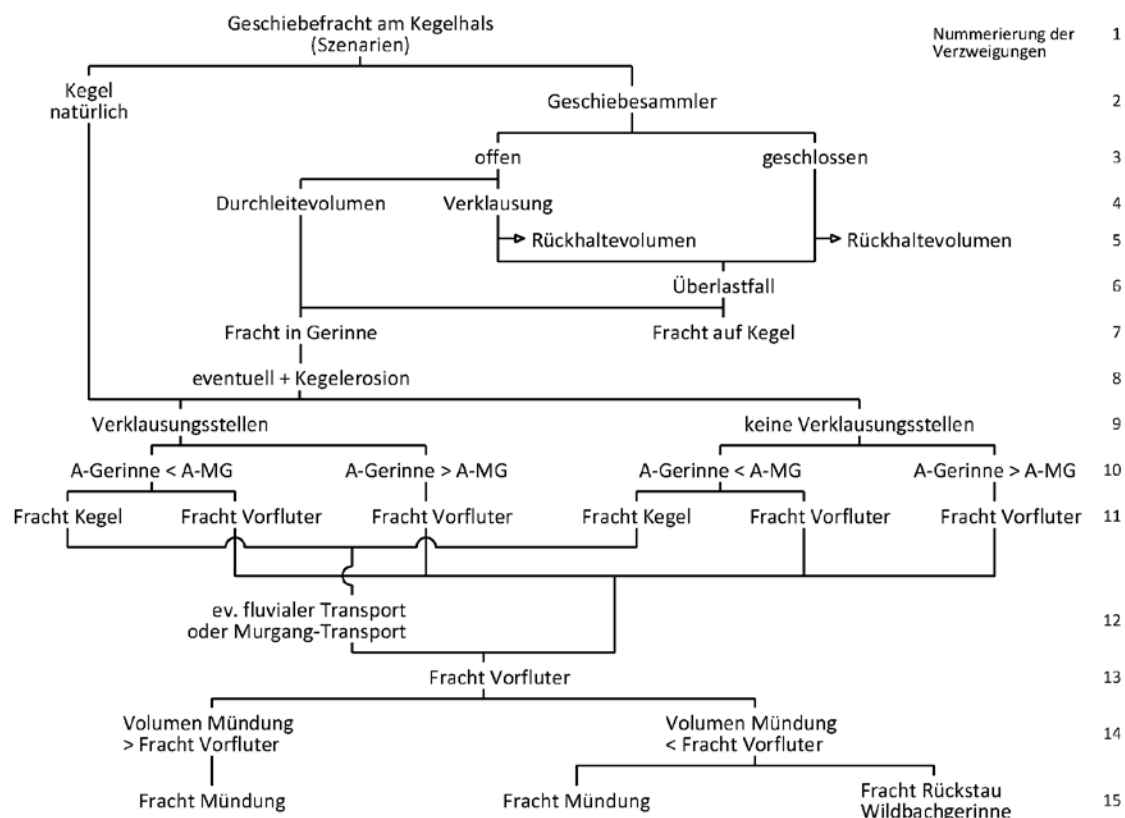


Abb. 10 Möglicher Entscheidungsbaum zur Bestimmung ob und welche Fracht den Vorfluter erreicht bei einem Murgang gegebener Grösse. Der Entscheidungsbaum basiert auf einem sehr ähnlichen Ansatz in BAFU (2014).

5 Schlussfolgerungen und Ausblick

In dieser Arbeit wird ein empirischer Ansatz präsentiert, mit dem der Feststoffeintrag bei Murgangereignissen aus Wildbacheinzugsgebieten in den Vorfluter abgeschätzt wird. Der verwendete dimensionslose Index basiert auf drei Eingangsgrössen: dem Kegelgefälle, der Kegellänge und dem Ereignisvolumen. Das Kegelgefälle und die Kegellänge sind einfach im Gelände oder mittels geografischem Informationssystem zu bestimmen. Eine gute Dokumentation von vergangenen Ereignissen über das Ereignisvolumen hinaus ist eine wichtige Voraussetzung zur möglichen Weiterentwicklung eines solchen Verfahrens. Weitere Einzugsgebietsgrössen, welche ebenfalls in den Index einfließen könnten, wurden identifiziert.

Es wäre wünschenswert, in einer Folgeuntersuchung a) zusätzliche Murgangereignisse sowie b) weitere Ereignis- und Einzugsgebietsparameter in die Auswertung miteinzubeziehen (wie z.B. bereits in der Vorauswahl erfasste Ereignisse, vgl. Tabelle 5, und Parameter, vgl. Tabelle 4). Damit könnte überprüft werden, ob die hier verwendeten relevanten Parameter auch in anderen Untersuchungsgebieten eine wichtige Rolle spielen. Zudem könnte damit die Berechnung eines Indexes besser abgestützt und anhand unabhängiger Daten validiert werden. Mit zusätzlichen Daten könnte auch das Verfahren mit einem Entscheidungsbaum auf seine Anwendbarkeit getestet werden.

6 Literaturverzeichnis

- BAFU (2014): Abschätzung der mittleren jährlichen Geschiebelieferung in Vorfluter – Praxishilfe. Hunziker, Zarn & Partner, Aarau; Lehmann, Hydrologie-Wasserbau, Urtenen – Schönbühl; belop gmbh, Sarnen; im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt (BAFU), Bern, 75S.
- Frick, E., Kienholz, H., Roth, H. (2008): SEDEX - eine Methodik zur gut dokumentierten Abschätzung der Feststofflieferung in Wildbächen. *Wasser Energie Luft*, 100 (2), 131-136.
- Gertsch, E. (2009): Geschiebelieferung alpiner Wildbachsysteme bei Grossereignissen - Ereignisanalysen und Entwicklung eines Abschätzverfahrens. Dissertation (unveröffentlicht), Geographisches Institut der Universität Bern, Bern.
- Gerber, M. (2014): Entwicklung eines Klassifizierungsverfahrens für den Feststoffeintrag in den Vorfluter durch Murgänge. Bachelorarbeit (unveröffentlicht), Zürcher Hochschule für Angewandte Wissenschaften, Wädenswil und Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf.
- GHO (1996): Empfehlung zur Abschätzung von Feststofffrachten in Wildbächen, Grundlagen und Anleitung. Arbeitsgruppe für operationelle Hydrologie (GHO), Mitteilung Nr.4, Landeshydrologie und -geologie, Bern.
- Melton, M.A. (1965): The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in Southern Arizona. *Journal of Geology*, 73(1), 1-38.
- Mizuyama, T., Kobashi, S., Ou, G. (1992): Prediction of debris flow peak discharge. In: International Symposium Interpraevent, Bern, Switzerland, Conference Proceedings, vol. 4, pp. 99-108.
- Rickenmann, D. (1999): Empirical Relationships for Debris Flows. *Natural Hazards*, 19(1), 47-77.
- Rickenmann, D. (2014): Methoden zur quantitativen Beurteilung von Gerinneprozessen in Wildbächen. WSL Berichte, Nr. 9, 105p. (www.wsl.ch/publikationen/pdf/13549.pdf)
- Rickenmann, D., Hunzinger, L., Koschni, A. (2008): Hochwasser und Sedimenttransport während des Unwetters vom August 2005 in der Schweiz. In: International Symposium Interpraevent, Dornbirn, Austria, Conference Proceedings, vol. 1, pp. 465-476.

7 Anhang

A.1 Vorauswahl der Untersuchungsgebiete

Tabelle 5 Vorauswahl der Untersuchungsgebiete mit verfügbarer Literatur. In grau: In dieser Arbeit verwendete Untersuchungsgebiete

Nr. Gertsch	Wildbach	Literatur
1	Glyssibach	NDR Consulting Zimmermann und Niederer + Pozzi Umwelt AG im Auftrag des Tiefbauamts des Kantons Bern und der Gemeinden Schwanden und Brienz, 3.8.2006: Lokale lösungsorientierte Ereignisanalyse Glyssibach. Bericht zum Vorprojekt und Anhang.
3	Schwendibach	Gertsch, E., Kienholz, H. im Auftrag des Amt für Wald des Kantons Bern, Oktober 2005: Ereignisdokumentation Unwetter 22./23. August 2005. Gemeinde Grindelwald.
4	Rotlauibach	GEOTEST AG, Hunziker, Zarn + Partner AG im Auftrag des Tiefbauamts des Kantons Bern, 2007: Lokale lösungsorientierte Ereignisanalyse Murgang Rotlauri, Guttannen.
6	Rote Bach	Gertsch, E. 2004: Ereignisdokumentation Rote Bach, 4. August 2004. Gemeinde Lauterbrunnen.
7	Tanzhubelbächli	Mündliche Aussagen von J. Abegglen, Berggasthaus Trachsellaenen und R. Schai, Revierförster
14	Milibach	Flotron AG, Meiringen im Auftrag des Amts für Wald des Kantons Bern, 2005: StorMe-Aufnahmen Ereignisse Meiringen.
15	Betelriedgraben	Geo7 AG, Kellerhals + Haefeli AG, Schälchli, Abegg + Hunzinger, wasser/schnee/lawinen im Auftrag der Gemeinde Zweisimmen: Gefahrenkarte für die Gemeinde Zweisimmen. Technischer Bericht.
16	Riggisalpbach	Kämpf, E. 2005: Geschiebelieferung bzw. –mobilisierung in Wildbachgerinnen. Untersuchungen zu Grossereignissen in Gebieten mit flyschartiger Geologie. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
17	Chummerbach	Forstingenieurbüro Teufen im Auftrag des Tiefbauamts des Kantons Graubünden, 8.10.1998: Hochwasser Chummerbach, Davos Glaris, 15.8.1998. Ereignisdokumentation
18	Alpenbach	GEOTEST AG im Auftrag der Gemeinde Davos und des Tiefbauamts des Kantons GR, 20.9.2006: Alpenbach Sertig. Ereignisdokumentation und Massnahmenvorschläge. Murgang 28.7.2006
19	Schwenditobel	Forstingenieurbüro Teufen im Auftrag des Tiefbauamts des Kantons Graubünden, 11.6.1999: Hochwasser Schwenditobel, Grisch, 21./22.5.1999. Ereignisdokumentation, Ursachenanalyse, Photodokumentation.
20	Val da Dusch	Tur GmbH, GEOTEST AG im Auftrag des Amts für Wald und des Tiefbauamts des Kantons Graubünden und der Gemeinde Paspels, 5.2.2003: Ereignisdokumentation Unwetter November 2002. Val da Dusch, Paspels.
21	Vadret da l'Alp	Fässler, M. 2008: Die Rolle des Gletschervorfeldes bei Wildbachprozessen. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern; interne Unterlagen des Amts für Wald des Kantons Graubünden und der Academia Engiadina, Samedan
22	Val Varuna	BWW 1990: Ursachenanalyse Unwetterereignisse 1987, A6 „Murgänge“, Schlussbericht. Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW), Bern.
23	Val Valdun	Tur GmbH, GEOTEST AG im Auftrag des Amts für Wald und des Tiefbauamts des Kantons Graubünden und der Gemeinde Rueun, 12.2.2003: Ereignisdokumentation Unwetter November 2002. Val Valdun, Rueun.
24	Plaunca	BWW, GIUB 1990: Ursachenanalyse Unwetterereignisse 1987, A5 „Geschiebelieferung durch Wildbäche“, Schlussbericht. Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW), Geographisches Institut der Universität Bern (GIUB), Bern.
		BWW 1990: Ursachenanalyse Unwetterereignisse 1987, A6 „Murgänge“, Schlussbericht. Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW), Bern.
25	Val Farbergt	Tur gmbH und GEOTEST AG im Auftrag des Amts für Wald und Tiefbauamt des Kantons Graubünden sowie der Gemeinde Trun, 4.3.2003: Ereignisdokumentation Unwetter November 2002 Val Farbergt, Trun.
26	Val Gronda	Heim, G. 2005: Schlüsselstellenanalysen im Gerinne. Untersuchung des Feststoffverlagerungsprozesses in Wildbächen bei Murgangereignissen. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern.
28	Humligenbach	Oeko-B AG, Niederer + Pozzi AG im Auftrag des Tiefbauamts des Kantons Nidwalden, März 2006: Ereigniskataster Nidwalden Unwetter August 2005. Ereignisdokumentation.

29	Haldibach	Oeko-B AG, Niederer + Pozzi AG im Auftrag des Tiefbauamts des Kantons Nidwalden, März 2006: Ereigniskataster Nidwalden Unwetter August 2005. Ereignisdokumentation.
30	Meisibach	Belop GmbH im Auftrag des Amts für Wald und Raumentwicklung des Kantons Obwalden, 16.1.2006: Unwetter 22./23. August 2005. Ereignisdokumentation Bericht.
32	Fangtobel	Belop GmbH im Auftrag des Amts für Wald und Raumentwicklung des Kantons Obwalden, 16.1.2006: Unwetter 22./23. August 2005. Ereignisdokumentation Bericht.
34	Acherlibach	Belop GmbH im Auftrag des Amts für Wald und Raumentwicklung des Kantons Obwalden, 16.1.2006: Unwetter 22./23. August 2005. Ereignisdokumentation Bericht.
35	Foribach	Belop GmbH im Auftrag des Amts für Wald und Raumentwicklung des Kantons Obwalden, 16.1.2006: Unwetter 22./23. August 2005. Ereignisdokumentation Bericht.
36	Dorbach	BWW 1997: Ereignisdokumentation Sachseln. Unwetter vom 15. August 1997. Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW) in Zusammenarbeit mit dem Tiefbauamt und Oberforstamt des Kantons Obwalden. Studienbericht Nr. 8 / 1998, Bern.
37	Edisriederbach	BWW 1997: Ereignisdokumentation Sachseln. Unwetter vom 15. August 1997. Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW) in Zusammenarbeit mit dem Tiefbauamt und Oberforstamt des Kantons Obwalden. Studienbericht Nr. 8 / 1998, Bern.
38	Flibach	GEOTEST AG im Auftrag der Gemeinde Weesen, 14.7.2000: Weesen, Flibach. Ereignisanalyse Hochwasser 1999. Gefahrenpotential und Schutzmassnahmen.
41	La Guasta	Ceresa Rezzonico Engineering im Auftrag der Gemeinden Bellinzona und Giubiasco, 17.3.2003: Riale Guasta. Comuni della Bellinzona e Giubiasco. Opere di risanamento e di protezione. Concetto di Sicurezza – Carta dei Pericoli.
43	Ri di Ronco	BWW, GIUB 1990: Ursachenanalyse Unwetterereignisse 1987, A5 „G geschiebelieferung durch Wildbäche“, Schlussbericht. Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW), Geographisches Institut der Universität Bern (GIUB), Bern.
45	Holdenbach	CSD Ingenieure und Geologen AG im Auftrag des Kantons Uri, September 2005: StorMe-Aufnahmen und Kartierungen, sowie Fotodokumentationen zu den Ereignissen vom 21./22.8.2005.
46	Näsitalbach	CSD Ingenieure und Geologen AG im Auftrag des Kantons Uri, September 2005: StorMe-Aufnahmen und Kartierungen, sowie Fotodokumentationen zu den Ereignissen vom 21./22.8.2005.
47	Chiletal	Geoplan Naturgefahren im Auftrag der Gemeinde Erstfeld und des Kantons Uri, 6.6.2002: Hangmure Ämmeten – Hofstetten vom 3. Mai 2002. Ereignis und Prozesse.
48	Tüfelfal	Ereigniskataster Tiefbauamt des Kantons Uri.
49	Gangbach	CSD Ingenieure und Geologen AG im Auftrag des Kantons Uri, September 2005: StorMe-Aufnahmen und Kartierungen, sowie Fotodokumentationen zu den Ereignissen vom 21./22.8.2005.
51	Nant du Pissot	Landeshydrologie und –geologie LHG, September 1995: Nant du Pissot, Commune de Villeneuve (VD). Laves torrentielles du 13/14 août 1995. Documentation de l'Événement.
52	Saxé	Bardou, E., Marquis, F.-X., Martignago, Y., Vez, E. 2003: Réflexions sur le volume pouvant provenir de la Ravine du Saxé: Document interne.
53	Reuses du Dolent	Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidg. Technischen Hochschule: Auszug aus dem Inventar gefährlicher Gletscher. Reuses du Dolent
54	Dorfbach	BWG 2002: Hochwasser 2000. Ereignis BWG 2002: Hochwasser 2000, Ereignisanalyse Fallbeispiele, Berichte des BWG, Serie Wasser, Nr. 2. Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG), Bern.
55	Minstigerbach	BWW, GIUB 1990: Ursachenanalyse Unwetterereignisse 1987, A5 „G geschiebelieferung durch Wildbäche“, Schlussbericht. Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW), Geographisches Institut der Universität Bern (GIUB), Bern.
56	Bruchi	Ingenieurbüro Teyssere & Candolfi AG, Ingenieurbüro Weder AG im Auftrag der Gemeinde Naters und des Kantons Wallis, Juli 1996: Hochwasserschutzkonzept Kelchbach / Naters. Technischer Bericht.
58	Ritigraben	Geo7 AG im Auftrag des Baudepartements des Kantons Wallis, 17.6.1994: Ritigrabe (Mattertal). Grundlagen- Zusammenstellung und erste Interpretation.
		Geo7 AG im Auftrag des Bundesamts für Wasserwirtschaft und Nationales Forschungsprogramm 31, 16.8.1995: Murgangsanierung Ritigraben (Mattertal). Beurteilung aus der Sicht von NFP31 Projekten.

60	Stegenbach	BWW, GIUB 1990: Ursachenanalyse Unwetterereignisse 1987, A5 „Geschiebelieferung durch Wildbäche“, Schlussbericht. Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW), Geographisches Institut der Universität Bern (GIUB), Bern.
62	Seebach	Tur GmbH, Hunziker, Zarn und Partner AG im Auftrag des Amtes für Wald des Kantons Graubünden, 2005: Hochwasser 22./23.8.2005, Klosters-Serneus.
63	Riale Lant	Beffa, Tognacca Sagl im Auftrag des Amtes für Wald des Kantons Graubünden, September 2008: Geschiebebilanz. Entwurf
64	Rabiusa	BWW, GIUB 1990: Ursachenanalyse Unwetterereignisse 1987, A5 „Geschiebelieferung durch Wildbäche“, Schlussbericht. Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW), Geographisches Institut der Universität Bern (GIUB), Bern.
65	Val Fless	Geotest AG im Auftrag der Gemeinde Susch und des Amtes für Wald des Kantons Graubünden, 3.1.2006: Ereignisdokumentation Unwetter August 2005 21.-23.8.2005. Susasca und Aua da Sagliains, Gemeinde Susch.
68	Buholzbach	Oeko-B AG, Niederer + Pozzi im Auftrag des Tiefbauamts des Kantons Nidwalden, März 2006: Ereigniskataster Nidwalden, Unwetter August 2005. Ereignisdokumentation.
69	Steinibach	Oeko-B AG, Niederer + Pozzi im Auftrag des Tiefbauamts des Kantons Nidwalden, März 2006: Ereigniskataster Nidwalden, Unwetter August 2005. Ereignisdokumentation.
70	Dürrbach	Lehmann, Ch. im Auftrag der Gruppe für Operationelle Hydrologie GHO, 2008: Geschiebeprozesse in ausgewählten Einzugsgebieten des GHO-Geschiebemessnetzes während der Ereignisse im August 2005. (Entwurf zur Ereignisanalyse 2005)
75	Torrent Sec	Belop GmbH im Auftrag des Amtes für Wald und Raumentwicklung des Kantons Obwalden, 16.1.2006: Unwetter 22./23. August 2005. Ereignisdokumentation Bericht.
76	Le Durnand	François Xavier Marquis Sàrl im Auftrag der Gemeinden Collonges und Lavey-Morcles, 13.8.2008: Lave torrentielle du 29.6.2008 – Description et analyse de l'événement.
77	Minstigerbach	Mündliche Aussagen von Ignaz Burgener, Dienststelle für Flussbau, Oberwallis
78	Spisszug	Rovina + Partner AG im Auftrag der Dienststelle für Flussbau, 13.9.2006: Gemeinde St. Niklaus. Murgang „Spisszug“ vom 7.9.2006. Ereignisbeschreibung und geologischer Kurzbericht.
A01	Breiterbach	Hochwasser 2000: Ereignisanalyse (BWG 2002)
A02	Spreitgraben	Brinkmann, R., & Meyer, C. (2012a). Guttannen, Murgang Spreitloui - Analyse und Prognose. Zollikofen: Geotest - Bericht Nr. 14092371.3.
A03	Rotlauibach	Brinkmann, R., & Meyer, C. (2012b). Guttannen, Murgang Rotloui - Analyse und Prognose. Zollikofen: Geotest - Bericht Nr. 1411 165.2.
A04	Varuna	Hose, A. (2007). Einfluss der Topographie auf die Murgangssituation im Ablagerungsbereich und Implikationen auf die Gefahrenbeurteilung. Unveröffentlicht. Universität Stuttgart, Stuttgart.
A05	Riale Riascio	Stricker, D. (2010). Murgänge im Torrente Riascio (TI): Ereignisanalyse, Auslösefaktoren und Simulation von Ereignissen mit RAMMS. Unveröffentlicht; MSc. Universität Zürich und der Eidg. Forschungsanstalt WSL Birmensdorf.
-	Golmbach	Geoplan AG, Hochwasserereignis vom 10.10.2011 im Lötschental, Ereignisanalyse
-	Milibach	Geoplan AG, Hochwasserereignis vom 10.10.2011 im Lötschental, Ereignisanalyse
-	Tännbach	Geoplan AG, Hochwasserereignis vom 10.10.2011 im Lötschental, Ereignisanalyse
-	Ri di Soi	Flussbau (2003): Geschiebetransport im Brenno. Einfluss der Murgangablagerung aus dem Ri di Soi. Flussbau AG, unveröffentlichter Bericht, im Auftrag des Kantons Tessin, Divisione delle costruzione.
-	Illgraben	WSL Beobachtungsstation

A.2 Auswertung und Statistiken der wichtigen Parameter

Tabelle 6 Übersicht über die aufgenommenen Einzugsgebietsparameter

Wildbach	Einzugsgebietsfläche Kegelhals [km ²] (Gertsch)	Einzugsgebietsfläche Vorfluter [km ²]	Kegellänge [m]	Kegel Gefälle [-]	Höchster Gerinnepunkt [m ü. M.]	Gerinnelänge [m]	Gerinnegefälle [-]	Gerinneneigung bis 25 m vor Mündung	Melton-Nr.-Kegelhals	Melton-Nr.-Vorfluter	Fliessquerschnitt min. [m ²]	Fliessquerschnitt max. [m ²]	Kegelfläche [m ²]	Winkel zum Vorfluter	Pot. Verklaussungsstellen	Gefälle im Bereich 100 m oberhalb Kegelhals	Kegel-Typen	Geschiebesammler
Glyssibach	1.6	1.9713	1230	0.1	1329.7	149.2	5.1	0.08	1.1	0.92	7.2	127.4	485785		4	0.17561	c	0
Rote Bach	1.5	1.5	32	0.4	2238.5	31.6	30.1	0.37	2.0	2.1	544.5	544.5	745	77	0	0.37	c	0
Tanzhubelbächli	2.5	3.267	453	0.3	2325.2	453.3	2.2	0.2	1.7	1.34	6.34	6.34	105946	64	1	0.3757	c	0
Milibach	3.9	15.7	838	0.1	2181.2	487.4	3.2	0.05	0.8	0.4	3.5	20.9	296849	82	7	0.39	b	1500
Betelriedgraben	11.5	12.052	1018	0.1	1798.4	905.1	0.9	0.03	0.4	0.42	4.165	24.89	695247	38	7	0.154	b	10000
Riggisalpbach	3.7	3.8	626	0.1	1451.3	320.3	1.3	0.11	0.6	0.5	13.2	144.4	269261	66	3	0.14	b	1000
Chummerbach	6.2	6.0256	622	0.2	2457.5	282.4	3.5	0.28	0.5	0.48	32.3	79.47	251373	90	3	0.1232	c	0
Alpenbach	1.4	1.6	745	0.2	2485.8	500.5	1.2	0.08	0.9	0.8	2.1	8.7	302131	101	3	0.24	a	0
Schwenditobelbach	2.4	2.4607	12	0.3	1713.3	12.0	85	0.87	0.7	0.65			36	93	0	0.76539	c	0
Vadret da l'Alp Ota	0.6	0.7	175	0.3	2925.4	175.2	4.9	0.12	1.6	1.7	8.1	8.1	9079		0	0.61	c	0
Aval Resgia	5.1	4.825	458	0.2	2505.0	228.7	6.4	0.16	0.9	0.91	13.48	104.7	55589	69	3	0.1808	b	6300
Humligerbach		2.5	1149	0.1	1475.8	310.3	3.1	0.01	1.1	0.9	5.3	9.6	449821	53	6	0.26	b	7000
Flybach	8.5	8.436	992	0.1	1707.2	391.9	3.3	0	0.5	0.53	24.41	472.7	309426		2	0.12603	c	0
Holdenbach	5.1	5.1	610	0.2	1806.3	131.0	9.0	0.20	0.7	0.7	26.5	141.3	130907	73	2	0.18	a	0
Näsitalbach	0.95	0.9154	23.4	0.4	1046.6			0.42	1.2	1.25			1354.71	51	0	0.32522	c	0
Chiletal	0.3	0.3	162	0.3	921.8	121.1	3.8	0.23	2.1	1.7	0.8	3.4	34935	102	2	0.41	c	0
Tüfeltaal	0.22	0.3248	440	0.5	1229.5	435.5	1.7	0.08	2.2	2.48	39.99	593.3	88593	236	0	0.79209	c	0
Gangbach	5.1	5.6	375	0.2	1816.6	243.9	4.4	0.11	0.7	0.7	45.0	59.0	94171	71	2	0.25	d	10000
Bruchi	4.20	8.1047	2776	0.1	2785.4	1000.7	1.7	0.22	0.7	0.76	191.9	520	222598	46	6	0.1634	a	0
Ritigraben	1.4	1.3	36	0.4	2585.5			0.50	1.8	1.8	25.8	25.8	514	62	0	0.31	c	0
Riale Lant	0.92	1.3895	1338	0.2	2053.8	622.4	1.4	0.08	1.4	1.41	1.116	76.4	604466	114	3	0.2191	b	20000
Val Fless	7.0	13.7	3032	0.1	2415.5	434.0	1.4	0.07	0.3	0.3	96.4	161.4	424935	38	3	0.01	a	0

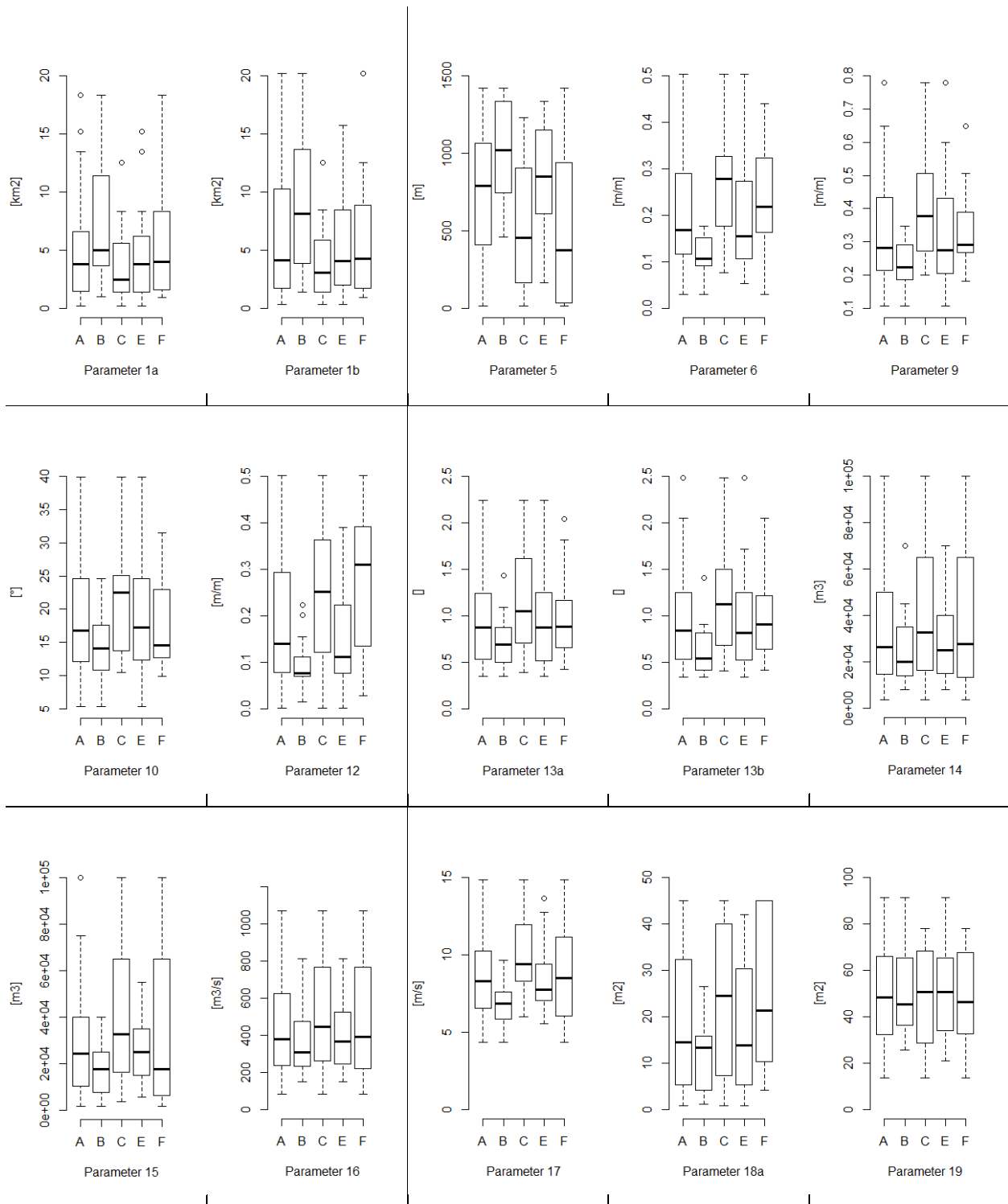
Buoholzbach		13.574	863	0.1	1737.8	140.1	8.9	0.08	0.5	0.52	13.77	49.23	398868	44	4	0.16979	b	30000
Dürrbach	18.6	20.2	1423	0.0	1896.2	524.2	1.7	0.07	0.4	0.4	10.3	15.6	1086060	47	7	0.00	b	15000
Durnand de la Jure	9	32.333	1010	0.1	2291.2	461.5	3.8	0.25	0.4	0.41	30.4	723.9	262123	75	3	0.17411	c	0
Minstigerbach	15.2	15.7	1237	0.1	2502.2	663.5	1.8	0.09	0.5	0.5	15.9	110.9	583454	47	8	0.08	b	5000
Spisszug	2.6	3.0543	604	0.3	2535.3	277.8	5.1	0.36	1.2	1.25	5.309	113.5	215726	95	2	0.372	c	0
Breiterbach		12.5	161	0.2	2475.6	20.6	87.0	0.31	0.6	0.6	21.4	37.8	23612	79	3	0.24	c	0
Spreitgraben		4.2498	865	0.3	1606.0	491.9	1.3	0.36	1	1.12	5.258	462.4	483679	78	0	0.3133	c	0
Rotlauibach		4.0	850	0.3	2201.3	425.2	2.7	0.39	0.9	1.0	15.2	71.4	273037	45	0	0.35	c	0
Varunasch		6.4295	940	0.2	3182.8	573.3	3.8	0.12	0.9	0.95	42.03	103.8	447694	16	5	0.2495	c	0
Riasco		1.9	1116	0.2	1332.4	554.4	0.9	0.17	1.1	1.2	1589.2	2427.0	637074	68	1	0.28	c	0

Tabelle 7 Übersicht über die aufgenommenen Ereignisparameter

Bezeichnung	Wildbach	Volumen Ereignis min. [m ³]	Volumen Ereignis max. [m ³]	Volumen Ereignis Average [m ³]	Ereignisvolumen ohne GS	Q (Peak) [m ³ /s] (Rickenmann, 1999)	V [m/s] (Rickenmann, 1999)	Fließquerschnitt berechnet [m ²]	Geschiebeeintrag in Vorfluter [m ³ oder %] [ja / nein]	Gerinneausbruch
1	Glyssibach	50000	60000	55000	55000	672.69	9.3	72		x
6	Rote Bach	30000	35000	32500	32500	446.28	11	40	ja; zwischen 32'000 und 37'000 m ³	
7	Tanzhubelbächli	10000	13000	11500	11500	198.46	8.1	24		x
14	Milibach	25000	25000	25000	23500	363.69	5.6	65		x
15	Betelriedgraben	15000	20000	17500	7500	275.36	6.1	45		
16	Riggisalpbach	10000	10000	10000	9000	177.96	5.9	30		x
17	Chummerbach	40000	40000	40000	40000	524.74	9.4	56		x
18	Alpenbach	14000	14000	14000	14000	231.37	6.8	34	Nein, keine nennenswerten Einträge in den Sertigbach	x
19	Schwenditobelbach	3700	3700	3700	3700	81.947	6	14	Ja, Geschiebe, das in den Schranggabach gelangte: 2'200 - 3'700 m ³	
21	Vadret da l'Alp Ota	15000	20000	17500	17500	275.36	9.4	29	ja, aber Volumen unbekannt	x
26	Aval Resgia	10000	10000	10000	1700	149.54	5.9	25		
28	Humligerbach	10000	15000	12500	5500	211.8	5.8	36		x
38	Flybach	20000	30000	25000	25000	363.69	6.3	58	unbekannt	x
45	Holdenbach	20000	20000	20000	20000	305.59	7.6	40		x
46	Näsitalbach	8000	10000	9000	9000	163.92	8.5	19		
47	Chiletal	15000	15000	15000	15000	244.17	8.8	28	3'000 - 4'000m ³ wurden in die Reuss eingetragen	x
48	Tüfeltal	30000	40000	35000	35000	472.83	13	37	Ja, einiges Material gelangte in die Reuss	x
49	Gangbach	25000	30000	27500	17500	391.75	8.5	46		
56	Bruchi	15000	20000	17500	17500	275.36	7	39	unbedeutende Einträge in den Kelchbach	x
58	Ritigraben	60000	90000	75000	75000	856.8	15	58	Ja, Mattervispa wurde aufgestaut, 60'000 - 90'000m ³ Material gelangten in 11 Murschüben ins Tal	
63	Riale Lant	45000	45000	45000	25000	575.23	9.6	60	Ja, gemäss den Fotos	x
65	Val Fless	30000	40000	35000	35000	472.83	7.7	62	nein, kein Material gelangte in die Susasca	x
68	Buoholzbach	70000	70000	70000	40000	811.91	8.9	91		x
70	Dürrbach	20000	20000	20000	5000	305.59	4.3	70		
76	Durnand de la Jure	25000	30000	27500	27500	391.75	7.7	51	Ja, 90% des Materials, das auf den Kegel gelangte wurde bis in die Dranse weitertransportiert, insgesamt 25'000 - 30'000m ³	x
77	Minstigerbach	30000	40000	35000	30000	472.83	7.1	66		x
78	Spisszug	8000	8000	8000	8000	149.54	7.1	21	Ja, 4000m ³	x
A01	Breiterbach	60000	80000	70000	70000	811.91	11	75		
A02	Spreitgraben	100000	100000	100000	100000	1072.3	14	78		
A03	Rotlauibach	600000	600000	600000	600000	4338	22	197		x
A04	Varunasch	200000	200000	200000	200000	1841.4	14	135		x
A05	Riasco	60000	60000	60000	60000	719.93	11	65		

Tabelle 8 Übersicht über die wichtigsten Parameter und deren Statistiken. Gezeigt werden Maxima, Minima, arithmetische Mittel, Standardabweichungen und die mit dem arithmetischen Mittel normierten Standardabweichungen.

Parameter	Bezeichnung	Maximalwert	Minimalwert	arithmetisches Mittel \bar{x}	Standardabweichung S	$\frac{S}{\bar{x}}$
1a	Einzugsgebietsfläche bis Kegelhals [km ²]	31.75	0.21	5.80	6.53	1.13
5	Gerinnelänge von der Mündung bis zum Kegelhals [m]	3'031.65	12.01	819.06	675.53	0.82
6	Mittleres Kegelgefälle [m/m]	0.50	0.03	0.20	0.12	0.57
9	Mittleres Gerinnegefälle [m/m]	0.78	0.11	0.34	0.15	0.46
10	Durchschnittliche Gerinneneigung nach Prochaska et al. (2008), Winkel β [°]	39.88	5.31	18.43	7.62	0.41
12	Durchschnittliche Gerinneneigung bis 25 m vor Mündung [m/m]	0.87	0.00	0.20	0.18	0.88
13a	Melton-Zahl bis Kegelhals [-]	2.24	0.35	0.99	0.53	0.53
13b	Melton-Zahl bis Vorfluter [-]	2.48	0.34	0.96	0.53	0.55
14	Ereignisvolumen [m ³]	600'000.00	3'700.00	54'428.13	104'750.03	1.92
15	Ereignisvolumen ohne Geschiebesammlervolumen [m ³]	600'000.00	1'700.00	51'121.88	105'461.86	2.06
16	Maximal-Abfluss [m ³ /s]	4'338.02	81.95	582.70	755.94	1.30
17	Fliessgeschwindigkeit [m/s]	21.99	4.34	8.99	3.47	0.39
18a	Fliessquerschnitts-Fläche min. [m ²]	1'589.22	0.78	94.70	294.98	3.12
19	Fliessquerschnitts-Fläche berechnet [m ²]	197.31	13.64	55.23	35.25	0.64
20	Kegelfläche [m ²]	1'086'060.00	36.00	288'909.02	251'007.11	0.87
21	Winkel zum Vorfluter [°]	236.00	16.00	73.10	37.96	0.52
22	Anzahl potentieller Verklausungsstellen [-]	8.00	0.00	2.81	2.38	0.85
24	Mittleres Gefälle im Bereich 100 m oberhalb von Kegelhals [m/m]	0.79	-0.03	0.27	0.18	0.65



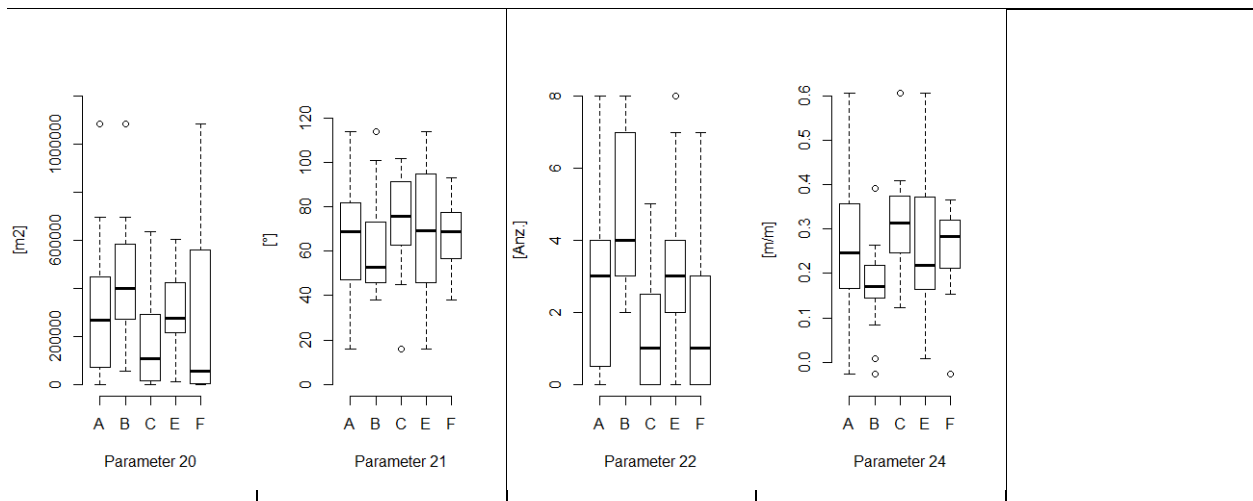


Abb. 11: Werteausprägungen von wichtigen Parametern in Bezug auf: A=alle Ereignisse, B=Vorfluter nicht erreicht, C=Vorfluter erreicht, E=aus Gerinne ausgebrochen, F=nicht aus Gerinne ausgebrochen. In der Box liegen jeweils die mittleren 50 % der Daten. Sie wird begrenzt durch das untere und obere Quartil. Die dickere Linie kennzeichnet den Median.. ○=Extremwerte (nicht vollständig dargestellt). Die Parameterbezeichnungen sind der Parameter-Nummerierung in Tabelle 2 und Tabelle 3 zu entnehmen.

A.3 Weitere Parameter

Tabelle 9a Übersicht über die weiteren Parameter, die noch nicht in die Analyse miteinbezogen wurden

Bezeichnung	Wildbach	Hydrolog. Auslöser: L = Langeanh. Niederschläge; G = Gewitter; NU = Niederschlagsunabhängig	Transportprozess: MG = Murgang; GT = Geschiebetrieb	Haupt-Geschiebeherkunft: S = Sohle und Böschung; Hk = Hanginput <20'000 m ³ ; Hg = Hanginput >20'000 m ³ ; PG = periglaziales Gebiet	Murgangtyp: G=granular, M=muddy	Geschiebeabl. auf Kegel [m3 oder %] [ja / nein]	Geschiebeabl. im Gerinne [m3 oder %] [ja / nein]	Geschiebeerodion auf Kegel [m3 oder %] [ja / nein]	Geschiebeerodion im Gerinne [m3 oder %] [ja / nein]	Reichweite Murgang [Distanz ab Kegelhals]
1	Glyssibach	L	MG	Hg/S	Vermutlich G: "Zähflüssiger Murgang" wird beschrieben		1000	20000	35'000 - 40'000	
6	Rote Bach	NU	MG	PG/S	G	nein	nein	Ja		bis Vorfluter
7	Tanzhubelbächli	L	MG	S	nur Tabelle, kein Storme					
14	Milibach	L	MG	Hk/S	Nur Geschiebetabelle bis Kegelhals					
15	Betelriedgraben	L	MG	Hk/S	Nur Geschiebetabelle bis Kegelhals					
16	Riggisalpbach	G	MG	S	Dateiordner leer					
17	Chummerbach	G	MG	Hk/S	kaum brauchbare Infos					

18	Alpenbach	G	MG	Hk/S	G	im Kegelbereich: 1'900 m ³ ; im Bereich Grossalp bis Einmündung Sertigbach: 12'620 m ³	380m ³ (171m*3.7m*0.6m) Ableitung aus Karte in Ereignisbericht	nein	1341m ³ (176m*4.5m*1m=792m ³ 244m*4.5m*0.5m=549 m ³ Ableitung aus Karte in Ereignisbericht)	740m
19	Schwenditobelbach	L	MG	Hk/S	Im oberen Teil vermutlich eine Mischung aus G und M; unten G	unbekannt	5'500 m ³	unbekannt		12m
21	Vadret da l'Alp Ota	NU	MG	PG/S	vermutlich G, da kein Niederschlag in der Zeit des Ereignisses	15'000m ³	unbekannt	unbekannt	175m*10m ³ /m=1750m ³	ca. 175m
26	Aval Resgia	G	MG	S	kaum brauchbare Infos					
28	Humligerbach									
38	Flybach	L	MG	Hg/S	"dünnflüssig", vermutlich M	ja, 20'000 - 30'000 m ³	unbekannt	unbekannt	unbekannt	unbekannt
45	Holdenbach	L	MG	Hk/S	Nur Geschiebetabelle bis Kegelhals					
46	Näsitalbach	L	MG	S	nur Fotos vorhanden					
47	Chiletal	L	MG	Hk/S	unbekannt, es fand Sohlenverflüssigung statt, auf welcher das Material floss und zu erheblichem Materialabtrag führte	10'000 - 12'000 m ³ entspricht der Ablagerungskubatur auf dem Kegel	vermutlich nein	vermutlich nein	vermutlich nein	215m

48	Tüfelfal	L	MG	S	kaum Informationen vorhanden	17'471m ³ wurden aus dem Kegel ausgeräumt, nicht berücksichtigt ist Material, das mit Reuss abgeschwemmt wurde	unbekannt	unbekannt	unbekannt	ca. 400m
49	Gangbach	L	MG	Hg/S	Nur Geschiebetabelle bis Kegelhals					
56	Bruchi	G	MG	S	vermutlich G	nein	3000m ³	nein	1000m ³	kann überhaupt von einem Murgang gesprochen werden?
58	Ritigraben	L	MG	PG/S	eher M, da "eher dünnflüssige Schübe" beschrieben werden	unbekannt	unbekannt	unbekannt	unbekannt	40m
63	Riale Lant	G	MG	S	kaum Informationen vorhanden	unbekannt	unbekannt	unbekannt	9000m ³ (gemäss dem Kubaturen-Diagramm)	
65	Val Fless	L	MG	PG/S	unbekannt	unbekannt	unbekannt	unbekannt	unbekannt	Unbekannt
68	Buoholzbach									
70	Dürrbach	L	MG	S	kaum Informationen vorhanden	In Retensionsbecken: ca. 15'000 m ³				
76	Durnand de la Jure	G	MG	S	Weder noch G oder M	2777 - 3333m ³ (10% des Materials blieb auf dem Kegel liegen)	unbekannt	unbekannt	unbekannt	2'280m
77	Minstigerbach	NU	MG	PG/S	kaum Informationen vorhanden (nur Zeitungsartikel)					

78	Spisszug	G	MG	S	Vermutlich G, da "dickflüssige" Ablagerungen entstanden	4000m ³ wurden in Kegelbereich abgelagert (bei Verklausungen)	unbekannt	unbekannt	unbekannt	610m
A01	Breiterbach									
A02	Spreitgraben									
A03	Rotlauibach									
A04	Varuna									
A05	Riasco									

Tabelle 6b (Fortsetzung) Übersicht über die weiteren Parameter, die noch nicht in die Analyse miteinbezogen wurden

Bezeichnung	Wildbach	Verklausung [ja / nein] [wo?]	Kegelgerinne [Sperrn, Schale?]	Abfluss im Vorfluter [HW: ja / nein]	Hauptgeologie Kr = Kristallin; Ka = Kalk; F = Flugschutt, M = Molasse	Bemerkungen
1	Glyssibach		"Die 7 Betonsperren wurden vollständig freigelegt" / Bachschale durch das Dorf	Ja, 1'000m ³ gelangten in den Brienzersee	Ka	
6	Rote Bach	möglicherweise leichte Verklausung in Schlucht oberhalb 1340 müM	keine Sperren vorhanden	nein, Ereignis war niederschlags-unabhängig	Kr	
7	Tanzhubelbächli				Kr	
14	Milibach				Ka	
15	Betelriedgraben				F	
16	Riggisalpbach				F	
17	Chummerbach				Ka/Kr	

18	Alpenbach	nein	natürliches Gerinne	wahrscheinlich HW, da Gewitter als Ursache	Ka	Einfluss von auftauendem Permafrost in oberstem Einzugsgebiet wahrscheinlich
19	Schwenditobelbach	ja: bei den unteren zwei der drei Brücken (bei 810 ("Unter Valzalum") und 835 müM ("Untergüetli"))	zwei Dämme gleich nach der Verzweigung bei 766368 / 203205 (beim Ereignis aber zerstört); keine Sperren oder Schalen	ja, mit grosser Wahrscheinlichkeit HW, da langanhaltender Niederschlag	F	Es ist nicht von grossen, vorgängig vorhandenen Lockersteindepots auszugehen Längenprofil vorhanden
21	Vadret da l'Alp Ota			nein, sehr unwahrscheinlich aufgrund der beschriebenen Wetterlage	Kr	In der Dokumentation viele Informationen über die Entstehung der Flutwelle im Gletschervorfeld Ausgelöst bei Schönwetterperiode als Folge eines Gletscherhochwassers
26	Aval Resgia				F	Kaum brauchbare Unterlagen: Einerseits zu Dimensionierung Sammler, andererseits zu Ereignis 01.08.1995 (Handnotizen, schwer lesbar)
28	Humligerbach					
38	Flybach	nein	"gepflästertes Gerinne auf Kegel": oberhalb Kegel sind Schalen vorhanden	irrelevant, da See	F	Ereignis vom 23. Mai 1999 Rutschung im oberen Bachverlauf auf der Alp Fly
45	Holdenbach				Ka/F	
46	Näsitalbach				Ka/F	
47	Chiletal	nein	natürliche Gerinnegestaltung	nicht beschrieben, es ist aber von einem HW-Stand auszugehen, da langanhaltende Niederschläge als Auslöser	Kr	Ausgelöst durch eine Hangmure, welche sich aufgrund von erhöhtem Porendruck "explosionsartig" löste und als Initialmure 4'000 - 5'000 m ³ Material in Bewegung brachte.
48	Tüfeltaal	unbekannt	vermutlich natürlich	nicht beschrieben, es ist aber von einem HW-Stand auszugehen, da langanhaltende Niederschläge als Auslöser	Kr	Schuttfächer war ca. 150m breit, überdeckte das Halbe Abflussprofil der Reuss (ca. 25m), das Material türmte sich im Bereich des Uferweges auf 5-8m Höhe
49	Gangbach				Ka/F	
56	Bruchi	Ja, bei Rückhaltebecken Rischine und darauffolgend Überfliessen des Dammes	vermutlich natürlich	nicht beschrieben, aufgrund der Wettersituation (Gewitter) ist aber von HW auszugehen	Kr	Längsprofil vorhanden, mehrere Querprofile vorhanden

58	Ritigraben				Kr	Aufgrund der Steilheit finden Materialverlagerungen hier fast ausschliesslich durch Murgänge statt. Geschiebetransport durch Hochwasser dürfte vernachlässigbar sein.
63	Riale Lant				Kr	
65	Val Fless	nein	vermutlich natürliches Gerinne		Kr	oberer Teil, Val Fless, Murgang mit 30'000 - 40'000m ³ Volumen, gelangte aber nicht in Susasca, da Feststoffe bereits vorher abgelagert wurden.
68	Buoholzbach					
70	Dürrbach				Ka	
76	Durnand de la Jure	Ja, eine Brückenunterführung konnte das Volumen nicht fassen, was zu einem Umfliessen des Materials kurz vor der Mündung geführt hat.	vermutlich natürliches Gerinne		Kr	Längenprofil vorhanden
77	Minstigerbach		Ja, einige Sperren vorhanden, teilweise durchbrochen, auch jene Sperre des Rückhaltebeckens durchbrochen	Subglazialer See als Ursache für das Ereignis, daher vermutlich kein HW	Kr	
78	Spisszug	Ja, bei drei Durchlässen: oberhalb die zwei direkt zusammenliegenden Durchlässe der Hauptstrasse und der MGB, unten ein Durchlass einer Quartierstrasse		Ja, davon ist auszugehen, da starke Niederschläge im Laufe des Ereignis	Kr	
A01	Breiterbach	Nicht dokumentiert				
A02	Spreitgraben	Nicht dokumentiert				
A03	Rotlauibach	Nicht dokumentiert				
A04	Varuna	Nicht dokumentiert				
A05	Riasco	Nicht dokumentiert				

A.4 Gefälle-Vergleich

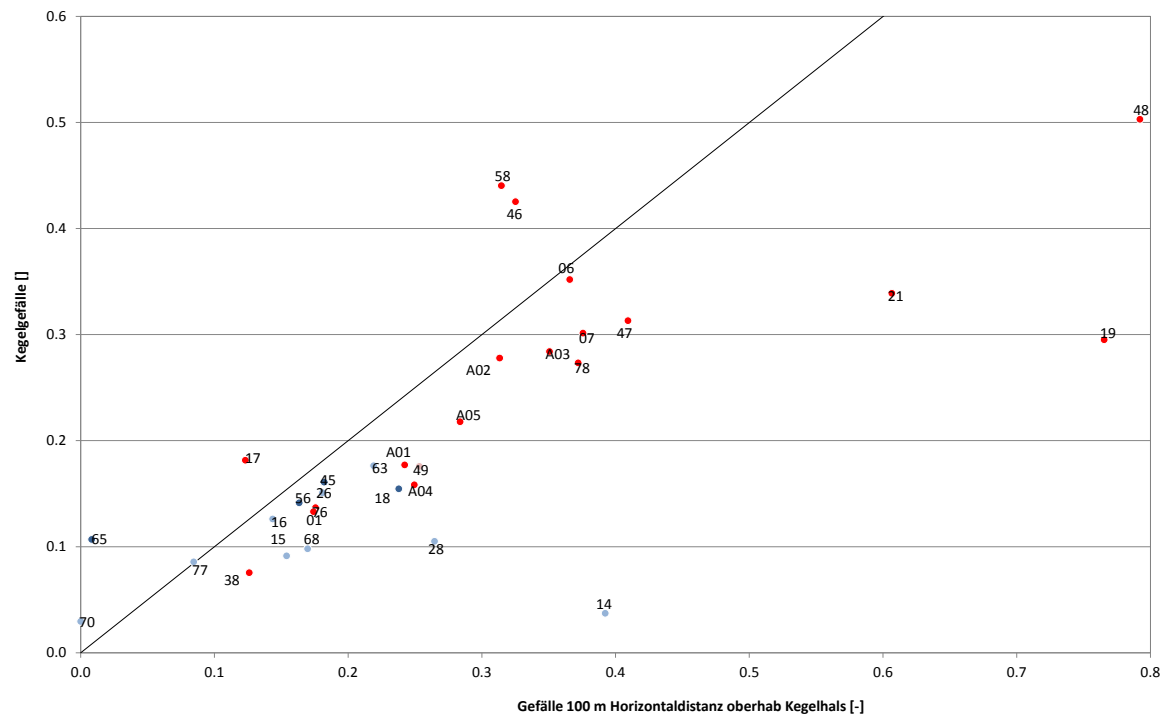


Abb. 12 Vergleich der beiden Parameter Kegelgefälle und Gefälle 100 m Horizontaldistanz oberhalb Kegelhals.

Brenno:

Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow*



Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft

Forschungseinheit Gebirgshydrologie und Massenbewegungen

8903 Birmensdorf, Schweiz

Martin Bockli, Dieter Rickenmann, Florian U.M. Heimann, Alexandre Badoux

10. März 2015



Eidg. Forschungsanstalt für Wald,
Schnee und Landschaft WSL

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	3
1.1	Ziele der Simulationsberechnungen.....	3
1.2	Simulierter Gerinneabschnitt	3
1.3	Das Geschiebetransport-Simulationsprogramm sedFlow	3
1.4	Weitere Anwendung von sedFlow im Brenno	4
2	Grundlagen	5
2.1	Einzugsgebiet und Gerinneverbauungen	5
2.2	Bisherige Studien zum Geschiebehaushalt	5
2.3	Beobachtungen zum Geschiebetransport für die Eichperiode	6
2.3.1	Beschreibung Querprofilvermessungen	6
2.3.2	Sohlenveränderungen entlang des Gerinnes.....	6
2.3.3	Annahmen zu Ein- und Austrägen von Geschiebe in Bezug auf den simulierten Gerinneabschnitt.....	7
2.3.4	Geschiebeentnahmen	8
2.3.5	Geschiebebilanz (Sohlenveränderungen und Geschiebefrachtdiagramm)	8
2.4	Hydrologie	9
2.4.1	BAFU – Abflussmessungen	9
2.4.2	PREVAH-Simulationen.....	10
2.4.3	Korrektur der Abflüsse wegen Wasserkraftnutzung	10
2.4.4	Verwendete Hydrologie für die Eichperiode.....	12
2.4.5	Berechnung des Grenzabflusses	13
2.4.6	Hochwasserszenarien für die Zukunft	14
2.5	Konverteilungen.....	15
2.6	Rechteckprofile für sedFlow Simulationen.....	17
3	Simulationen für die Eichperiode 1999 bis 2009	18
3.1	Abflussberechnung und Geschiebetransportformel	18
3.2	Angaben zur Variation der Randbedingungen und Eingabeparameter.....	18
3.2.1	Querprofilbreite und repräsentative Gerinnebreite.....	19
3.2.2	Korngrößenverteilung	20
3.2.3	Längsprofil	21
3.2.4	Feststoffeinträge durch Seitenzubringer.....	21
3.2.5	Felsstrecken	22
3.2.6	Baggerungen.....	22
3.3	Simulationsergebnisse zum Geschiebetransport für die Eichperiode	22
3.4	Sensitivität der Eingabeparameter	26
3.5	Einfluss der Hydrologie und Hydraulik	26

4	Simulationen für mögliche Hochwasser in der Zukunft (Szenarien)	30
4.1	Simulationsergebnisse Geschiebetransport für mögliche Hochwasserszenarien	30
4.2	Geschiebeeintrag: Szenarien für veränderten Geschiebeeintrag	32
4.2.1	Kontinuierliche Sedimenteinspeisung	32
4.2.2	Instantane Sedimenteinspeisung	34
5	Wahl der Versteckfunktion	36
6	Ansätze zur Vermeidung zu grosser Sohlenerosion	38
6.1	Limitierung des verfügbaren Materials oder Vergröberung der Kornverteilung	38
6.2	Einfluss einer Limitierung der Froude-Zahl	40
7	Literaturverzeichnis	42
8	Anhang	44
8.1	Wahl der Versteckfunktion	44
8.2	Fotodokumentation	46

1 Einleitung

1.1 Ziele der Simulationsberechnungen

Mit dem an der WSL entwickelten Modell sedFlow wurden Geschiebetransportsimulationen am Brenno durchgeführt. Die Hauptziele dieses Berichtes sind:

- Präsentation der Grundlagendaten zu den Geschiebetransportberechnungen im Brenno
- Präsentation der Resultate zu folgenden Berechnungen:
 1. Kalibrierung des Modelles für die Periode 1999 bis 2009
 2. Abschätzung des Geschiebetransportes während zukünftiger Hochwasserereignisse

Für die Kalibrierung des Modelles wurde u.a. aufgrund von Querprofilvermessungen die Geschiebebilanz zwischen 1999 und 2009 rekonstruiert. Die hier dargestellten Arbeiten wurden im Rahmen der folgenden zwei Projekte durchgeführt: (1) „Feststofftransport in Gebirgseinzugsgebieten“ (Vertrags-Nr. 11.0026.PJ/ K154-7241) im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt (BAFU) der Schweiz, und (2) „SEDRIVER“ (SNF Projekt Nr. 4061-125975) im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes NFP61 des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (SNF).

1.2 Simulierter Gerinneabschnitt

Der Brenno befindet sich im nördlichen Teil des Kantons Tessin und hat eine Einzugsgebietsfläche von 397 km². 1.1 % des Einzugsgebietes sind vergletschert. Der simulierte Gerinneabschnitt erstreckt sich von Olivone beim Zusammenfluss des Brenno della Greina mit dem Brenno del Lucomagno bis zur Mündung in den Ticino bei Biasca und hat eine Länge von 22 km (Abb. 1). Das Gefälle der Simulationsstrecke schwankt zwischen 0.5 ‰ und 17 ‰ und die mittlere Gerinneneigung beträgt 2.6 ‰. Verzweigte Gerinne und Auenlandschaften zeigen, dass der Brenno in mehreren Abschnitten noch eine natürliche Dynamik aufweist. Die wichtigsten Geschiebelieferanten in den letzten ein bis zwei Jahrzehnten sind der Ri di Soi und der Riale Riasco im oberen Teil des Einzugsgebietes sowie die Lesgiüna im unteren Teil, wobei erstere murgangfähige Wildbäche sind. Die Abflusshydrologie des Einzugsgebietes des Brenno ist stark durch die Wasserkraftnutzung beeinträchtigt (Blenio Kraftwerke AG). Wasser wird über das ganze Einzugsgebiet verteilt entnommen und erst nach der Mündung des Brenno in den Ticino in das Flussnetzwerk zurückgegeben. In Loderio auf einer Höhe von 348 m ü.M. befindet sich eine Abflussmessstation des BAFU.

1.3 Das Geschiebetransport-Simulationsprogramm sedFlow

Das Geschiebetransportsimulationsprogramm sedFlow wurde an der WSL im Rahmen des Projektes SEDRIVER entwickelt (Heimann et al., 2015a; 2015b). Es wurde speziell für Berechnungen in Gebirgsflüssen konzipiert, mit den folgenden wesentlichen Elementen: (i) Berücksichtigung neuer Ansätze zur Berechnung des Geschiebetransportes in steilen Gerinnen mit Makrorauigkeit, (ii) Berechnung von fraktionsweisem Transport, (iii) schnelle Berechnungszeiten zur Modellierung ganzer Einzugsgebiete und zur Szenarien-Analyse mit automatisierten Simulationsberechnungen vieler Varianten bezüglich der Eingabeparameter.

Das Programm sedFlow ist im Synthesebericht zu den Anwendungen von sedFlow in Schweizer Gebirgsflüssen (Rickenmann et al., 2015) näher beschrieben, eine ausführliche Beschreibung findet sich auch in Heimann et al. (2015a) und eine zusammenfassende Beschreibung in Rickenmann et al. (2014).

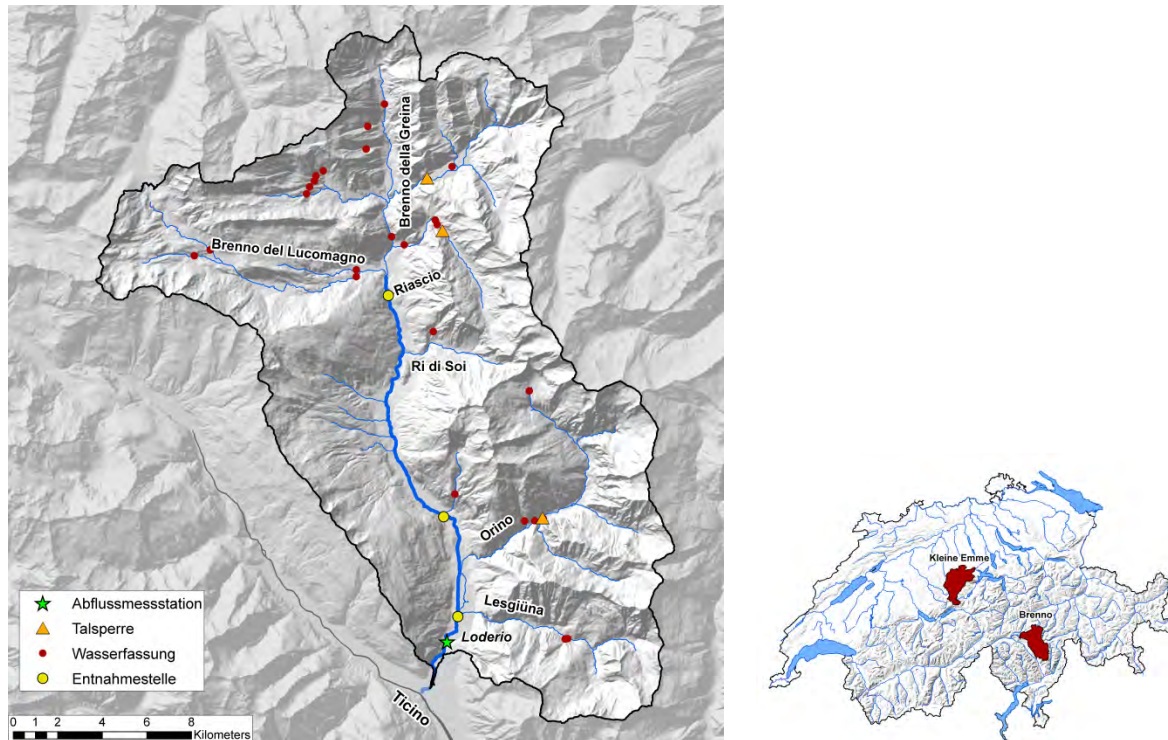


Abb. 1 Übersicht über das Einzugsgebiet des Brenno. Dargestellt sind der simulierte Gerinneabschnitt (blau, dick), die grösseren Zubringer, die BAFU-Abflussmessstation, Talsperren und Wasserfassungen und die Geschiebe-entnahmestellen. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (JA100118).

1.4 Weitere Anwendung von sedFlow im Brenno

Im Rahmen des NFP61 Projektes SEDRIVER der WSL und der EAWAG wurden die Folgen des Klimawandels auf das Abflussgeschehen und den Geschiebetransport in Gebirgsflüssen sowie mögliche Auswirkungen davon auf die Qualität von Fischhabitaten untersucht.

In Schweizer Gebirgsflüssen hat die Klimaerwärmung verschiedene Einflüsse, welche die Population der Bachforellen (*Salmo trutta fario*) direkt betreffen. Es ist unter anderem davon auszugehen, dass aufgrund der Klimaänderung die Winterabflüsse ansteigen werden, was auch auf die Häufigkeit von Hochwasserereignissen mit Geschiebetransport im Winterhalbjahr einen Einfluss haben kann (KOHS, 2007; BAFU, 2012). Eine Zunahme der Hochwasserabflüsse und eine damit verbundene Zunahme der winterlichen Erosionstiefen in Gebirgsflüssen könnte wiederum die Laichplätze der Bachforellen gefährden (Unfer et al., 2010). Zudem hat auch die Beeinflussung des Abflussregimes durch Wasserkraftanlagen einen ungünstigen Einfluss auf die Fischpopulationen.

In einer separaten Studie wurden (i) in verschiedenen Abschnitten voralpiner und alpiner Flüsse Untersuchungen zur Laichaktivität der Bachforelle durchgeführt, wobei insbesondere die Eingrabungstiefe der Fischeier studiert wurde; (ii) für die beiden Gebirgsflüsse Kleine Emme und Brenno wurden Geschiebetransport-Modellierungen für die nahe (2021-2050) und ferne (2070-2099) Zukunft realisiert, mit besonderem Augenmerk auf die maximale Erosionstiefe in den Wintermonaten (während der Laichperiode der Bachforellen); (iii) basierend auf diesen und weiteren Informationen wurden die möglichen Auswirkungen des Klimawandels im Zusammenhang mit dem Geschiebetransport auf die Laichaktivität von Bachforellen diskutiert. Eine detaillierte Beschreibung der Vorgehensweise und alle erarbeiteten Resultate dieser weiteren Anwendung von sedFlow ist in Junker et al. (2014) sowie in Badoux et al. (2014) beschrieben.

2 Grundlagen

2.1 Einzugsgebiet und Gerinneverbauungen

Der Brenno ist ein weitgehend unverbautes Gerinne und weist an vielen Orten eine natürliche Dynamik auf. Verzweigte Gerinne und Auenlandschaften prägen das Bild des Flusses. Diese können während eines grossen Hochwassers stark verändert werden. Beträchtliche Verbauungen gibt es zwischen dem oberen Dorfrand von Malvaglia (km 7.7) und der Mündung der Lesgiuna (km 4.61¹). Auf dieser Strecke sind die Ufer auf beiden Seiten mit einem Blockwurf fixiert. Künstliche Sohlenfixierungen wie Schwellen oder Sohlenabpflasterung sind keine vorhanden. Es gibt aber mehrere Stellen, an denen die Flusssohle durch natürliche Prozesse stabilisiert wird. Dies kann auf Einträge von grobblockigem Material aus Seitenzubringern, grobblockiges Material durch Felsstürze oder auf Felsstufen zurückgeführt werden und führt zu Knickpunkten im Längsprofil. Die generell konkave Form wird daher durch lokale konvexe Formen unterbrochen. Im Längsprofil des Brenno können mehrere solche markante Knickpunkte ausgemacht werden. Der erste befindet sich bei km 20.8 bei der Mündung des aktiven, murgangfähigen Wildbachs Riale Riasco in den Brenno. Der zweite Knickpunkt befindet sich zwischen km 17.8 und 18.4. Die Sohlenstabilisierung ist hier auf zwei Faktoren zurückzuführen. Erstens wird dem Brenno durch den Ri di Soi kontinuierlich grobes Material zugeführt. Zweitens fliesst der Brenno bei km 17.79 durch eine kurze Felsschlucht. Der dritte Knickpunkt im Längsprofil befindet sich bei km 3.4 unterhalb der BAFU-Abflussmessstation Loderio. Die Sohle wird hier durch grobes Material, welches auf einen früheren Felssturz zurückzuführen ist, stabilisiert (Referenz: http://de.wikipedia.org/wiki/Valle_di_Blenio). Eine weitere lokale Versteilung liegt bei Motto zwischen km 7.7 und 9.3. Auch hier ist die Sohle durch gröberes Material abgepflästert.

2.2 Bisherige Studien zum Geschiebehaushalt

Im Einzugsgebiet des Brenno wurden bereits einige Studien zum Geschiebehaushalt durchgeführt. Der Bericht „Geschiebetransport im Brenno: Einfluss der Murgangablagerung aus dem Ri di Soi“ beschäftigt sich unter anderem mit der Frage, welche Auswirkung das Murgangereignis vom September 1999 im Ri di Soi hatte. Aufgrund von verschiedenen Gefährdungsbildern konnte die Schlussfolgerung gezogen werden, dass sich aus den Murgangablagerungen keine Gefährdung für Mensch und Tier ergeben (Flussbau 2003). Kiesentnahmen wurden als nicht nötig (Hochwasserschutz) oder sogar als unerwünscht erachtet (Auenvielfalt).

In der Studie „Revitalisierung von Auenökosystemen“ werden die Auswirkungen von Wassernutzung zur Stromproduktion, Hochwasserschutzmassnahmen und Uferverbauungen auf die Auen des Bleniotals untersucht (Flussbau, 2003/2005).

Im Bericht „Erprobung des Moduls Hydrologie (HYDMOD-F) am Brenno (Bleniotal)“ werden die Auswirkungen der Wasserkraftnutzung auf das Abflussverhalten des Brenno untersucht. Die Studie kommt zum Schluss, dass eine sehr grosse Veränderung des mittleren Abflussregimes infolge der Wasserkraftnutzung resultiert (Salveti und Pfändler, 2006).

Die Arbeit „Zur Morphologie und Hydrologie der Valle Lucomagno“ gibt eine Übersicht über die morphologischen und hydrologischen Eigenschaften des Einzugsgebietes des Brenno del Lucomagno vom Lukmanier bis nach Olivone (Binggeli, 1961).

¹ Die Kilometerangaben beziehen sich auf die sogenannte BAFU-km (gewisse Abweichungen zu GEWISS-km).

Die Morphologie der östlichen Seitentäler Val Carassina, Val Soja, Val Malvaglia und Val Pontirone wird in Zeller (1964) beschrieben.

Im Managementplan für die Errichtungsphase des Parc Adula wird unter anderem die natürliche Vielfalt der Auenlandschaften des Bleniotals hervorgehoben (Verein Parc Adula, 2009).

2.3 Beobachtungen zum Geschiebetransport für die Eichperiode

2.3.1 Beschreibung Querprofilvermessungen

Als Datengrundlage für die Kalibrierung liegen terrestrisch vermessene Querprofilsätze vom April 1999 und Juni/Juli 2009 vor. Die Vermessungen wurden im Auftrag des Kantons Tessin durchgeführt. Für die Strecke zwischen Olivone und Biasca existieren 151 Querprofile. Der mittlere Gerinneabstand zwischen zwei Profilen beträgt demnach rund 152 m.

2.3.2 Sohlenveränderungen entlang des Gerinnes

Für alle Querprofile wurde die mittlere Sohlenlage des Brenno berechnet. Dabei wurden jeweils nur diejenigen Punkte berücksichtigt, die bei den Vermessungen der beweglichen Sohle zugeordnet wurden. Die mittlere Sohlenlage ergibt sich aus dem Mittel der Höhe der einzelnen Punkte mal dem mittleren Abstand zu den benachbarten Punkten.² Die Differenz der mittleren Sohlenlage von 1999 und 2009 ergibt die Sohlenveränderung entlang des Gerinnes. Bei einigen Querprofilen hat sich die Geometrie aufgrund von Auflandungen oder Seitenerosion zwischen 1999 und 2009 stark verändert (Abb. 2), was die Berechnung der Änderung der Sohlenlage verunmöglichte. Um an solchen Standorten die Sohlenveränderung trotzdem ermitteln zu können, wurden die vermessenen Profile von 1999 manuell ergänzt.

Die grössten Sohlenveränderungen zwischen 1999 und 2009 ereigneten sich bei der Mündung des Ri di Soi zwischen km 17.8 und 18.7. Ober- und unterhalb der Mündung wurde eine Erhöhung der Sohle von 4.0 m ermittelt. Diese Sohlenveränderung ist auf das Murgangereignis vom September 1999 zurückzuführen. Während dieses Ereignisses wurden ungefähr 100'000 m³ Geschiebe in den Brenno transportiert. Das abgelagerte Material führte zu Auflandungen bis zu km 18.7 oberhalb der Mündung des Ri di Soi.

² Die Berechnungen der mittleren Sohle in den Dateien des Kantons Tessin war in einigen wenigen Fällen fehlerhaft. Deshalb wurden eigene Berechnungen verwendet.

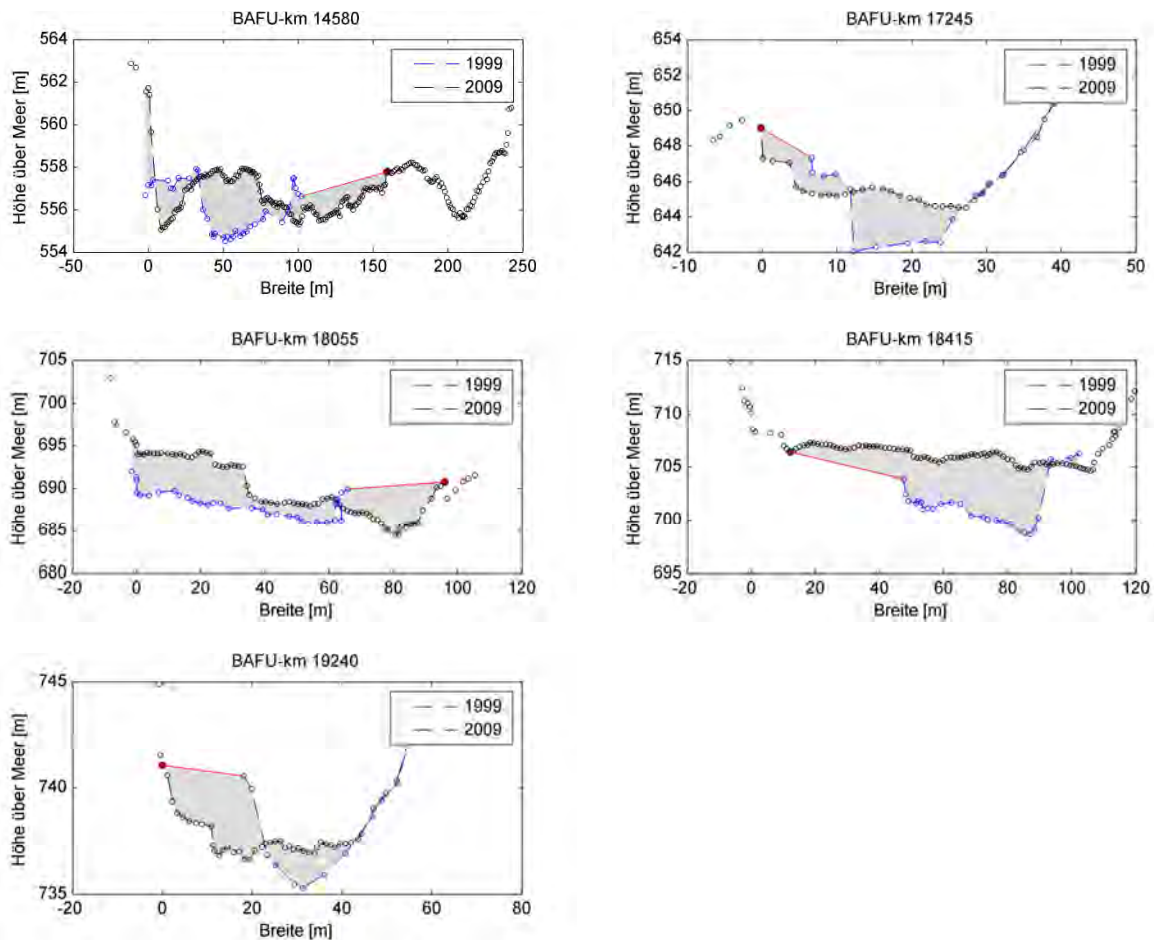


Abb. 2 Querprofile, bei denen die Flächenänderung nicht eindeutig ermittelt werden konnte. Die gemessenen Profile von 1999 (blau) wurden jeweils manuell ergänzt (roter Punkt und rote Linie), damit die Veränderungen zwischen 1999 und 2009 berechnet werden konnte. [Punkt bei BAFU-km]

2.3.3 Annahmen zu Ein- und Austrägen von Geschiebe in Bezug auf den simulierten Gerinneabschnitt

Zur Erstellung eines Transportdiagrammes für eine gewisse Zeitperiode werden neben den gemessenen Sohlenveränderungen auch Annahmen zu den Sedimenteinträgen im Oberlauf und von Seitenzubringern in das Gerinne sowie zum Sedimentaustrag in den Vorfluter benötigt. Der Austrag des Brenno in den Ticino wurde mittels Geschiebetransportberechnungen mit sedFlow abgeschätzt. Zu diesem Zweck verwendeten wir die Abflussganglinie für die Eichperiode 1999 bis 2009. Die Schätzung der Geschiebeeinträge durch Zubringer erfolgte auf der Basis verschiedener Berichte. In Flussbau (2003/2005) sind Schätzungen für die Zeitperiode 1988 bis 1998 für die Zubringer Riascio, Ri di Soi, Brenno della Greina und Ri di Piera (Brenno del Lucomagno) angegeben. In Stricker (2010) ist eine Übersicht über Murgangereignisse im Riale Riascio zwischen 1975 und 2010 aufgeführt. Die Schätzungen für die Einträge der Lesgiüna erfolgten aufgrund den Angaben in der SOLID-Datenbank des BAFU. Es wurde jeweils ein minimaler, mittlerer und maximaler Eintrag pro Jahr geschätzt und auf die zehn Jahre hochgerechnet (Tabelle 1).

Tabelle 1 Annahmen zu Ein- und Austrägen von Geschiebe in der Periode 1999 bis 2009 (Volumen inkl. Porenvolumen)

Gerinne	pro Jahr			1999-2009			Für Modellierung verwendet [m ³]
	Min [m ³ /Jahr]	Mittel [m ³ /Jahr]	Max [m ³ /Jahr]	Min [m ³]	Mittel [m ³]	Max [m ³]	
Brenno della Greina	2500	5000	7500	25'000	50'000	75'000	34'500*
Brenno del Lucom./ Ri di Piera	1500	3000	5000	15'000	30'000	50'000	15'000*
Riascio	4000	10'000	22'000	40'000	100'000	220'000	100'000
Ri di Soi	10'000	20'000	30'000	100'000	200'000	300'000	200'000
Lesgiüna	1000	2000	5000	10'000	20'000	50'000	27'950*
Crenone (Vallone)	1000	1500	4000	10'000	15'000	40'000	10'000
Austrag in Ticino							70'000**

* Resultat der Geschiebetransportsimulationen

** Geschätzt in Anlehnung an Resultat der Geschiebetransportsimulationen

2.3.4 Geschiebeentnahmen

In der Simulationsstrecke von Olivone bis Biasca wurden zwischen 1999 und 2009 an drei Stellen Geschiebeentnahmen vorgenommen (Tabelle 2). Die grösste Menge von insgesamt 35'000 m³ wurde in der Auflandungsstrecke bei Motto-Dongio entnommen. Hier wurden zu vier verschiedenen Zeitpunkten Abbaggerungen durchgeführt. Die zwei anderen Entnahmestellen befinden sich bei der Mündung des Riascio und bei der Mündung der Lesgiüna. An diesen Stellen wurde je einmal Geschiebe entnommen. Alle diese Angaben stammen aus der SOLID-Datenbank des BAFU und die Daten basieren auf der Anzahl Lastwagen, die bei den Abbaggerungen mit Material gefüllt wurden (mündl. Mitteilung von A. Salvetti, Ufficio dei corsi d'acqua, Kanton Tessin). Die Werte werden jeweils durch den Kanton Tessin erfasst und an das BAFU übermittelt.

Tabelle 2 Geschiebeentnahmen in der Simulationsstrecke zwischen 1999 und 2009 (Volumen inkl. Porenvolumen)

Station	Koordinaten XY	Start Beobachtungs- zeitraum	Ende Beobachtungs- zeitraum	Entnahme [m ³]	Total [m ³]
Motto - Dongio	717600/142850	01.01.1999	31.12.1999	5'000	35'000
		01.01.2002	31.12.2002	2'000	
		01.01.2003	31.12.2008	10'000	
		01.01.2009	31.12.2009	18'000	
Malvaglia	718250/138400	01.01.1997	15.03.2003	8'400	8'400
Riascio-Olivone	715130/152800	01.01.2009	31.12.2009	10'000	10'000

2.3.5 Geschiebebilanz (Sohlenveränderungen und Geschiebefrachtdiagramm)

Der Feststofftransport über die elf Jahre von 1999 bis 2009 lässt sich anhand folgender Informationen bestimmen: Sohlenveränderungen, geschätzte Einträge der Seitenzubringer, Entnahmemengen und Austrag in den Vorfluter. Dazu werden die Erosions- und Auflandungsvolumen bestimmt, indem die Sohlenveränderung mit der mittleren Profilbreite der beiden Jahre und der Distanz zum nächsten Profil multipliziert werden. Beginnend mit dem Austrag in den Ticino (welcher aus den sedFlow Simulationen abgeschätzt wurde), ergibt die Aufsummierung dieser Volumen flussaufwärts entlang des Gerinnes die Geschiebebilanz für den Brenno für die Eichperiode 1999 bis 2009 (Abb. 3).

Berücksichtigt wurden alle in Tabelle 1 aufgeführten Seiteneinträge sowie alle in Tabelle 2 aufgeführten Geschiebeentnahmen.

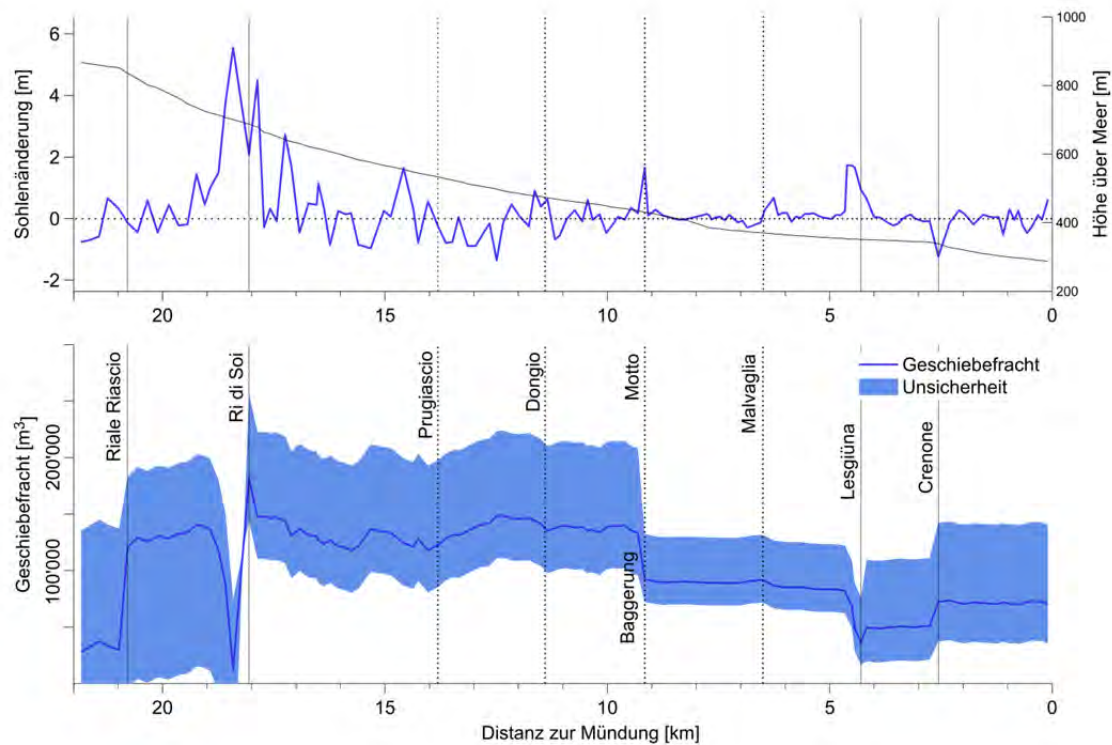


Abb. 3 Längsprofil des Brenno (oben, schwarz), gemessene Sohlenveränderungen zwischen 1999 und 2009 (oben, blau) und daraus abgeleitete transportierte Geschiebefracht für die Periode 1999 und 2009 (unten). Für die Bestimmung der Geschiebefracht wurden die gemessenen Sohlenveränderungen, die mittleren geschätzten Seiteneinträge sowie der simulierte Austrag in den Ticino verwendet. Der Bereich zwischen minimalen und maximalen Einträgen ist blau hinterlegt. Fliessrichtung von links nach rechts. Bei km 22 in Olivone befindet sich der Zusammenfluss des Brenno della Greina und Brenno del Lucomagno. Bei km 0 in Biasca mündet der Brenno in den Ticino.

2.4 Hydrologie

2.4.1 BAFU – Abflussmessungen

Die BAFU Abflussmessstation Loderio ist seit 1904 in Betrieb. Zwischen 1956 und 1963 wurde die Wasserkraftanlage der Blenio Kraftwerke AG mit den drei Reservoiren Carassina, Luzzone und Malvaglia gebaut. Das Abflussverhalten des Brenno hat sich dadurch stark verändert. Die Hochwasserstatistik (Abb. 4) basiert deshalb auf einem 50-jährigen Datensatz von 1962 bis 2011. Die grösste Abflussspitze mit einem Wert von $515 \text{ m}^3/\text{s}$ wurde während des Hochwassers von 1987 gemessen und entspricht ungefähr einem 120-jährlichen Ereignis.

Jährlichkeit [Jahre]	Abfluss [m ³ /s]
2	168
5	261
10	322
30	408
50	447
100	497
300	577

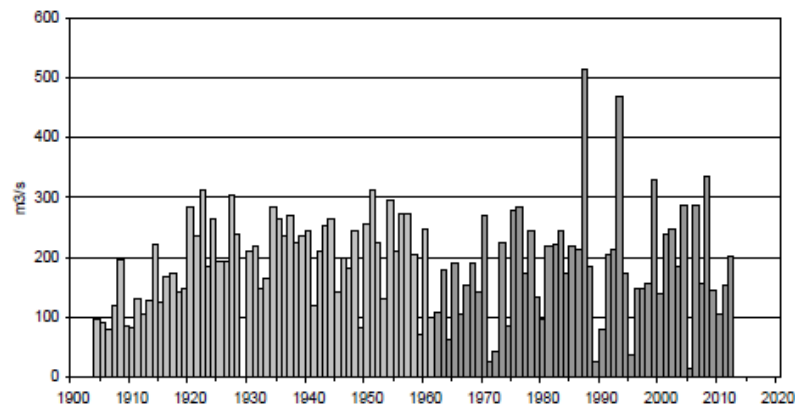


Abb. 4 Hochwasserstatistik des Brenno und gemessene Hochwasserspitzen bei der Abflussmessstation Loderio (http://www.hydrodaten.admin.ch/lhg/sdi/hq_statistics/2086hq.pdf)

2.4.2 PREVAH-Simulationen

Die Daten der Abflussmessstation sind nur lokal anwendbar. Für die Geschiebetransportsimulationen müssen die Abflüsse über die ganze Gerinnelänge bekannt sein. Zu diesem Zweck wurde das Niederschlags-Abfluss Modell PREVAH (PREecipitation-Runoff-EVApotranspiration HRU Model) (Viviroli et al., 2007) angewendet. Um eine Ganglinie an verschiedenen Stellen im Gerinne zu erhalten, wurde das gesamte Einzugsgebiet in Teileinzugsgebiete aufgeteilt. Dabei wurde für wichtige Seitenzubringer ein eigenes Teileinzugsgebiet erstellt und kleinere Seitenzubringer wurden zu einem zusammengefasst (Abb. 5). Die Kalibrierung des hydrologischen Modelles wurde von der WSL im Rahmen des CCHydro Projektes für das gesamte Einzugsgebiet des Ticino durchgeführt (Bernhard und Zappa, 2011).

2.4.3 Korrektur der Abflüsse wegen Wasserkraftnutzung

Das Abflussverhalten des Brenno ist stark beeinflusst durch die Wassernutzung durch die Blenio-Kraftwerke AG. Vor allem im nördlichen und östlichen Teil des Einzugsgebietes wird ein grosser Teil des anfallenden Wassers gefasst und erst unterhalb der Mündung des Brenno in den Ticino in das Flussnetzwerk zurückgegeben. In den PREVAH-Simulationen, die für diese Arbeit verwendet werden, sind die Wasserfassungen und Reservoirs nicht berücksichtigt. Um realistische Abflusswerte zu erhalten, müssen deshalb die Simulationsergebnisse um die gefassten Wassermengen korrigiert werden.

In einem ersten Schritt wird in jedem Teileinzugsgebiet überprüft, ob der Abfluss durch Wasserfassungen oder Talsperren reduziert wird (Abb. 5). In den drei Teileinzugsgebieten, an deren Ende sich eine Talsperre befindet, wird der Abfluss gleich Null gesetzt. In den Teileinzugsgebieten, in denen sich eine oder mehrere Fassungen befinden, wird jeder Fassung die entsprechende entwässerte Fläche zugeordnet. Dieser Teil des Abflusses wird jeweils um die Fassungskapazität reduziert (Tabelle 3). Falls für die Fassung zusätzlich eine Dotierwassermenge vorgeschrieben ist, wird der entsprechende Abfluss durchgelassen. Die vorgeschriebene Dotierwassermenge variiert zeitlich und von Fassung zu Fassung (*Grundlage:* <http://www.ubst.bafu.admin.ch>). Der Abfluss aus Bereichen, die nicht von Fassungen beeinflusst sind, wird nicht reduziert.

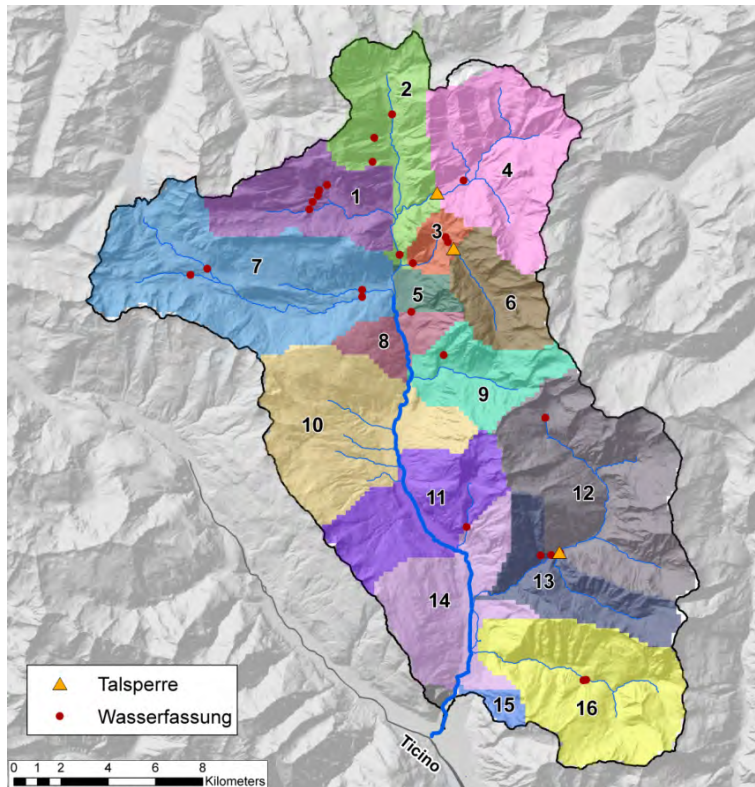


Abb. 5 Teileinzugsgebiete für die hydrologische Modellierung sowie Wasserfassungen und Talsperren im Einzugsgebiet des Brenno. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (JA100118).

Tabelle 3 Talsperren und Wasserfassungen, die sich im Einzugsgebiet des Brenno befinden und ihre Zuteilung zu einem Teileinzugsgebiet. Die PREVAH-Resultate für die verschiedenen Teileinzugsgebiete wurden anhand dieser Angaben reduziert (Grundlage: persönliche Mitteilung Blenio Kraftwerke AG).

Teil EZG	Talsperre	Fassung	Kapazität [m ³ /s]	entwässerter Flächenanteil [%]	Dotierwasser
1	Nein	TI006	0.25	60	Nein
1	Nein	TI009	-	60	Nein
1	Nein	TI011	0.55	60	Nein
1	Nein	TI014	0.55	60	Nein
1	Nein	TI016	1	60	Nein
1	Nein	TI025	2.6	100	Ja
2	Nein	TI025	2.6	100	Ja
3	Nein	TI026	0.25	100	Nein
4	Ja	-	-	-	-
5	Nein	Nein	-	-	-
6	Ja	-	-	-	-
7	Nein	TI030	0.8	25	Ja
7		TI032	2.5	75	Nein
8	Nein	Nein	-	-	-
9	Nein	Ja, aber keine Angaben		-	-
10	Nein	Nein	-	-	-
11	Nein	TI061	0.8	21	Nein
12	Ja	-	-	-	-

Fortsetzung von Tabelle 3

Teil EZG	Talsperre	Fassung	Kapazität [m ³ /s]	entwässerter Flächenanteil [%]	Dotierwasser
13	Nein	TI068	0.25	17	Ja
14	Nein	Nein	-	-	-
15	Nein	Nein	-	-	-
16	Nein	TI082	3.5	45	Nein
16	Nein	TI083	3.5	15	Nein

2.4.4 Verwendete Hydrologie für die Eichperiode

Auch nach der Korrektur wegen der Wasserkraftnutzung überschätzt die Simulation den gemessenen Abfluss immer noch stark. Dabei werden vor allem die mittleren Abflüsse überschätzt. Die grossen bis sehr grossen Hochwasserspitzen ($Q > 70 \text{ m}^3/\text{s}$) hingegen werden unterschätzt. Die Niedrigwasserabflüsse werden ziemlich gut abgebildet. Um bessere Abflussganglinien zu erhalten, wurden zwei verschiedene Varianten geprüft:

- Variante 1: Verwendung der PREVAH-Ganglinien

Die mit PREVAH simulierten und um die Wasserentnahmen korrigierten Abflüsse (W2, Tabelle 4) wurden zusätzlich reduziert. Dazu wurden die grösseren Abflüsse manuell mittels *trial and error* variiert, bis ein bestmögliches Resultat erzielt werden konnte. In der endgültigen Version (W3) sind die oberen 40% der Abflüsse um die Hälfte reduziert. Ausserdem wurden die Ganglinien der grössten Hochwasser manuell korrigiert, da diese sehr schlecht abgebildet wurden (ergibt Ganglinie W4). Die Überprüfung der Resultate erfolgte durch den Vergleich mit den Wasserfrachten der BAFU-Messung (W1) (Tabelle 4) und visuell durch den Vergleich mit der gemessenen und konstruierten Ganglinie oberhalb des Grenzabflusses (siehe unten) (Abb. 6).

Tabelle 4 Vergleich der gemessenen mit den mit PREVAH berechneten Abflussfrachten in Loderio.

	BAFU- Messung (W1)	PREVAH um Wasserent- nahmen korrigiert (W2)	Verhältnis (W2/W1)	PREVAH reduziert (W3)	Verhältnis (W3/W1)	PREVAH um Spitzen ergänzt (W4)	Verhältnis (W4/W1)
Gesamte Wasserfracht [m ³]	$1.47 \cdot 10^9$	$2.71 \cdot 10^9$	1.84	$1.67 \cdot 10^9$	1.14	$1.67 \cdot 10^9$	1.14
Wasserfracht oberhalb $Q_c =$ $25 \text{ m}^3/\text{s}$ [m ³]	$3.03 \cdot 10^8$	$6.32 \cdot 10^8$	2.09	$2.93 \cdot 10^8$	0.97	$3.40 \cdot 10^8$	1.12

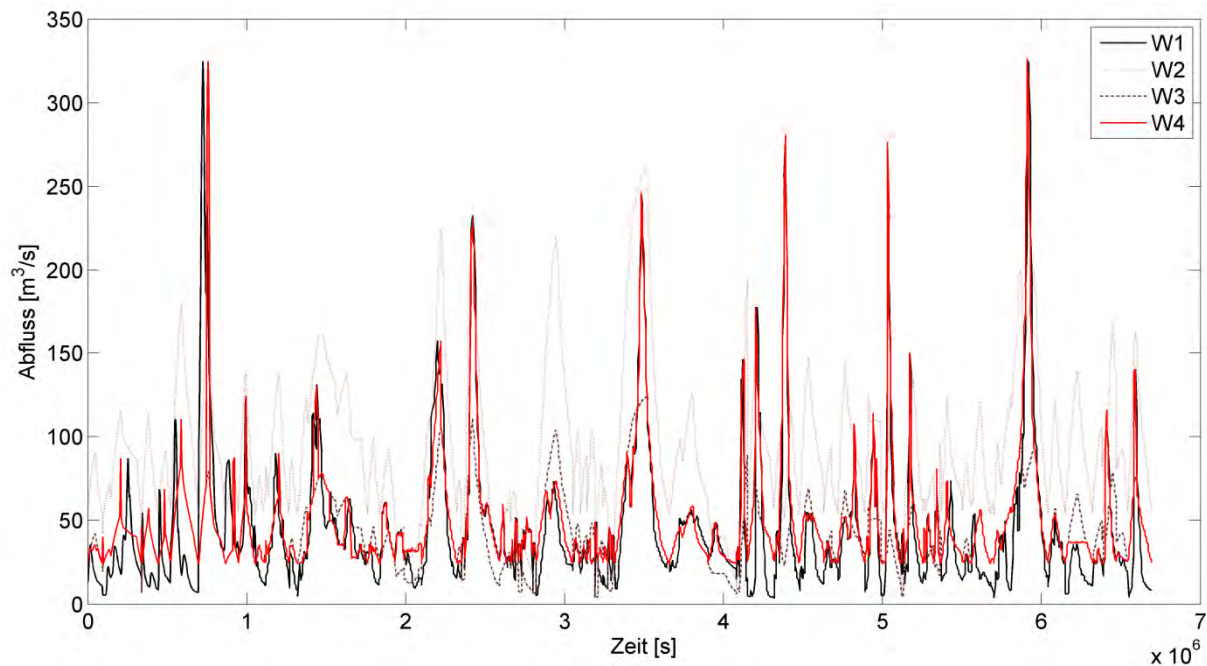


Abb. 6 Vergleich der mit PREVAH berechneten und um die Wasserentnahmen korrigierten Ganglinie (W2,) der zusätzlich reduzierten Ganglinie (W3) und der um die Abflussspitzen ergänzten Ganglinie (W4) mit den BAFU-Abflussmessungen (W1). Dargestellt sind die Resultate oberhalb des Grenzabflusses ($25 \text{ m}^3/\text{s}$)

- Variante 2: Verwendung der gemessenen Abflüsse und Gewichtung mit Hilfe der PREVAH-Resultate

Die gemessenen Werte der BAFU-Station wurden als Grundlage für den Abfluss bei Loderio verwendet. Die um die gefassten Wassermengen korrigierten PREVAH-Resultate werden nur als Gewichte bei der Aufteilung des BAFU-Abflusses Loderio auf die Teileinzugsgebiete verwendet. Für jede Stunde wird der mit PREVAH simulierte und um die Fassungen korrigierte Abfluss jedes Teileinzugsgebietes durch die Summe der Abflüsse aller Teileinzugsgebiete dividiert. Damit ergibt sich für jede Stunde und jedes Teileinzugsgebiet ein Faktor, wobei innerhalb einer Stunde die Summe aller Faktoren 1 ergibt. Die berechneten Faktoren werden mit den jeweiligen Stundenwerten des BAFU-Abflusses bei Loderio multipliziert. So entspricht die Summe der Abflüsse immer der Messung bei Loderio und die räumliche Verteilung immer den korrigierten Simulationsergebnissen von PREVAH. Die Abflüsse müssen nicht mehr manuell angepasst werden um realistische Werte zu erhalten. Aus diesem Grund wurde entschieden, für die Geschiebetransportsimulationen die Resultate dieser Variante 2 zu verwenden.

2.4.5 Berechnung des Grenzabflusses

Kleine Abflüsse haben für den Geschiebetransport eine geringe Bedeutung. Relevant sind die mittleren und grossen Hochwasserabflüsse, bei denen Geschiebe im Gerinnebett bewegt wird. Um die Berechnungszeit der numerischen Simulationen zu verkürzen, wurden deshalb die kleinen Abflüsse bei den ersten Schritten der Kalibrierung nicht berücksichtigt. Dazu wurde nach Rickenmann (1991) der Grenzabfluss für den Geschiebetransport Q_c am Standort Loderio berechnet (Gl. 1). Als Grenzabfluss wurde ein Wert von $25 \text{ m}^3/\text{s}$ ermittelt. Für die Erstellung der Ganglinien wurden nur die Abflüsse oberhalb dieses Grenzwertes verwendet. Die so entstandenen einzelnen Hochwasserganglinien wurden dabei zu einer Ganglinie für die Simulation zusammengefügt. Für die Bestvariante wurde dann wieder die komplette Ganglinie der ganzen Zeitperiode verwendet.

$$q_c = 0.065 * (s - 1)^{1.67} * g^{0.5} * (D_{50, sub})^{1.5} * S^{-1.12} \quad (1)$$

$$Q_c = q_c * b$$

mit:

q_c = Grenzabfluss pro Meter Gerinnebreite bei Transportbeginn (m^2/s)

s = relative Feststoffdichte (2.65 [-])

g = Erdbeschleunigung (9.81 m/s^2)

b = Gerinnebreite (35 m)

S = Längsgefälle (0.0056)

D_{50} = charakteristischer Korndurchmesser der Deckschicht, wobei 50% des Gewichtsanteiles des Sohlenmaterials feiner sind (0.0275 m)

2.4.6 Hochwasserszenarien für die Zukunft

Für die Bildung möglicher zukünftiger Hochwasserszenarien wurden die Form der Abflussganglinie, das Abflussvolumen und die Hochwasserspitze variiert. Für die Form der Ganglinien wurden drei Varianten gewählt: Eine front-, eine mitten- und eine schlussbetonte Form. Zu diesem Zweck wurden historische Ganglinien vom Juli 1987, September 2008 und November 2002 verwendet (Abb. 7). Der Grenzabfluss für Start und Ende wurde auf $25 \text{ m}^3/\text{s}$ festgelegt. Für die Volumina wurde die Hochwasserfracht des Ereignisses 1987 als Referenzwert verwendet und mit neun verschiedenen Faktoren in 2er-Potenz-Schritten von 0.87 bis 1.52 variiert (Tabelle 5). Für die Abflussspitzen wurde das Ereignis mit einer statistischen Wiederkehrdauer von 100 Jahren als Referenz genommen (mit $HQ_{100} = 497 \text{ m}^3/\text{s}$), und in neun Stufen zwischen einem HQ_{30} und HQ_{300} variiert (mit $HQ_{30} = 408 \text{ m}^3/\text{s}$ und $HQ_{300} = 577 \text{ m}^3/\text{s}$) (Tabelle 6). Für die 243 Varianten mit drei unterschiedlichen Ganglinienformen, neun verschiedenen Abflussfrachten und neun verschiedenen -spitzen wurden anschliessend die potentielle Geschiebeverfrachtung und Sohlenveränderung gerechnet.

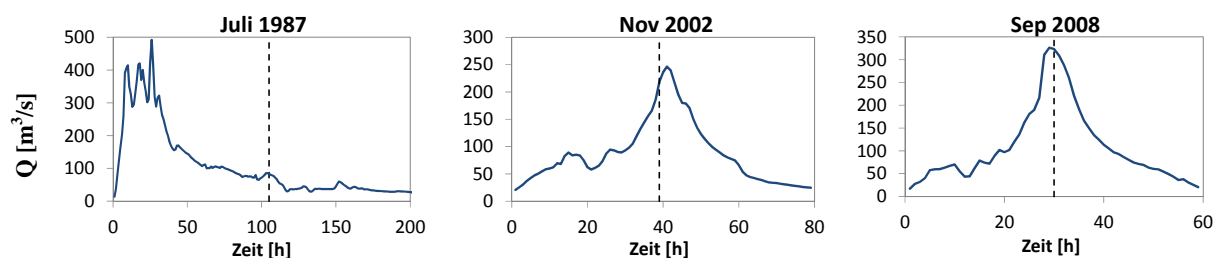


Abb. 7 Die drei ausgewählten Hochwasserganglinien für die Szenarienbildung: Frontbetont (Juli 1987), mittenbetont (Sept. 2008) und schlussbetont (Nov. 2002).

Tabelle 5 Variation der Abflussfrachten für die Bildung der Hochwasserszenarien.

2^{exp}	-0.2	-0.1	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6
Faktor	0.87	0.93	1	1.07	1.15	1.23	1.32	1.41	1.52

Tabelle 6 Variation der Hochwasserspitzen für die Bildung der Hochwasserszenarien.

Jährlichkeit	30	40	50	75	100	150	200	250	300
Abfluss [m^3/s]	408	429	447	476	497	527	549	565	577

Da uns die gefittete Log-Pearson-III des BAFU nicht zur Verfügung stand, wurde sie visuell durch ein Exponentialgesetz angenähert.

2.5 Konverteilungen

Mithilfe Linienzahlanalysen nach der Methode Fehr (1987) wurden über die ganze Gerinnelänge Kornverteilungen aufgenommen (Abb. 8). Das Gerinne wurde nach den Faktoren Gerinneneigung, Gerinnebreite und Lage der Seitenzubringer in quasi-homogene Abschnitte unterteilt. Für jeden Abschnitt wurden mehrere Linienzahlanalysen aufgenommen und daraus eine repräsentative Kornverteilung erstellt (Abb. 9). Zusätzlich wurden auch in den wichtigen Seitenzubringern Kornverteilungen aufgenommen. Für die Geschiebetransportberechnungen mit sedFlow wurden die Linienzahlanalysen in eine gröbere Kornverteilung der Deckschicht und eine feinere Kornverteilung der Unterschicht umgerechnet, dabei wurde ein Feinmaterialanteil (Körner $< 1 \text{ cm}$) von 25 % für die Unterschicht und von 10 % für die Deckschicht angenommen.

Der Brenno ist ein Gebirgsfluss mit relativ grobem Sohlenmaterial. Die Kornverteilungen der einzelnen Abschnitte variieren jedoch stark. So wird durch verschiedene murgangfähige Seitenzubringer grobes Material in den Brenno eingetragen, was jeweils lokal zur Vergröberung des Sohlenmaterials führt. Unterhalb der Mündungen der Wildbäche wird das Geschiebe graduell wieder feiner. Bei der Mündung der Lesgiüna mit fluvialen Geschiebeeintrag und einem relative flachen Zulaufgerinne ist im Brenno eine Verfeinerung des Sohlenmaterials festzustellen. Der charakteristische Korndurchmesser D_{84} (84 % des Gewichtsanteils des Sohlenmaterials sind feiner als der angegebene Durchmesser) scheint trotz starker Variabilität Richtung Mündung tendenziell abzunehmen. Generell kann gesagt werden, dass in Flachstrecken eher feines Sohlenmaterial vorliegt, während in Steilstrecken grobes Material zu finden ist.

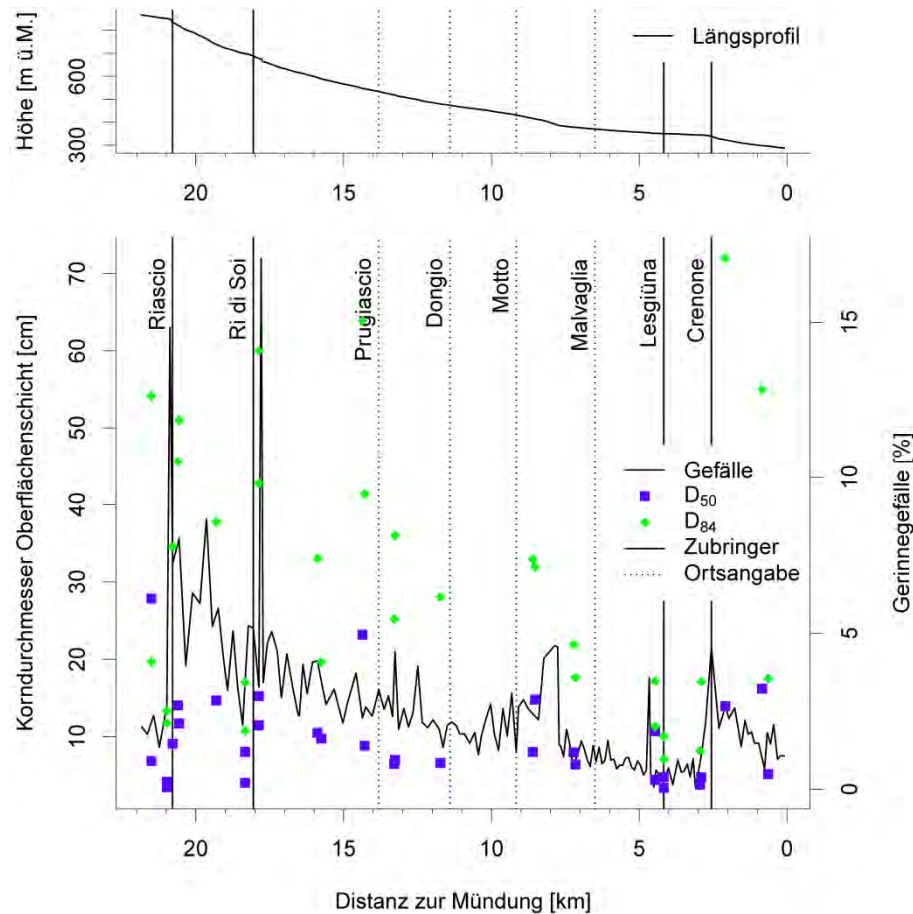


Abb. 8 Charakteristische Korndurchmesser D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht der von der WSL aufgenommenen Kornverteilungen in der Simulationsstrecke im Brenno.³ Zusätzlich angegeben sind das Gerinnegefälle und das Längsprofil des Brenno.

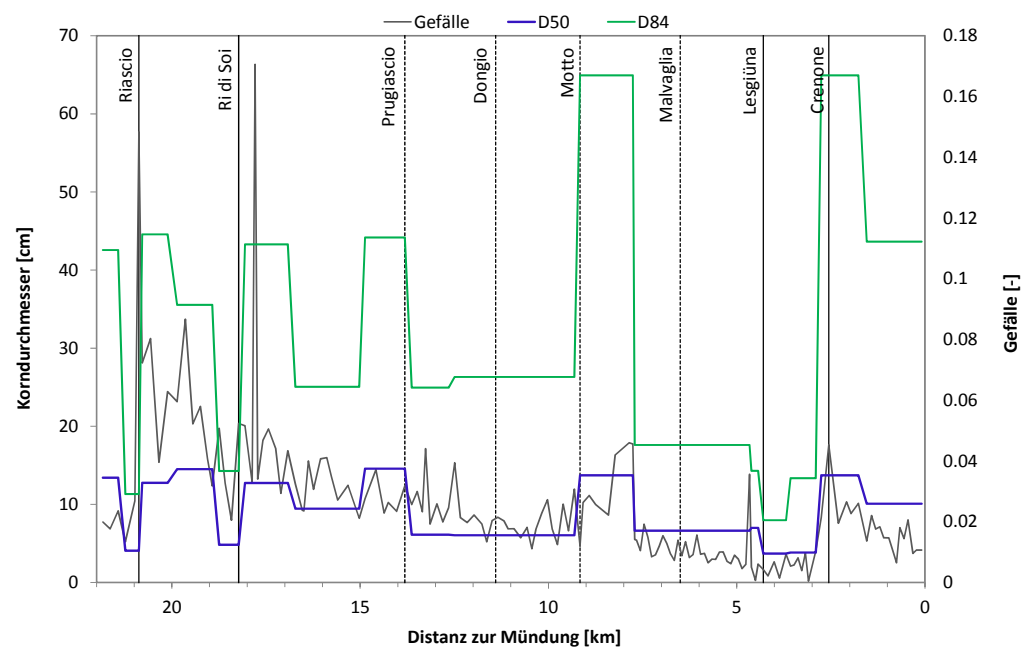


Abb. 9 Für die Kalibrierung verwendete Kornverteilungen (ohne Berücksichtigung der groben Blöcke in den Steilstufen). Dargestellt sind die charakteristischen Korndurchmesser D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht, wobei jeweils 50 % respektive 84 % des Gewichtsanteils vom Sohlenmaterials feiner sind.

³ In Rickenmann *et al.* (2014) sind in Bild 4 irrtümlicherweise die Daten der Unterschicht dargestellt.

2.6 Rechteckprofile für sedFlow Simulationen

Für die numerischen Simulationen mit dem Modell sedFlow wurden die vermessenen Profile von 1999 in Rechteckprofile umgerechnet. Dazu wurde aus dem Mittel des maximalen Abflusses Q_{\max} während der Simulationsperiode ($320 \text{ m}^3/\text{s}$) und des Abflusses bei Bewegungsbeginn Q_{crit} ein repräsentativer Abfluss berechnet. Als Q_{\max} wurde der maximal gemessene Abfluss in Loderio während der Eichperiode eingesetzt und flussaufwärts über die Simulationsstrecke verkleinert. Mit einer Fließwiderstandsgleichung wurde der repräsentative Abfluss in eine Abflusstiefe umgerechnet. Für diese Abflusstiefe wurde ein Rechteckprofil mit demselben durchflossenen Querschnitt und hydraulischen Radius ermittelt (Abb. 10). In einem vorhergehenden Schritt mussten die Böschungen der Profile auf die gleiche Höhe gebracht werden. Dazu wurde der letzte Punkt der tieferen Seite vertikal auf die gleiche Höhe wie der letzte Punkt der höheren Seite verlängert (Abb. 10, Schritt 1, Variante 2).

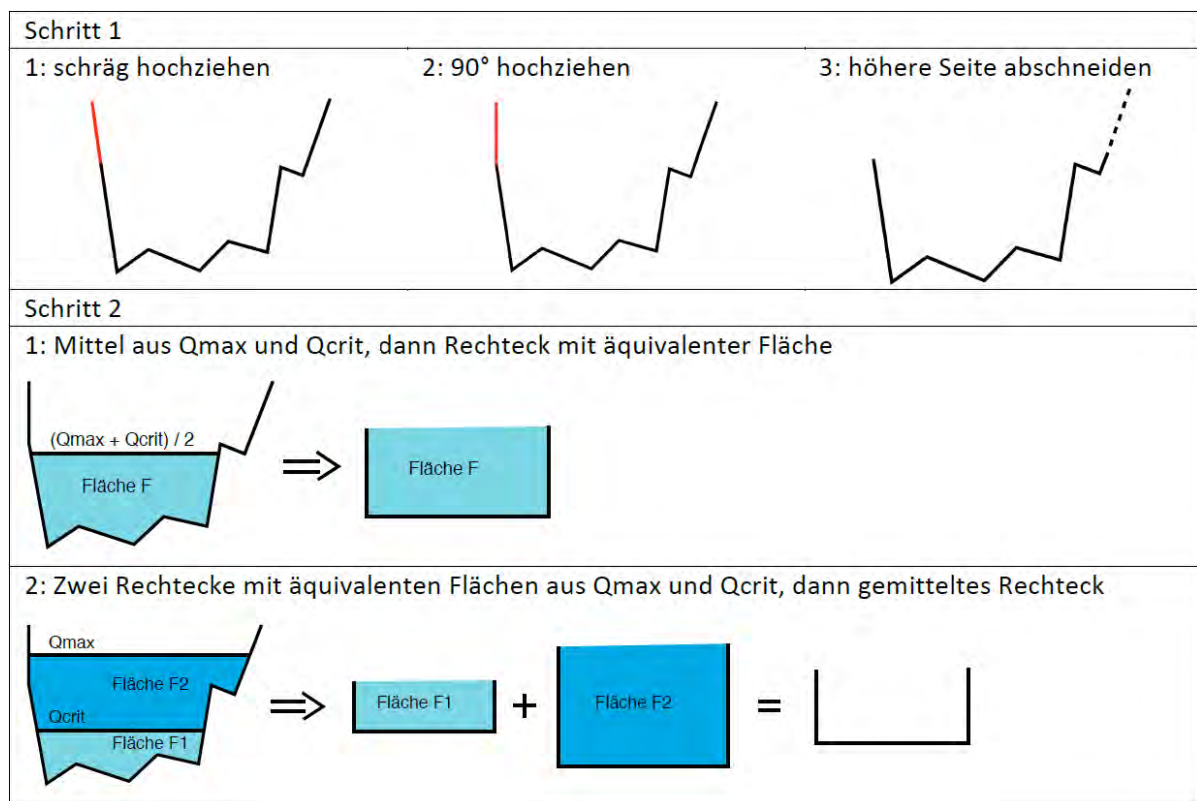


Abb. 10 Schema für die Umrechnung der Querprofile in Rechteckprofile (Burkhard 2011). Für Schritt 1 können drei verschiedene Varianten verwendet werden, für Schritt 2 können zwei verschiedene Varianten eingesetzt werden..

3 Simulationen für die Eichperiode 1999 bis 2009

Für die Modelleichung wurde versucht, die Beobachtungen zum Geschiebetransport für die Eichperiode so gut wie möglich durch die Simulationen mit sedFlow zu reproduzieren, d.h. sowohl die Geschiebefracht als auch die Sohlenveränderungen möglichst gut abzubilden. Dabei wird durch die Wahl der Transportformel sowie des Grenzwertes $\theta_{c50,min}$ (minimale kritische dimensionslose Sohlenschubspannung bei Transportbeginn) in erster Linie das Niveau des Geschiebetransportes beeinflusst, d.h. vor allem die Geschiebefracht. In zweiter Linie werden die Sohlenveränderungen bzw. die lokalen (abschnittswisen) Änderungen des Transportverhaltens durch die Wahl der Versteckfunktion und des entsprechenden Exponenten (z.B. Gl. 3a in Rickenmann et al., 2015)⁴, durch die Anfangskornverteilung sowie durch die repräsentative Gerinnebreite bestimmt. In Situationen mit nicht gut definierter Breite (einige Abschnitte im Brenno) wurde diese im Sinne eines Eichparameters variiert.

Die Güte der bei der Optimierung erhaltenen Simulationsergebnisse für die Eichperiode wurde im Wesentlichen anhand der gemessenen Sohlenveränderungen (Eintiefung bzw. Auflandung) sowie anhand der Entwicklung der Geschiebefracht über die Untersuchungsstrecke visuell beurteilt. Zudem wurde überprüft, ob sich die Entwicklung der Kornverteilung in einem plausiblen Rahmen bewegt.

3.1 Abflussberechnung und Geschiebetransportformel

Beim Brenno wurde die Abflussveränderung entlang des Gerinnes wegen vielen Abschnitten mit Gerinnegefallen S grösser als 1 – 2 % und kleineren relativen Abflusstiefen mit dem Fliessgesetz von Ferguson (2007) in der q-basierten Version von Rickenmann und Recking (2011) (entspricht Gl. 1a) und mit der Annahme Normalabfluss und einer vereinfachten hydraulischen Berechnung (Option iii) bestimmt.

Bei der Kalibrierung wurden mehrere im Modell sedFlow implementierte Formelsätze für den Geschiebetransport getestet. Mit der Geschiebetransportformel von Rickenmann (2001), in Kombination mit dem reduzierten Energieliniengefälle nach Rickenmann und Recking (2011), konnten für den Brenno plausible Resultate erhalten werden, insbesondere was das generelle Niveau der transportierten Geschiebefrachten betrifft. Für diese Bestvariante wurde ohne Versteckeffekte gerechnet (d.h. Gl. 3a mit einem Exponenten $m = 0$ verwendet), und der Wert $\theta_{c50,min} = 0.10$ gesetzt. Zusätzlich zu dieser Bestvariante wurde der Geschiebetransport während der Eichperiode auch mit der Formel von Wilcock und Crowe (2003) gerechnet. Dabei wurde ein fixer Sandanteil von 20 % angenommen.

3.2 Angaben zur Variation der Randbedingungen und Eingabeparameter

Als Referenz für die Kalibrierung des Modells wurden das Geschiebefrachtdiagramm und die Sohlenänderungen zwischen 1999 und 2009 verwendet (Abb. 3). Als Inputparameter dienten die Gerinnegeometrie von 1999, die aufbereitete Hydrologie, die aufgenommenen Korngrößenverteilungen und die geschätzten Seiteneinträge. Die Unsicherheit der einzelnen Parameter ist relativ gross. Bei der Kalibrierung wurden einzelne Parameter angepasst, bis die Eichperiode zufriedenstellend rekonstruiert werden konnte (Bestvariante).

Für die Simulationsstrecke im Brenno und für die Eichperiode 1999 bis 2009 sind die Rahmenbedingungen für den Geschiebetransport mit einer gewissen Unsicherheit verbunden. Dies

⁴ Alle Verweise auf Gleichungen (bzw. Gl.Nr. sowie abgekürzte Variablen) und Optionen der hydr. Berechnung beziehen sich auf den Synthesebericht (Rickenmann et al., 2015)

betrifft erstens die Hydrologie, indem nur eine Abflussmessstation am Ende der Untersuchungsstrecke vorhanden ist und der beträchtliche Einfluss der Wasserkraftnutzung zu Unsicherheiten bezüglich der Abflüsse aus den Teileinzugsgebieten führt. Zweitens ist für die Bestimmung der Geschiebebilanz weder der Eintrag am oberen Modellende noch der Austrag in den Ticino bekannt, und die wichtigen seitlichen Einträge aus dem Riale Riasco sowie dem Ri di Soi können nur grob quantifiziert werden. Drittens ist die Abschätzung einer repräsentativen Gerinnebreite (eines Rechteckprofils) in einigen Abschnitten mit grösseren Unsicherheiten verbunden. Wir nehmen jedoch an, dass die gemessenen Korngrößenverteilungen einigermaßen zuverlässig sind, da die Gerinnesohle an vielen Stellen zugänglich ist. Die grösste Unsicherheit der Rahmenbedingungen besteht wohl in Bezug auf eine repräsentative Breite der Querprofile für die eindimensionale Modellierung. Die Querprofilbreite ist aufgrund der natürlichen Dynamik des Brenno vor allem in Ablagerungs- oder Umlagerungsstrecken sehr unsicher. Neben der Wahl der Geschiebetransportformel und der Festlegung der Bedingungen beim Transportbeginn (Versteckfunktion, Grenz- oder Referenzschubspannung) wurden für den Brenno daher für die Optimierung der Simulationsergebnisse primär die repräsentativen Gerinnebreiten in bestimmten Gerinneabschnitten angepasst, d.h. in einem plausiblen Bereich variiert.

3.2.1 Querprofilbreite und repräsentative Gerinnebreite

Die Querprofilbreite ist aufgrund der natürlichen Dynamik des Brenno vor allem in Ablagerungs- oder Umlagerungsstrecken mit grossen Unsicherheiten behaftet. Für die Abbildung dieser Strecken im Modell gibt es zwei Hauptprobleme: (i) Es besteht ein grosser Unterschied zwischen der Fließbreite bei Niedrigwasser und Hochwasser. Es muss daher eine repräsentative mittlere Breite definiert werden. (ii) Der Gerinnezustand am Ende der Kalibrierung entspricht nicht unbedingt dem Zustand zu Beginn der Kalibrierung. So kann zum Beispiel auf Grund von Ablagerungen aus einem schmalen eingetieften Gerinne ein breites verzweigtes Gerinne entstehen. Dieser Prozess lässt sich in sedFlow aufgrund der eindimensionalen Betrachtung und der fixen Breite nicht nachbilden. Einzelne Strecken, in denen die Breite bei der Kalibrierung angepasst wurde, werden nachfolgend kurz beschrieben (Abb. 11):

- 1) km 0.92: Kurz vor der Mündung in den Ticino fliesst der Brenno in einem sehr breiten Gerinne. Dieses wird aber höchstens während eines Grossereignisses ganz benetzt. Als repräsentativ für die ganze Eichperiode kann es nicht betrachtet werden. Die Profilbreite wurde deshalb bei der Kalibrierung manuell verkleinert.
- 2) km 4 bis 4.5: Durch die Geschiebezufuhr der Lesgiùna kommt es zu grossflächigen Ablagerungen. Es wurden Profilbreiten von bis zu 160 m gemessen. Diese Profile sind aber ebenfalls höchstens während eines Grossereignisses ganz benetzt. Die Profilbreiten wurden deshalb bei der Kalibrierung manuell verkleinert.
- 3) km 9.3 bis 10.5: Flussaufwärts des Dorfes Motto gibt es ebenfalls eine Auflandungsstrecke. Der Brenno fliesst hier in einem verzweigten Gerinne zwischen Geschiebeablagerungen. Es wurden Profilbreiten von bis zu 110 m gemessen. Diese wurden ebenfalls manuell verkleinert.
- 4) km 14.58 bis 16.05: Der Brenno in der Piana di Castro weist ein sehr dynamisches Bild auf. Der Flusslauf des Brenno ändert sich während mittleren bis grossen Hochwasserereignissen. Bei km 14.58 (Abb. 2) floss der Brenno in einem schmalen Gerinne, während er 2009 in einem breiten verzweigten Gerinne floss. Hier wurde ein Mittelwert der Vermessungen von 1999 und 2009 verwendet. Zwischen km 14.87 und 16.05 wurden Breiten zwischen 50 und 115 m gemessen. Wenn man aber das Luftbild betrachtet, erkennt man, dass ein grosser Teil der Profile bewaldet ist und nicht zum Gerinne gezählt werden darf. Diese wurden deshalb verschmälert.
- 5) km 17.8 bis 18.5: Während den Vermessungen von 1999 floss der Brenno bei der Mündung des Ri di Soi in einem eingetieften Gerinne. Es wurden Profilbreiten zwischen 40 und 50 m

gemessen. Nach dem grossen Murgangereignis von Sept. 1999 kam es zu einer Aufstauung des Brenno und dadurch zu einer Verbreiterung des Gerinnes (Abb. 2; km 18.055 und km 18.415). Um diese Aufstauung und die damit verbundene Sohlenveränderung im Modell nachbilden zu können, konnten nicht die schmalen Profile von 1999 verwendet werden. Mit diesen war die Transportkapazität zu gross und das zugeführte Geschiebe wurde weitertransportiert. Das Gerinne wurde deshalb an dieser Stelle verbreitert.

- 6) km 20.11: Unterhalb der Mündung des Riascio wurde 1999 eine Breite von 52 m gemessen. Wurde diese Breite im Modell implementiert, wurden in diesem Profil Ablagerungen simuliert. Im Feld ist hingegen eine Eintiefung des Gerinnes zu beobachten. Das Profil wurde deshalb verschmälert.
- 7) km 21.4 bis 21.8: Nach dem Zusammenfluss des Brenno della Greina und Brenno del Lucomagno werden Breiten von über 100 m gemessen. Wenn man aber das Luftbild betrachtet, sieht man, dass der grösste Bereich der vermessenen Profile bewaldet ist und deshalb nicht zum Gerinne gezählt werden darf.

Die manuelle Breitenanpassung bei den erwähnten Profilen erfolgte mittels Messung der Breite des Gerinnes auf dem Luftbild.

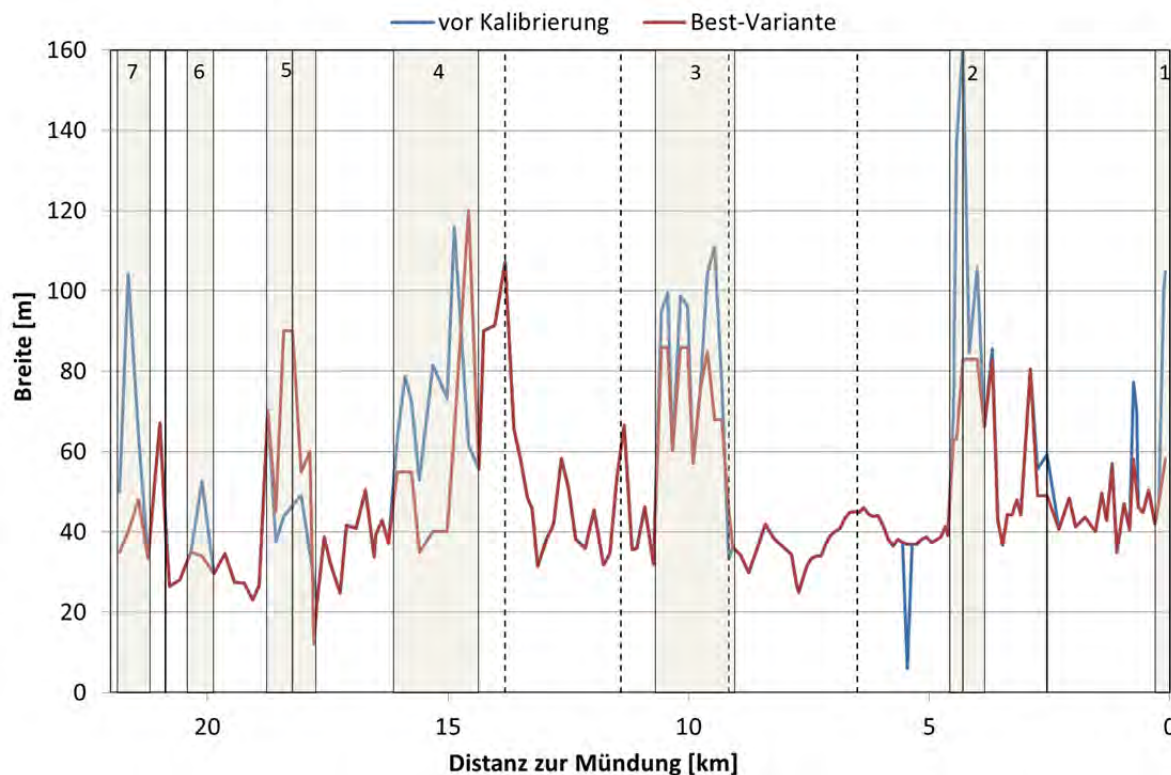


Abb. 11 Im Modell sedFlow implementierte Profilbreiten: Zu Beginn der Kalibrierung (blau) und am Ende der Kalibrierung (Bestvariante, rot). Die nummerierten Balken definieren die bearbeiteten Abschnitte (siehe Fliesstext). Bei km 5.1 war ein fehlerhaftes QP implementiert.

3.2.2 Korngrößenverteilung

Die Korngrößenverteilungen können mit der Methode der Linienzahlanalyse nur mit einer beschränkten Genauigkeit bestimmt werden (vor allem was die Umrechnung in eine Kornverteilung der Unterschicht betrifft). Zudem ist nicht bekannt, wie die gegenwärtig aufgenommenen Korngrößen dem Sohlenzustand von 1999 entsprechen. Die Zusammenlegung der Linienzahlanalysen und die Grenzen der homogenen Abschnitte wurden bei der Kalibrierung leicht angepasst. Zum Teil wurde auch eine für einen Abschnitt nicht-repräsentativ befundene Linienzahlanalyse weggelassen. Für die

Steilstufe von km 7.7 bis 8.3 wurde im Feld eine eher feine Kornverteilung gemessen, obwohl auf der Basis des Luftbildes eine eher grobe Verteilung erwartet werden muss. Mit der gemessenen Kornverteilung wurde in den Simulationen an diesem Standort auch zu viel Erosion berechnet. Um bessere Resultate zu erzielen, wurde für diesen Abschnitt die Kornverteilung von km 1.7 bis 2.7 übernommen (Abb. 9).

3.2.3 Längsprofil

Im Längsprofil des Brenno sind mehrere konvexe Knickpunkte vorzufinden. Diese Knickpunkte werden während der Geschiebetransportsimulation mit sedFlow zu einem grossen Teil erodiert und abgeflacht. Diese Tendenz ist in der Realität nicht zu beobachten. Das bedeutet, dass die Sohle an diesen Punkten für die Modellrechnungen nur ungenügend stabilisiert ist. Dies wurde für die Simulationen so berücksichtigt, dass an den entsprechenden Stellen grobe Blöcke zu den Kornverteilungen hinzugefügt wurden (Abb. 12). Eine zweite Möglichkeit wäre die Limitierung des verfügbaren Materials. Beide Möglichkeiten der Sohlenstabilisierung führen im Modell zu sehr ähnlichen Resultaten. Für die nachfolgenden Simulationen wurde mit der Vergrößerung der Kornverteilung weitergearbeitet.

Die Wahl einer groben Anfangs-Kornverteilung kann dadurch gerechtfertigt werden, dass bei diesen lokalen Steilstrecken eine beträchtliche Anzahl (natürlicher) grober Blöcke mit einer b-Achse von ca. 1 bis 2 m (bzw. bis zu 5 m an gewissen Orten) vorhanden ist (Tabelle 7). Diese tragen zu einer Stabilisierung des Flussbettes bei und wurden durch die Linienzahlanalyse ungenügend erfasst. Rechnet man die beobachteten (flächen-bezogenen) Blockkonzentrationen (mit Berücksichtigung des halben Blockvolumens, da ein beträchtlicher Anteil über der mittleren Sohle liegt) in einen volumetrischen Anteil an der Oberflächenschicht um, so ergeben sich für die fünf Abschnitte mit lokalen Verteilungen Werte von bis zu 25 % unterhalb des Riale Riasco bzw. von ca. 10 % in den anderen Steilstrecken. Für eine genauere Berücksichtigung der stabilisierenden Wirkung von groben Blöcken könnten z.B. auch Ansätze von Yager et al. (2007) oder von Whittaker et al. (1988) verwendet werden, wie sie etwa in Nitsche et al. (2011, 2012) diskutiert sind.

Tabelle 7 Volumenblockdichten an den sechs Stellen, bei welchen die Kornverteilung für die Simulationen künstlich vergrößert wurde.

	Stelle	Distanz bis zur Mündung	D_{84}	Volumenblockdichte > 0.5 m	Volumenblockdichte > 1 m
1	Riasco	20.875	0.487	0.298	0.245
2	zw. Riasco und Ri di Soi	19.6-20.1	0.378	0.159	0.122
3	unterhalb Ri di Soi	17.4-17.6	0.464	0.136	0.101
4	unterhalb Prugiasco	13.26	0.268	0.149	0.093
5	Motto	7.75-8.22	0.720	0.180	0.132

3.2.4 Feststoffeinträge durch Seitenzubringer

Die seitlichen Feststoffeinträge der steilen Wildbäche (Tabelle 1), wurden mit Hilfe einer Geschiebeganglinie in den Brenno eingespeist. Dabei wurde das Geschiebe proportional zum Abfluss über die ganze Eichperiode verteilt zugeführt.

Zu Beginn der Kalibrierung wurden alle Einträge fluvial berechnet. Um einen genügend hohen Eintrag zu erhalten, mussten aber die Bäche unrealistisch steil gemacht werden. Bei der Mündung des Ri di Soi ergab sich ausserdem das Problem, dass die Sohlenerhöhung nicht nachgerechnet werden konnte.

3.2.5 Felsstrecken

Bei km 17.79 unterhalb der Mündung des Ri di Soi gibt es eine kurze schmale Felsschlucht. Für diese Strecke liegen keine Querprofilvermessungen vor. Im Verlauf der Kalibrierung wurde ein zusätzliches Profil mit einer Breite von 14.0 m und einer Sedimentdicke von 0.5 m eingebaut. Als Folge davon entsteht eine kurze sehr steile Strecke (Gefälle = 17 %) im Längsprofil (vgl. Abb. 12, km 17.79). Da aber die Sohle an dieser Stelle fixiert ist, kam es zu keinen nennenswerten Veränderungen der Sohlenänderung oder des Feststofftransportes.

3.2.6 Baggerungen

Während der Eichperiode wurden im Gerinne an drei Stellen Baggerungen vorgenommen (siehe Tabelle 2). Im Modell sedFlow können zur Zeit noch keine Geschiebeentnahmen direkt berücksichtigt werden. Die Geschiebeentnahme beim Riale Riascio (km 20.785) wurde berücksichtigt, indem das Volumen der Sedimentganglinie um 10'000 m³ reduziert wurde. Die Geschiebeentnahme von 8400 m³ bei der Mündung der Lesgiüna (km 4.295) bewegt sich im Rahmen der Unsicherheit von Geschiebeberechnungen und kann vernachlässigt werden. Die Unsicherheit ist an dieser Stelle gross, weil der Sedimentinput der Lesgiüna nicht aus Beobachtungen sondern von Berechnungen stammt. Die Entnahme von 35'000 m³ bei Motto (km 9.31) konnte im Modell nicht berücksichtigt werden.

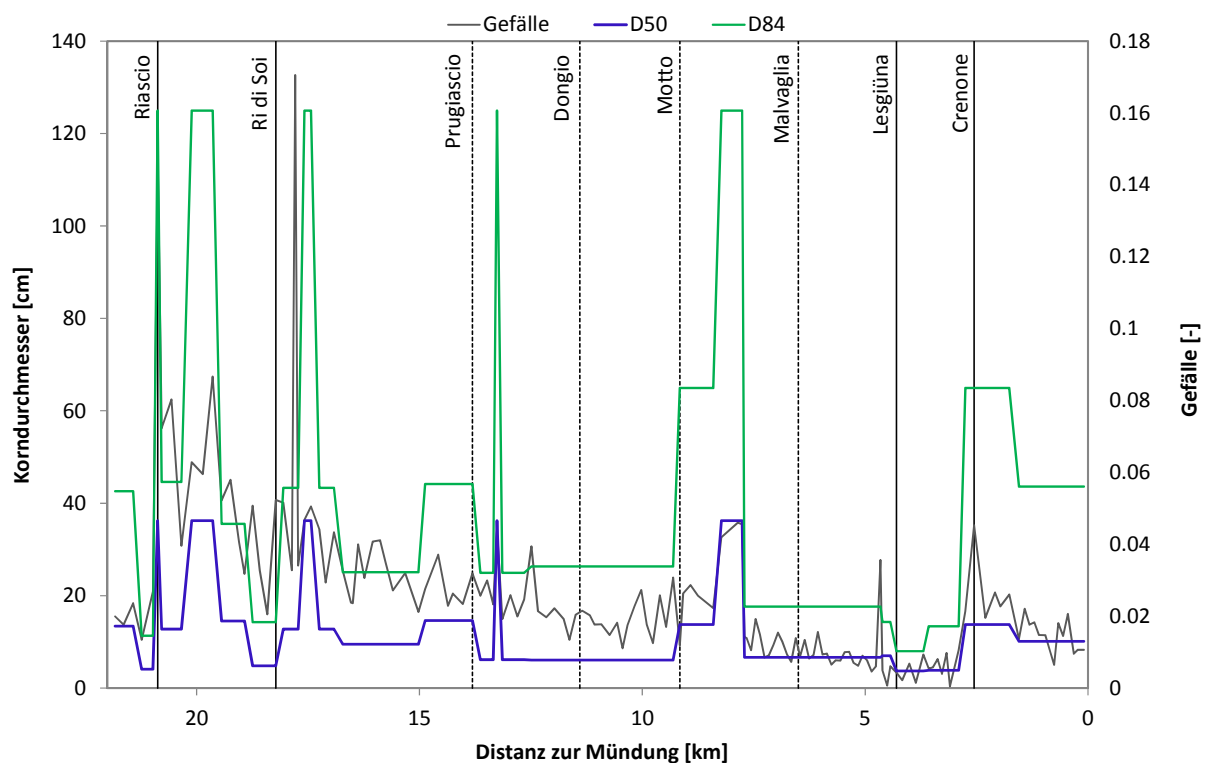


Abb. 12 Für die Simulationen der Bestvariante verwendete Kornverteilungen mit Berücksichtigung der groben Blöcke in den Steilstufen.

3.3 Simulationsresultate zum Geschiebetransport für die Eichperiode

Vergleicht man die Simulationsresultate der Bestvariante mit den Beobachtungen, so wird die Geschiebefracht insgesamt recht gut abgebildet (Abb. 13a). Nach dem Zusammenfluss des Brenno mit dem Ri di Soi bei km 18 wird über eine Strecke von 2 km eine zu kleine Geschiebefracht berechnet. Flussabwärts der Geschiebeentnahme bei km 9, welche im Modell nicht berücksichtigt wurde, wird die berechnete Fracht über eine Strecke von 3 km überschätzt. Die Sohlenänderungen werden

ebenfalls recht zufriedenstellend simuliert (Abb. 13b). Es ergeben sich aber auch einige Abweichungen. Kurz vor der Mündung des Riascio bei km 21 wird eine Erosion von bis zu 1 m simuliert, während in der Beobachtung eher eine Auflandung zu sehen ist. Beim Eintritt des Riascio und 500 m flussabwärts ergeben sich in der Simulation Auflandungen bis zu 2 m. Diese weichen von der Beobachtung ab. Die Sohlenerhöhung durch die Sedimenteinträge des Ri di Soi bei km 18 wird im Modell um gut einen Meter überschätzt. Zwischen km 9.3 und km 5 werden im Modell Sohlenerhöhungen bis zu einem Meter berechnet, während in der Beobachtung das Geschiebe durch transportiert wird. Die Kornverteilungen (charakterisiert durch das D_{50} und D_{84} in Abb. 13d und Abb. 13e) sind über viele Bereiche recht ähnlich für den Anfangs- und Endzustand. An den Stellen, an denen eine grobe Anfangskornverteilung gewählt wurde (konvexe Knickpunkte im Längsprofil, siehe Kap. 3.2.3), ist z.T. eine weitere Vergröberung für den Endzustand der Kornverteilung festzustellen (km 21, km 20-19.5, km 9-8, km 3-1.5).

Berechnungen mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) ergaben von km 20 bis km 5 generell ein zu tiefes Niveau der simulierten Geschiebefrachten. Besonders im Bereich der Mündung des Ri di Soi (km 18) wird der grösste Teil des von oben kommenden Geschiebes nicht weiter transportiert und auch das Material, das vom Ri di Soi eingespeist wird, wird direkt bei der Mündung abgelagert. Von km 5 bis km 0 wurden mit der Formel von Wilcock und Crowe (2003) jedoch plausible Resultate erzielt (Abb. 14a). Die Sohlenveränderung konnte allgemein ziemlich gut wiedergegeben werden, ausser im Bereich des Ri di Soi, wo eine Auflandung von über sechs Metern simuliert wurde (Abb. 14b). Die Kornverteilungen sind über viele Bereiche ebenfalls recht ähnlich für den Anfangs- und Endzustand der Simulationen (Abb. 14d, Abb. 14e). Bei den lokalen Verteilungen bei der Mündung des Riale Riascio und bei der Felsstrecke nach der Mündung des Ri di Soi wird eine starke Vergröberung des Sohlenmaterials simuliert.

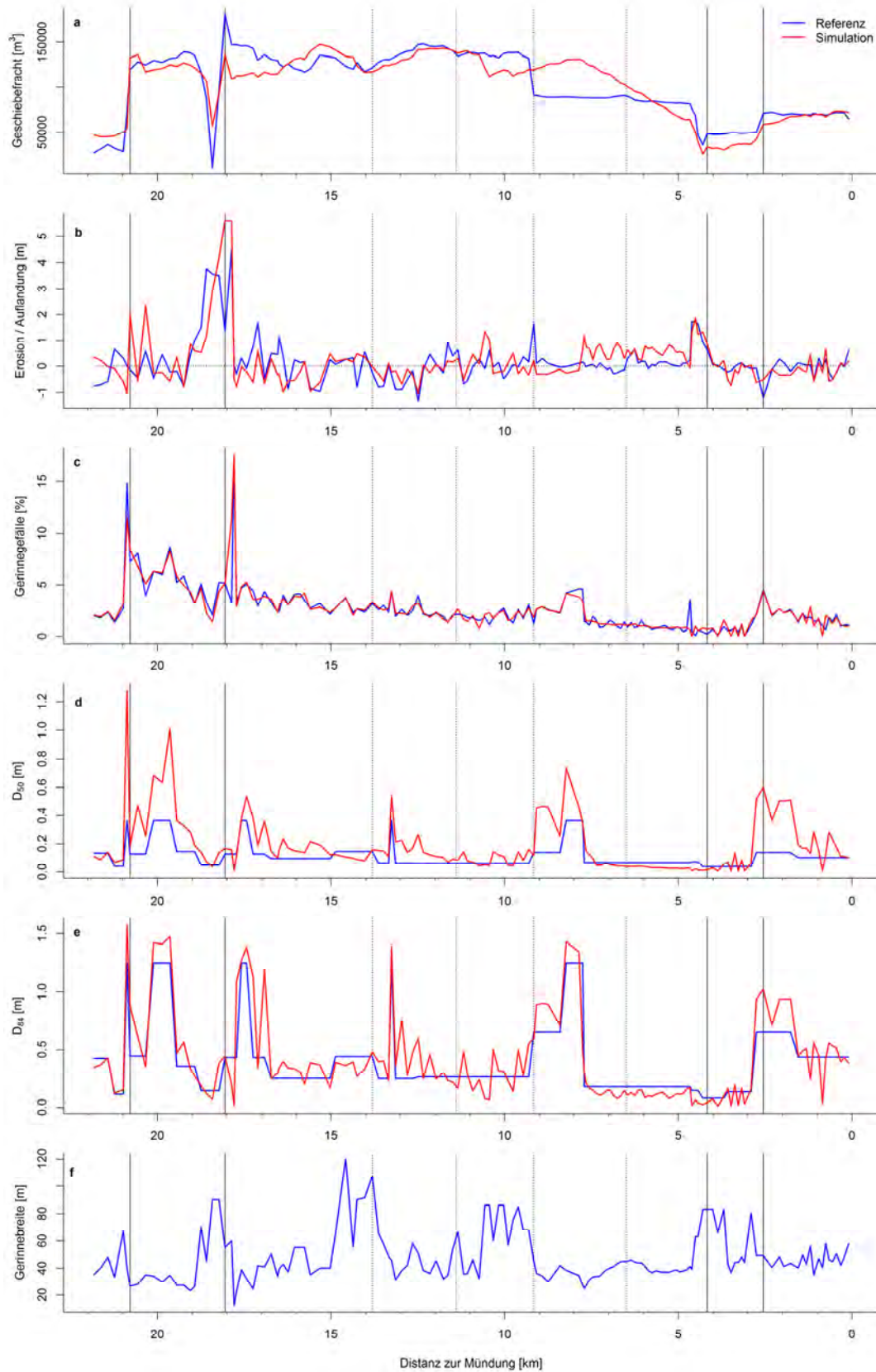


Abb. 13 Simulationsresultate der Bestvariante mit der Transportformel von Rickenmann (2001) für die Kalibrierungsperiode vom 01.01.1999 bis 31.12.2009, berechnet ohne Versteckeffekte (Exponent $m=0$) und mit $\theta_{c50,min} = 0.10$. Dargestellt sind die Geschiebefracht, die Sohlenänderung (Erosion bzw. Auflandung), das Gerinnegefälle, die charakteristischen Korngrößen D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht sowie die Gerinnebreite. Referenz = Messung bzw. Anfangszustand, Simulation = berechneter Endzustand. Die Beschriftungen zu den Verortungen sind in Abb. 3 angegeben.

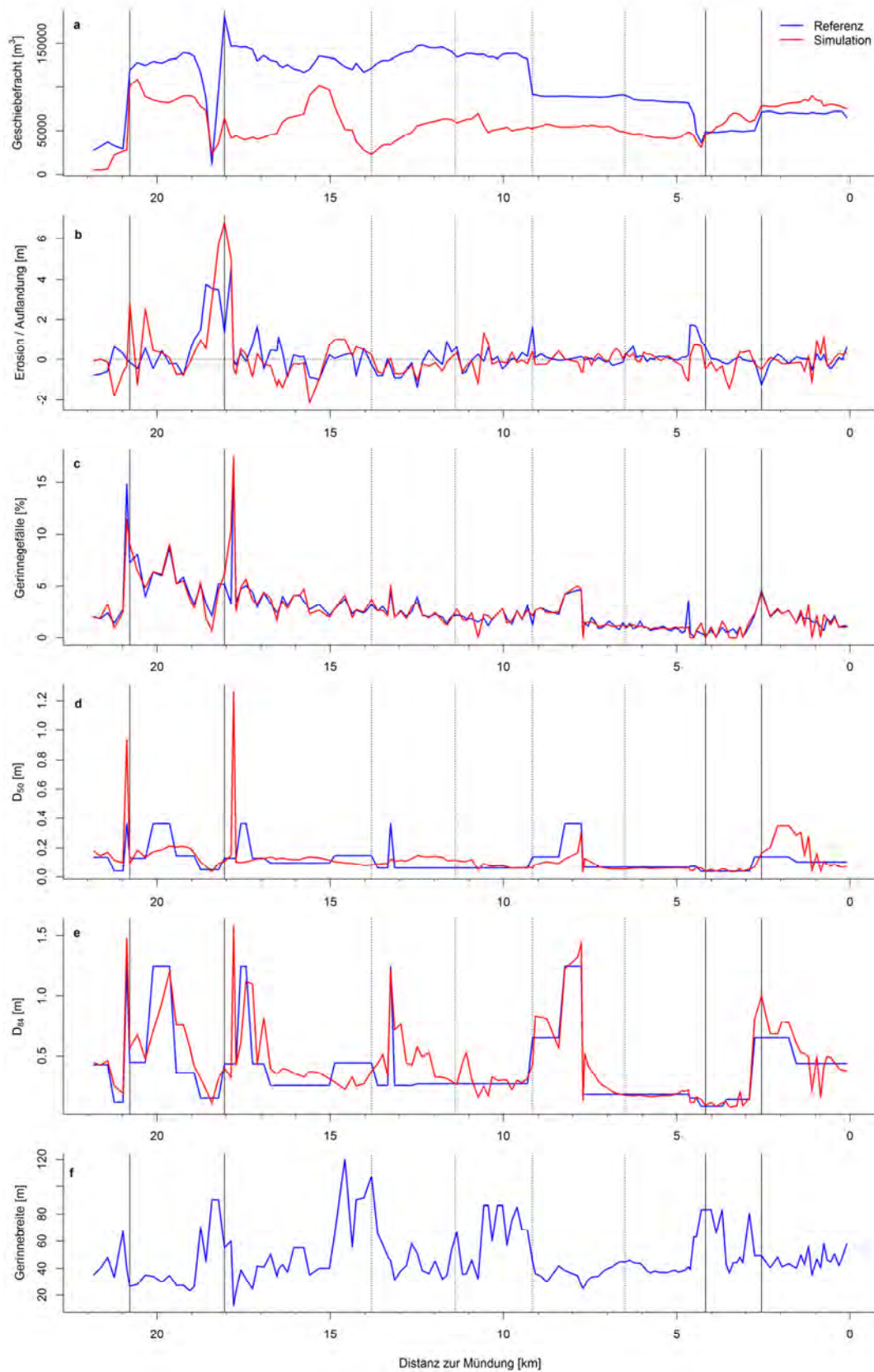


Abb. 14 Simulationsresultate der Kalibrierungsperiode vom 01.01.1999 bis 31.12.2009. Gerechnet wurde mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) mit einem fixen Sandanteil von 20 %. Dargestellt sind die Geschiebefracht, die Sohlenänderung (Erosion bzw. Auflandung), das Gerinnegefälle, die charakteristischen Korngrößen D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht sowie die Gerinnebreite. Referenz = Messung bzw. Anfangszustand, Simulation = berechneter Endzustand. Die Beschriftungen zu den Verortungen sind in Abb. 3 angegeben.

3.4 Sensitivität der Eingabeparameter

Für die Sensitivitätsanalyse wurden die Werte der Eingabedaten, bezüglich der Bestvariante, für die Kornverteilungen, die kritische Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$), die Gerinnebreiten, die Abflussganglinien und die seitlichen Sedimenteinträge alle um $\pm 30\%$ variiert. Für die Änderung der Kornverteilung wurden die Durchmesserfraktionen verändert, die eigentlichen Massenangaben wurden belassen. Dabei wurde jede mögliche Kombination der variablen Parameter (Referenzwert, Minimal-, und Maximalwert) aus Kornverteilung, kritischer Schubspannung, Ganglinie, Gerinnebreite sowie Sedimenteintrag gebildet, und somit wurden 243 Simulationen durchgeführt (Abb. 15). Betrachtet man die beiden mittleren Quartile (25 – 75 % aller simulierten Werte), so ist die Sensitivität der genannten Parameter auf die absoluten Sohlenveränderungen eher gering. Bei den Geschiebefrachten ergibt sich bezogen auf einen mittleren Wert von ca. $125'000 \text{ m}^3$ (im Bereich von km 9) für das 75 %-Perzentil eine relative Erhöhung um einen Faktor 1.5 und für das 97.5 %-Perzentil um einen Faktor 2.6 bezüglich dieses Referenzwertes für die Bestvariante.

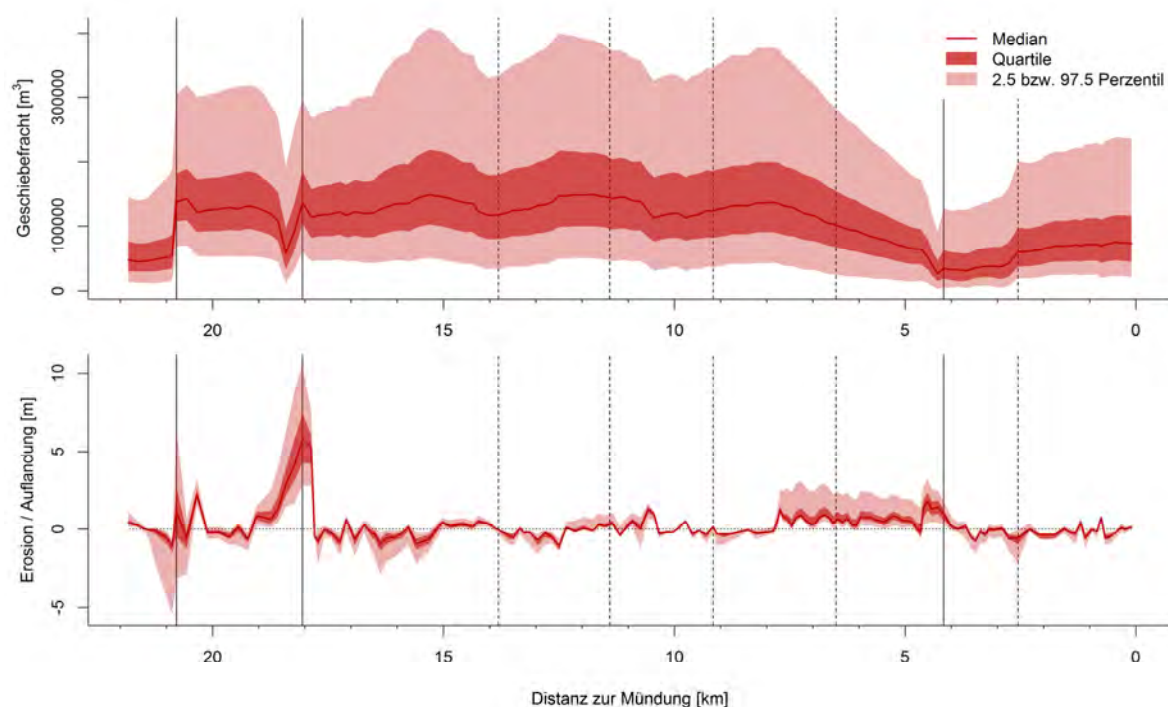


Abb. 15 Geschiebefracht (oben) und Sohlenveränderung (unten) von 243 Simulationen der Sensitivitätsanalyse im Brenno. Resultate der Transportformel von Rickenmann (2001), gerechnet ohne Versteckeffekte (d.h. mit dem Exponenten $m = 0$). Der Minimalwert der kritischen Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$) hatte die Werte 0.07, 0.10 und 0.13.

3.5 Einfluss der Hydrologie und Hydraulik

Für den Brenno wurde für die Bestvariante untersucht, inwieweit sich drei unterschiedliche Optionen der Abflussberechnung auf die Simulationsergebnisse auswirken: (i) *flow routing* mittels kinematischer Welle und implizitem Berechnungsverfahren kombiniert mit Gl. (1b), (ii) *flow routing* mittels kinematischer Welle und explizitem Berechnungsverfahren kombiniert mit Gl. (1a) oder (1b), (iii) hydraulische Berechnung mit Annahme Normalabfluss und einer vereinfachten Staukurvenberechnung kombiniert mit Gl. (1a) oder (1b). Diese Berechnungen für den Brenno wurden für alle Optionen mit den gleichen Eingabeparametern durchgeführt wie bei der Bestvariante für die Eichperiode, welche mit Option (iii) und Gl. (1a) berechnet wurde. Die Berechnungen erfolgten sowohl mit seitlichen Sedimenteinträgen durch Murgänge aus dem Riale Riasco, Ri di Soi und Crenone (Abb. 16a) als auch

ohne seitliche Sedimenteinträge (Abb. 16b). Dabei ergeben sich für die beiden Fälle qualitativ ähnliche Resultate.

Die simulierten Geschiebefrachten unterscheiden sich sehr deutlich, je nachdem ob Gl. (1a) oder (1b) verwendet wird. Beim hier verwendeten Fließgesetz von Manning-Strickler (Gl. 1b) ist der Rauigkeitsbeiwert nach Strickler (K_{st}) nur eine Funktion des Korndurchmessers und ist vergleichbar mit dem Ansatz von Jäggi (1984) mit $K_{st} = (20-22)/D_{90}^{0.167}$. Dieses Fließgesetz ist eigentlich nur für Verhältnisse mit $h/D_{90} > \text{ca. } 10$ geeignet (h = Abflusstiefe, D_{90} = charakteristischer Korndurchmesser) und unterschätzt somit den gesamten Fließwiderstand z.T. deutlich. Dadurch ergeben sich mit diesem Ansatz im Durchschnitt kleinere Abflusstiefen und damit geringere Transportraten als mit der variable power equation (VPE) (Gl. 1a), welche den erhöhten Fließwiderstand bei kleineren relativen Abflusstiefen besser abbildet. Bezüglich der simulierten Geschiebefrachten bestehen hingegen für ein gegebenes Fließgesetz nur mässige oder geringe Unterschiede zwischen den Optionen (i), (ii) und (iii). Diese Resultate weisen darauf hin, dass mit Berechnungen ohne *flow routing* (Option iii) in Gebirgsflüssen plausible Resultate erhalten werden könnten. Solche Simulationen laufen viel schneller ab, und sie erlauben in Anbetracht anderer Unsicherheiten bei der Berechnung des Geschiebetransportes die Durchführung von Sensitivitäts- und Szenarien-Analysen unter Berücksichtigung vieler Varianten innerhalb kurzer Zeit.

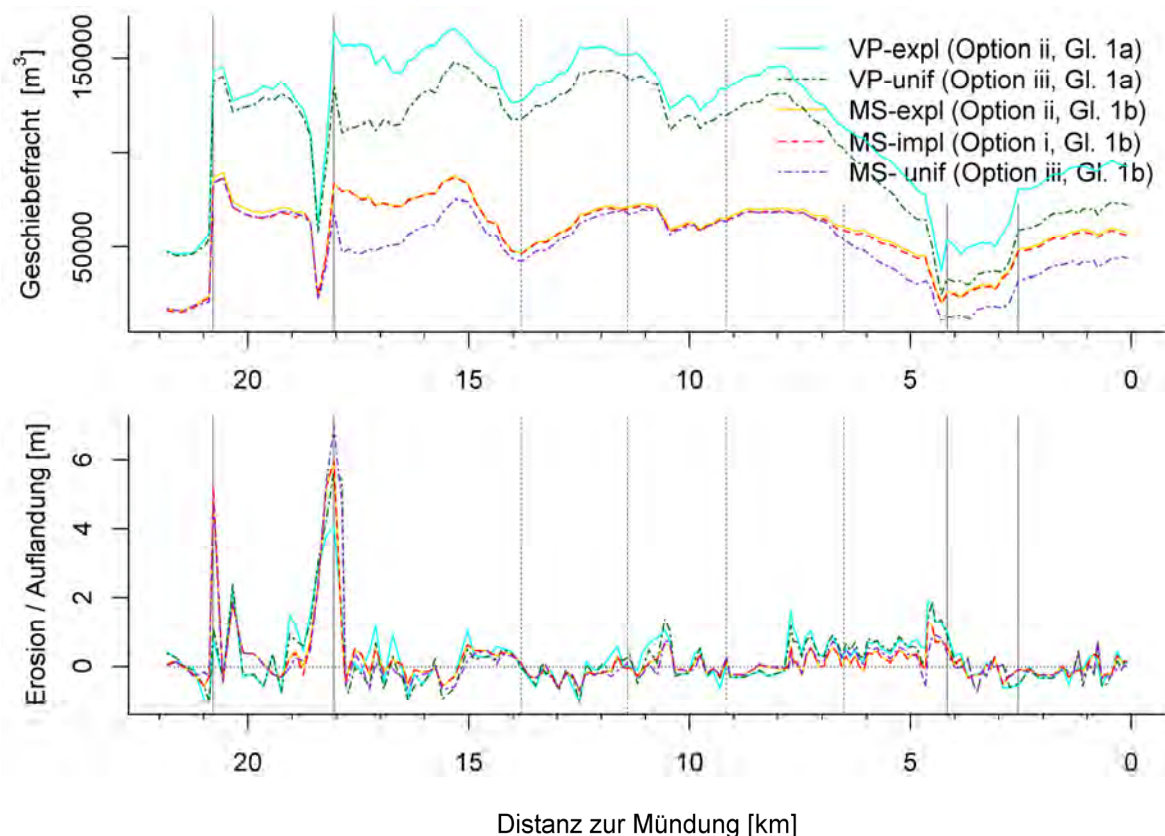


Abb. 16a Vergleich der Simulationsergebnisse mit sedFlow bei Anwendung eines *flow routing* Ansatzes (Gl. 1b) und kinematische Welle implizit, Option i; Gl. 1a oder 1b und kinematische Welle explizit, Option i-1b bzw. mit Annahme Normalabfluss und einer vereinfachten Staukurvenberechnung (Gl. 1a oder 1b, Option iii). (VP = variable power Gl. 1a, MS = Manning-Strickler Gl. 1b). Alle Berechnungen mit der Transportformel von Rickenmann (2001) und den Modellparametern der Bestvariante mit seitlichen Sedimenteinträgen.

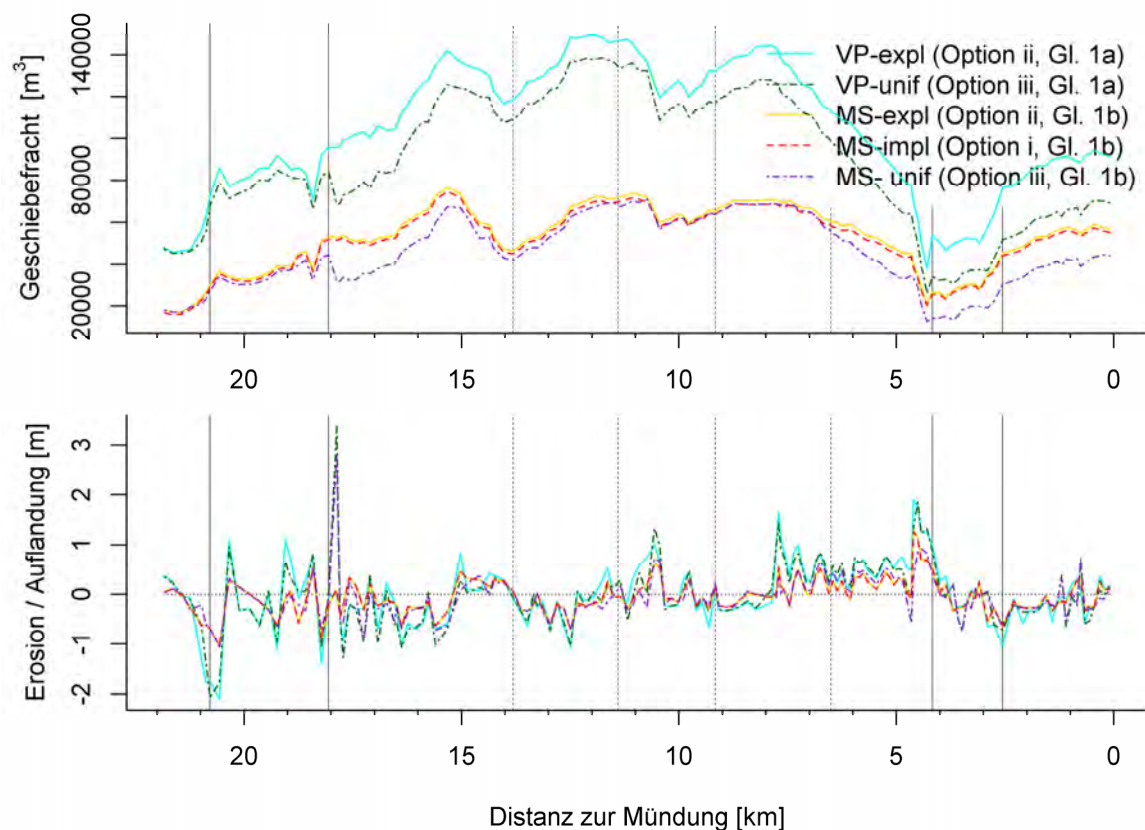


Abb. 16b Vergleich der Simulationsergebnisse mit sedFlow bei Anwendung eines *flow routing* Ansatzes (Gl. 1b) und kinematische Welle implizit, Option i; Gl. 1a oder 1b und kinematische Welle explizit, Option i-1b bzw. mit Annahme Normalabfluss und einer vereinfachten Staukurvenberechnung (Gl. 1a oder 1b, Option iii). (VP = variable power Gl. 1a, MS = Manning-Strickler Gl. 1b). Alle Berechnungen mit der Transportformel von Rickenmann (2001) und den Modellparametern der Bestvariante ohne seitliche Sedimenteinträge.

Für die untersten 4 km ergaben sich die relativ grössten Unterschiede der simulierten Geschiebefrachten zwischen der vereinfachten hydraulischen Berechnung und der expliziten Berechnung mit kinematischer Welle. Es ist möglich dass diese Unterschiede mit dem relativ geringen Gerinnegefälle im Bereich von km 8 bis km 3 zusammenhängen.

Des Weiteren wurde überprüft, wie gross der Einfluss des Abflusses während Niedrigwasserperioden ist. Wie im Kapitel

Hydrologie erwähnt, wurde ein Grenzabfluss für den Beginn des Geschiebetransportes von $25 \text{ m}^3/\text{s}$ berechnet. Alle kleineren Abflüsse während der Eichperiode wurden aus der Ganglinie gelöscht. Es zeigt sich, dass für die Eichperiode im Brenno die simulierten Geschiebefrachten bei der Berücksichtigung der ganzen Zeitreihe der Abflüsse nur unwesentlich höher sind und die Sohlenänderungen praktisch identisch sind (Abb. 17).

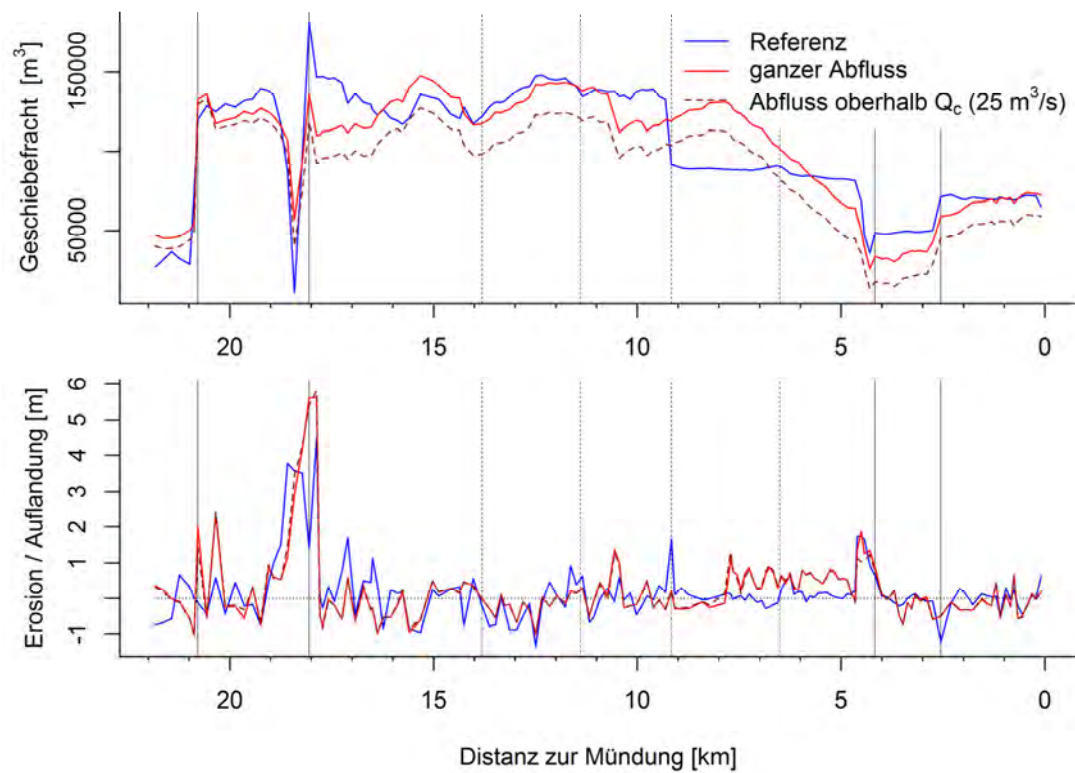


Abb. 17 Vergleich der Simulationsergebnisse für die Eichperiode unter Verwendung der kompletten Abflussganglinie mit den Resultaten unter Verwendung nur der Abflüsse, die über dem Grenzabfluss (25 m³/s) liegen. Berechnungen mit den gleichen Modell-Einstellungen wie bei der Bestvariante.

4 Simulationen für mögliche Hochwasser in der Zukunft (Szenarien)

4.1 Simulationsresultate Geschiebetransport für mögliche Hochwasserszenarien

Mit drei unterschiedlichen Formen von Hochwasserganglinien mit verschiedenen Abflussfrachten und Abflussspitzen (siehe Kap. 2.4.6) wurden die potentielle Geschiebeverfrachtung und Sohlenveränderung gerechnet. Pro Ganglinienform wurden 81 Simulationen durchgeführt. Als Grundlage für die Gerinnegeometrie wurde die Querprofilvermessung von 2009 verwendet. Es wurde ohne seitliche Murgangeinträge gerechnet. Nur die Zubringer, welche durch fluvialen Transport Material liefern (Brenno della Greina, Brenno del Lucomagno und Lesgiüna) wurden berücksichtigt. In Abb. 18 sind zur Untersuchung des Einflusses der Ganglinienform die Simulationsresultate gerechnet mit einer 100-jährlichen Hochwasserspitze kombiniert mit einer grossen Wasserfracht (Faktor 1.15) dargestellt. Es zeigte sich, dass die Form der Ganglinie nur einen kleinen Einfluss auf die Simulationsresultate hat. Und die kleinen Unterschiede in den berechneten Geschiebefrachten sind vermutlich nicht auf die Ganglinienform, sondern auf eine unterschiedliche Gewichtung der Teileinzugsgebiete über die Zeit zurückzuführen.

Für den Geschiebetransport entscheidend sind die Abflussfracht und Abflussspitze. Die berechnete Geschiebefracht variiert stark mit einem veränderten Abfluss (Abb. 19). Die Sohlenveränderung hingegen reagiert nicht sensitiv auf einen veränderten Abfluss. Die Simulationsresultate der drei unterschiedlichen Hochwasserganglinien sind annähernd identisch.

Bei diesen Modellierungen wurde angenommen, dass keine Ausuferungen aus dem Gerinne stattfinden; aus dem Vergleich der simulierten Abflussquerschnitte und Sohlenveränderungen mit den effektiven Querprofilen konnten jedoch kritische Gerinneabschnitte mit Ausuferungsgefahr identifiziert werden.

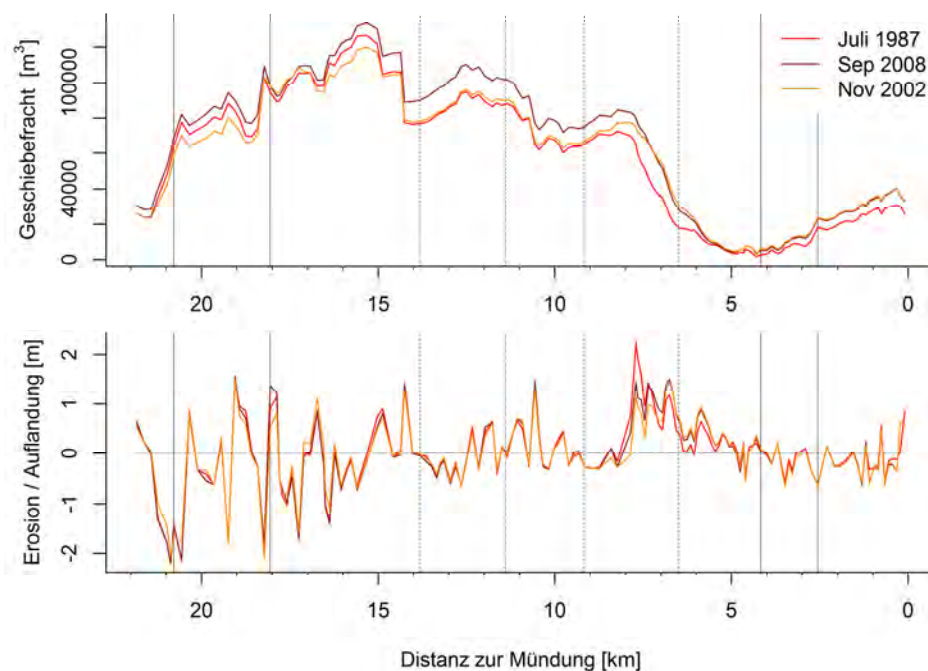


Abb. 18 Geschiebeverfrachtung und Sohlenveränderung für drei verschiedene Ganglinienformen. (i) Juli 1987: Frontbetont; (ii) Nov. 2002: Schlussbetont; (iii) Sep 2008: Mittenbetont. Dargestellt sind die Simulationsresultate gerechnet mit einer 100-jährlichen Hochwasserspitze kombiniert mit einer grossen Wasserfracht (Faktor 1.15) ohne seitliche Sedimenteinträge.

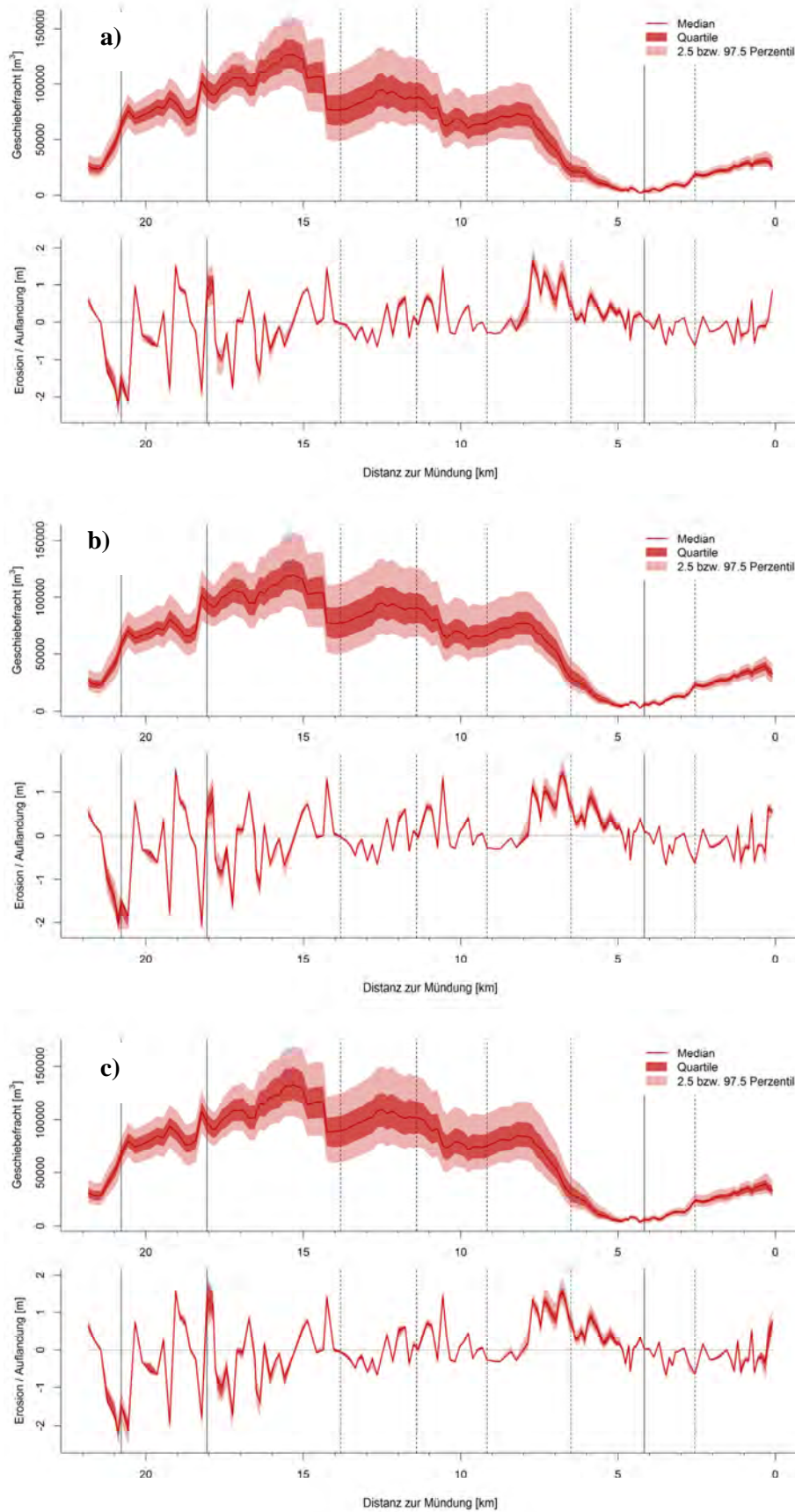


Abb. 19 Geschiebeverfrachtung und Sohlenveränderung für mögliche Hochwasserszenarien im Brenno ohne seitliche Sedimenteinträge. Dargestellt sind jeweils die Resultate von 81 Simulationen für die drei Formen der Hochwasserganglinien. a) HW-Ganglinie von 1987; b) HW-Ganglinie von 2002; c) HW-Ganglinie von 2008.

4.2 Geschiebeeintrag: Szenarien für veränderten Geschiebeeintrag

Um realistische Szenarien bezüglich Geschiebetransport zu erhalten, müssen die Feststoffeinträge aus den Seitenbächen berücksichtigt werden. Für die murgangfähigen Wildbäche wurden für die Szenarienbildung ein minimaler, ein mittlerer und ein maximaler Eintrag in das Hauptgerinne angenommen (Tabelle 8). Die Annahmen basieren auf den Daten zur Geschiebelieferung während der Eichperiode. Zusätzlich zu den während der Eichperiode simulierten Seitenbächen wurde der Ri di Prugiasco (mit der Annahme eines bereits gefüllten Geschiebesammlers) für die Szenarien berücksichtigt. Bei den nicht-murgangfähigen Zubringern wurde der Eintrag fluvial vom Modell berechnet.

Für die Szenarienbildung mit Berücksichtigung der Seiteneinträge wurde die schlussbetonte Ganglinienform von November 2002 verwendet. Aus dieser wurden drei Hochwasserganglinien ausgewählt: (i) eine mittlere Hochwasserspitze (HQ₃₀) kombiniert mit einer mittleren Wasserfracht (Faktor 0.87), (ii) eine grosse Hochwasserspitze (HQ₁₀₀) kombiniert mit einer grossen Wasserfracht (Faktor 1.15) und (iii) eine sehr grosse Hochwasserspitze (HQ₃₀₀) kombiniert mit einer sehr grossen Wasserfracht (Faktor 1.52).

Bezüglich der zeitlichen Verteilung der Sedimenteinträge wurden zwei Varianten geprüft. In der ersten Studie wurden die Einträge kontinuierlich über das Hochwasserereignis verteilt eingespeist, in der zweiten wurden sie instantan zu einem Zeitpunkt eingespeist.

Tabelle 8 Annahmen zu den seitlichen Sedimenteinträgen für die Hochwasserszenarien mit Geschiebeeintrag. Für die murgangfähigen Wildbäche wird jeweils ein minimaler, ein mittlerer und ein maximaler Eintrag geschätzt.

Gerinne	Annahmen Ein- und Austräge Geschiebe der Periode 1999-2009				Simulation HW-Szenarien		
	Minimum pro Jahr [m3/Jahr]	Minimum total [m3]	Maximum pro Jahr [m3/Jahr]	Maximum total [m3]	Minimaler Eintrag [m3]	Mittlerer Eintrag [m3]	Maximaler Eintrag [m3]
Brenno della Greina	2500	25'000	7500	75'000	Fluvial berechnet		
Brenno del Lucom./ Ri di Piera	1500	15'000	5000	50'000	Fluvial berechnet		
Riale Riasco	4000	40'000	22'000	220'000	20'000	50'000	100'000
Ri di Soi	10'000	100'000	30'000	300'000	20'000	50'000	100'000
Ri di Prugiasco	-	-	-	-	5000	15'000	30'000
Lesgiuna	1000	10'000	5000	50'000	Fluvial berechnet		
Crenone (Vallone)	1000	10'000	4000	40'000	5000	15'000	30'000
Austrag in Ticino		70'000		70'000	Fluvial berechnet		

4.2.1 Kontinuierliche Sedimenteinspeisung

Die geschätzten Seiteneinträge (Tabelle 8) wurden proportional zum Abfluss über die gesamte Zeitdauer des Hochwasserereignisses eingespeist. Für alle drei ausgewählten Ganglinien wurden Szenarien mit minimalen, mittleren und maximalen Sedimenteinträgen gebildet. Der qualitative Verlauf der Geschiebefracht über die Simulationsstrecke ist bei allen drei Ganglinien ähnlich (Abb. 20), die absoluten Werte unterscheiden sich hingegen.

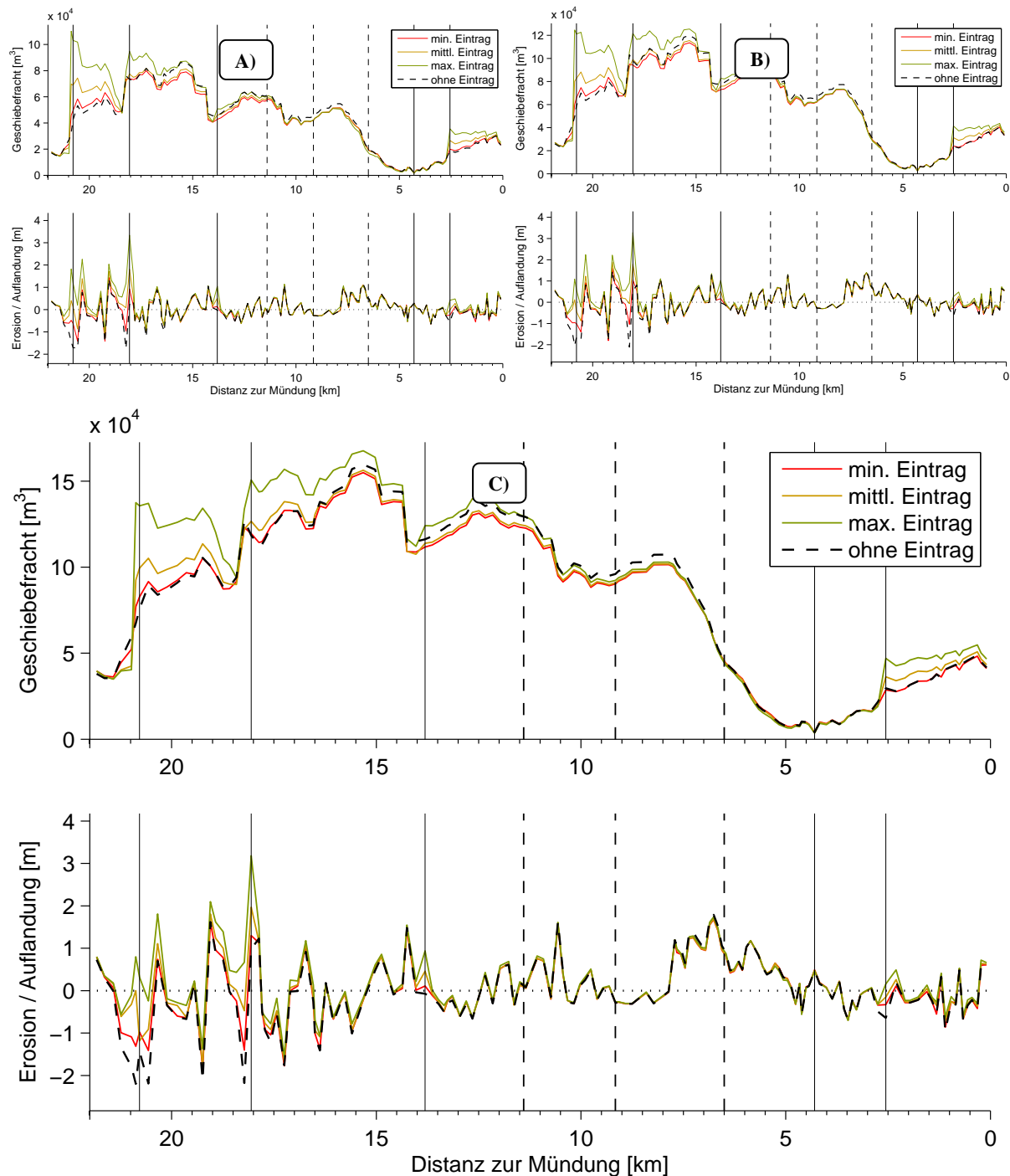


Abb. 20 Geschiebetransportszenarien mit kontinuierlicher Sedimenteinspeisung. Für den Abfluss wurde die Ganglinienform von November 2002 verwendet. A): Mittlere Hochwasserspitze (HQ₃₀) kombiniert mit einer mittleren Wasserfracht (Faktor 0.87). B): Grosse Hochwasserspitze (HQ₁₀₀) kombiniert mit einer grossen Hochwasserfracht (Faktor 1,15). C): Sehr grosse Hochwasserspitze (HQ₃₀₀) kombiniert mit einer sehr grossen Hochwasserfracht (Faktor 1.52). Für die verschiedenen Seitenbäche wurde jeweils mit einem minimalen, einem mittleren und einem maximal Geschiebeeintrag gerechnet (Tabelle 8). Zusätzlich ist der Feststofftransport ohne seitliche Sedimenteinträge als Referenz dargestellt.

Bei minimalen Sedimenteinträgen entspricht die Geschiebefracht weitgehend derjenigen ohne Seiteneinträge. Hingegen wird die Sohlenerosion bei den Mündungen der Seitenbäche etwas vermindert. Bei mittleren Seiteneinträgen wird in den Mündungsbereichen wenig bis kein zusätzliches Material aus der Sohle erodiert. Die transportierte Geschiebefracht erhöht sich unterhalb der Mündung des Riale Riasco und des Crenone. Bei maximalen Seiteneinträgen erhöht sich die Geschiebefracht

unterhalb allen Seitenzubringer. Zudem kommt es in allen Mündungsbereichen zu einer Auflandung der Sohle. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass sich die seitlichen Einträge im Brenno flussabwärts umso weiter auf die Geschiebefracht auswirken, je grösser sie sind. Die Auswirkungen auf die Sohlenveränderungen scheinen dagegen mehr auf die lokale Umgebung beschränkt zu sein. Grössere Ablagerungen bei der Mündung des Seitenbaches können flussaufwärts davon zu einer Verringerung des Wasserspiegelgefälles und damit zu einer Verminderung der Geschiebefracht führen.

4.2.2 Instantane Sedimenteinspeisung

Die Seiteneinträge wurden zu drei verschiedenen Zeitpunkten instantan in den Hauptfluss eingespeist. Die Einspeisung erfolgte zu Beginn des Hochwasserereignisses, während der Hochwasserspitze oder am Ende des Ereignisses (Abb. 21). Zudem wurde bei allen vier murgangfähigen Seitenbächen (Riascio, Ri di Soi, Ri di Prugiasco, Crenone) mit einem minimalen, einem mittleren und einem maximalen Eintrag gerechnet. Das ergibt 243 Simulationen pro Hochwasserganglinie. Ausgewertet wurden jeweils ein HQ_{30} kombiniert mit minimalen Seiteneinträgen, ein HQ_{100} kombiniert mit mittleren Seiteneinträgen und ein HQ_{300} kombiniert mit grossen Seiteneinträgen (Abb. 22).

Die Simulationen mit frühem oder mittlerem (d.h. während der HW-Spitze) Zeitpunkt der Sedimenteinspeisung führen generell zu einer Verringerung der transportierten Geschiebetracht. Diese dürften durch grössere Ablagerungen bei der Mündung des Seitenbaches bedingt sein, mit einer Verringerung des Wasserspiegelgefälles flussaufwärts davon (Rückstauereffekt), was zu einer Verminderung der Geschiebefracht führt. Unterschiedlich grosse Hochwasserspitzen führen dabei qualitativ zu ähnlichen Simulationsergebnissen, aber die absoluten Werte unterscheiden sich deutlich (Abb. 22).

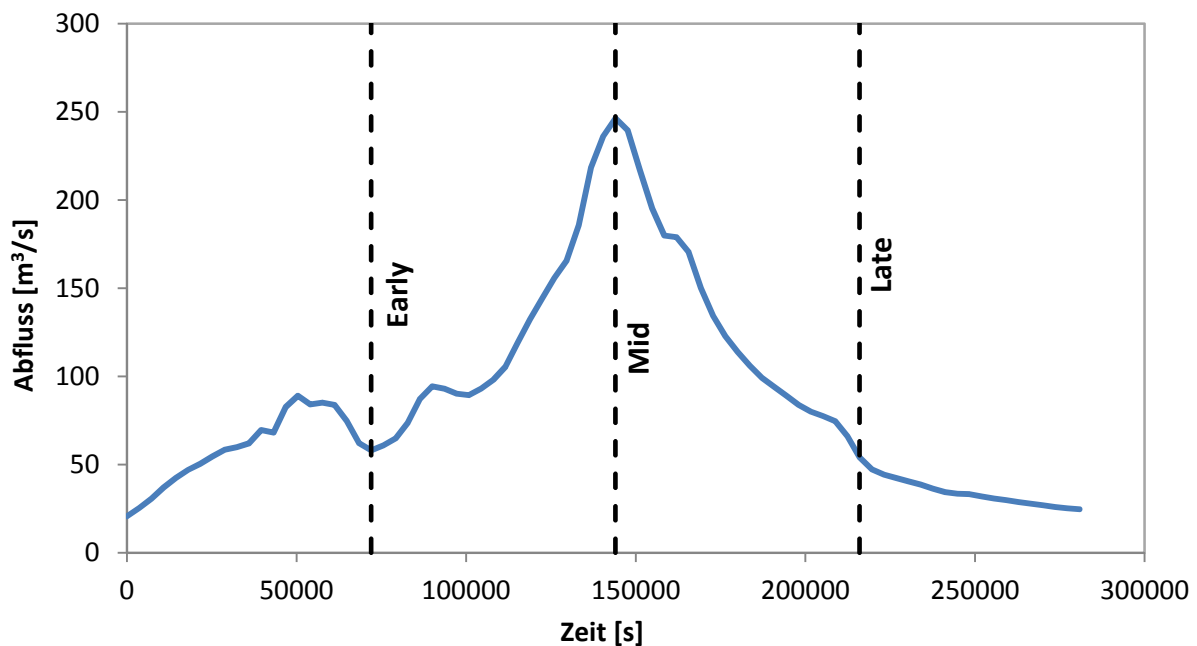


Abb. 21 Zeitpunkte, an denen die instantane Sedimenteinspeisung erfolgt. Early: Vor dem Ereignis; Mid: Während der Hochwasserspitze und Late: am Ende des Hochwassers. Grundlage ist die Ganglinienform von Nov. 2002.

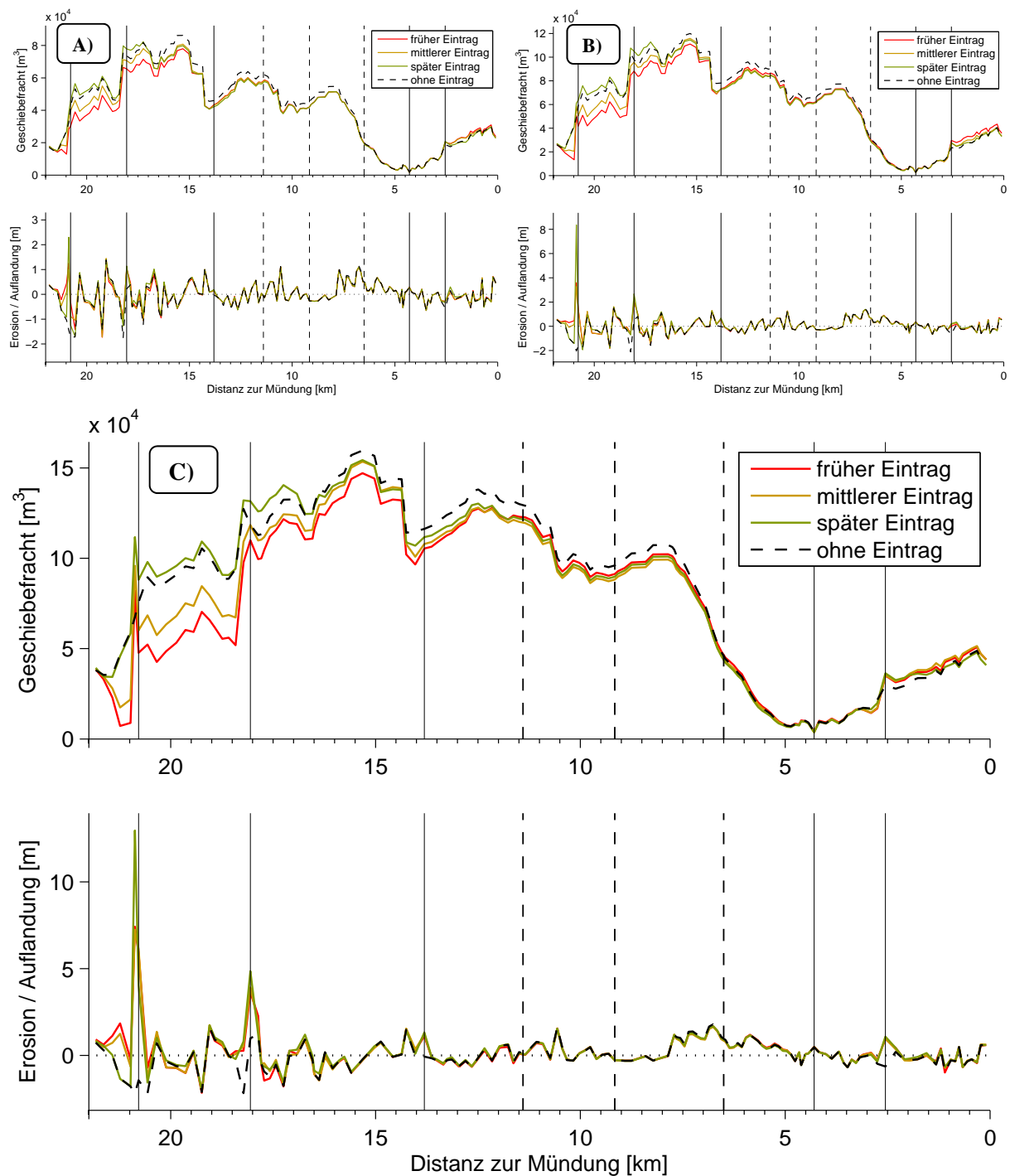


Abb. 22 Geschiebetransportszenarien mit instantaner Sedimenteinspeisung. Für den Abfluss wurde die Ganglinienform von November 2002 verwendet. A): Mittlere Hochwasserspitze (HQ_{30}) kombiniert mit einer mittleren Wasserfracht (Faktor 0.87); minimale seitliche Sedimenteinträge (Tabelle 8). B): Grosse Hochwasserspitze (HQ_{100}) kombiniert mit einer grossen Wasserfracht (Faktor 1.15); mittlere seitliche Sedimenteinträge. C): Sehr grosse Hochwasserspitze (HQ_{300}) kombiniert mit einer sehr grossen Wasserfracht (Faktor 1.52); grosse seitliche Sedimenteinträge. Die Zeitpunkte der Einspeisung sind zu Beginn des Hochwasserereignisses (Early), während der Hochwasserspitze (Mid) und am Ende des Ereignisses (Late). Zusätzlich ist der Feststofftransport ohne Seiteneinträge als Referenz dargestellt.

5 Wahl der Versteckfunktion

Für die Bestvariante, berechnet mit der Transportformel von Rickenmann (2001), wurde der Einfluss der Wahl von drei verschiedenen Versteckfunktionen untersucht, durch welche die kritische Schubspannung bei Transportbeginn für die verschiedenen Kornfraktionen unterschiedlich verändert wird.

Simulationen wurden einerseits für die für die Eichperiode durchgeführt (Abb. 23). Die Versteckfunktionen mit einem Potenzansatz (Gl. 3a)⁵ mit $m = -0.8$ (nahe bei *equal mobility*) ergeben für den Brenno bei sonst gleichen Rahmenbedingungen tendenziell die grössere Geschiebefrachten und Sohlenänderungen als bei der Bestvariante (Potenzansatz mit $m = 0$, keine Versteckeffekte; Gl. 3a). Bei Wahl der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) (Gl. 3b, 3d) ergeben sich bei sonst gleichen Rahmenbedingungen kleinere Geschiebefrachten und damit tendenziell auch kleinere Sohlenänderungen als bei der Bestvariante.

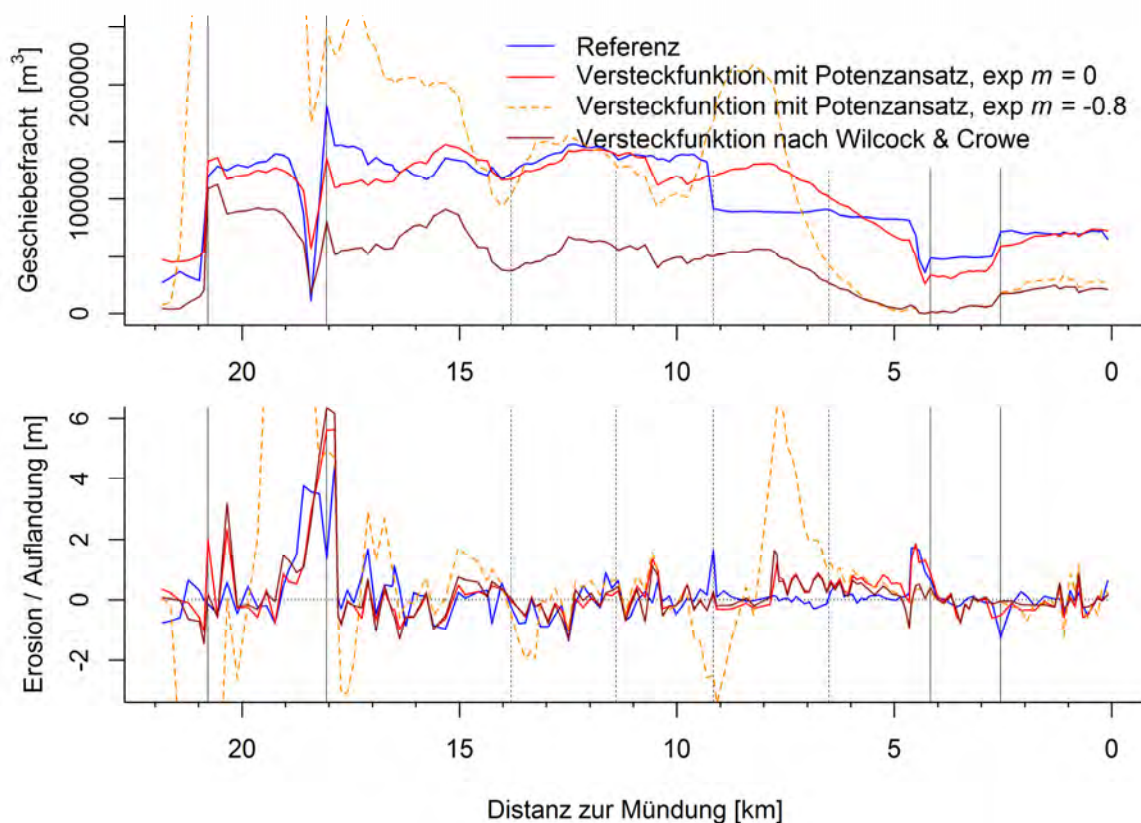


Abb. 23 Vergleich von drei unterschiedlichen Ansätzen für die Versteckfunktion. Dargestellt sind die Geschiebefracht (oben) und die Sohlenänderungen (unten) für die Eichperiode vom 01.01.1999 bis 31.12.2009. Gleichungen zu den Versteckfunktionen finden sich im Synthesebericht (Rickenmann et al. 2015). Die rote Linie repräsentiert die Simulationsergebnisse der (kalibrierten) Bestvariante. Bei allen Varianten wurde mit $\theta_{c50,min} = 0.10$ gerechnet. [Ordinate begrenzt, ohne Maximalwerte, Abbildung mit kompletter Ordinate befindet sich im Anhang 8.1]

Weitere Simulationen wurden andererseits für ein Hochwasserszenario durchgeführt (Abb. 24). Die Resultate sind tendenziell ähnlich wie für die Eichperiode. Es ergeben sich aber mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) auf den obersten 4 – 5 km Gerinnelänge grössere

⁵ Alle Verweise auf Gleichungen (bzw. Gl.Nr. sowie abgekürzte Variablen) und Optionen der hydr. Berechnung beziehen sich auf den Synthesebericht (Rickenmann et al., 2015)

Geschiebefrachten als mit der Versteckfunktion der Bestvariante (Potenzansatz mit $m = 0$, keine Versteckeffekte).

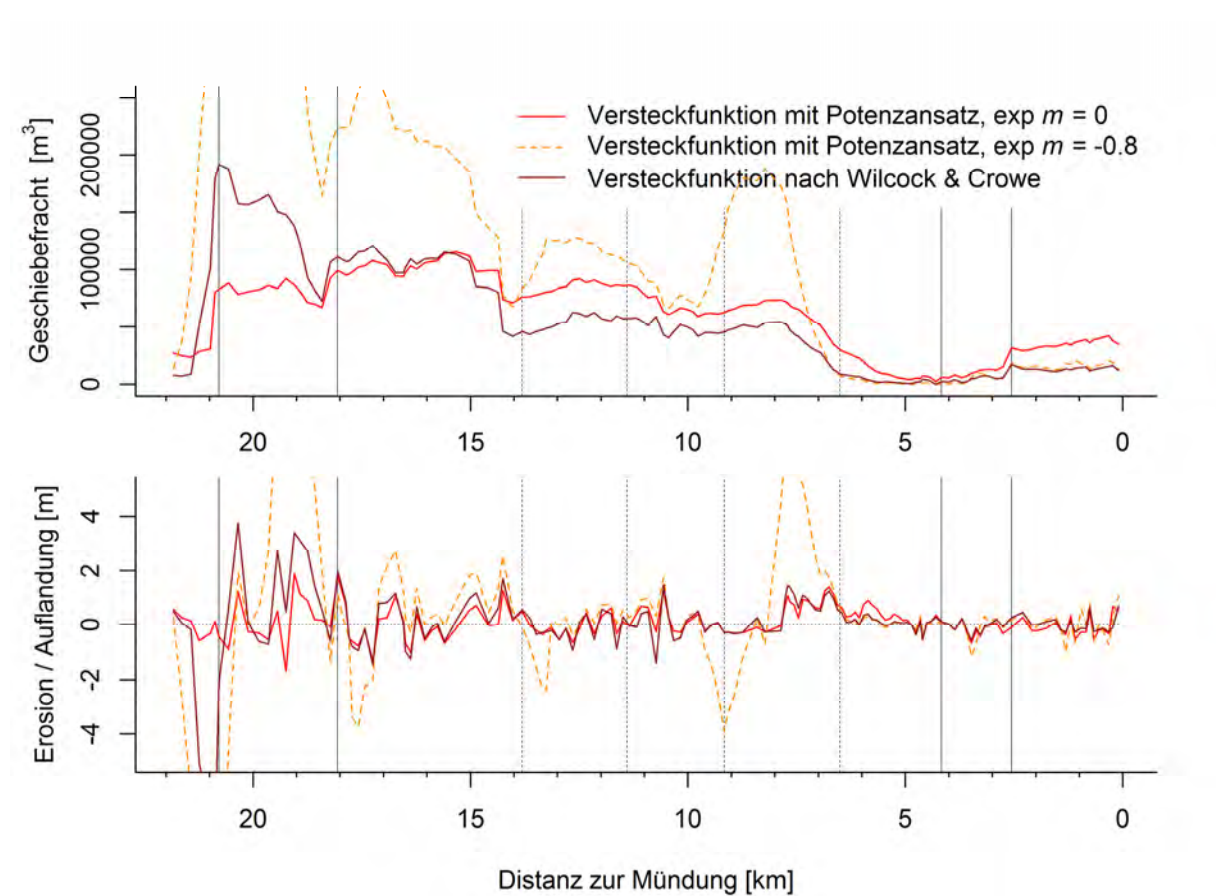


Abb. 24 Vergleich von drei unterschiedlichen Ansätzen für die Versteckfunktion. Dargestellt sind der Geschiebetransport (oben) und die Sohlenänderungen (unten) während eines Hochwasserereignisses mit einer 100-jährlichen Hochwasserspitze kombiniert mit einer grossen Wasserfracht (Faktor 1.15) und mittleren seitlichen Sedimenteinträgen. [Ordinate begrenzt, ohne Maximalwerte, Abbildung mit kompletter Ordinate befindet sich im Anhang 8.1]

6 Ansätze zur Vermeidung zu grosser Sohlenerosion

6.1 Limitierung des verfügbaren Materials oder Vergröberung der Kornverteilung

Eine Vermeidung zu grosser Sohlenerosion bei konvexen Knickpunkten wurde für den Brenno durch eine lokale Vergröberung der Kornverteilung erreicht (siehe Kap. 3.2.3). Eine zweite Möglichkeit ist der Einbau einer „künstlichen Felsstrecke“ durch Limitierung des verfügbaren Materials in der Sohle. Dabei wurde in denjenigen Gerinneabschnitten, in welchen bei der Bestvariante eine Vergröberung der (gemessenen) Kornverteilung angenommen wurde, die Mächtigkeit des erodierbaren Untergrunds auf 0.1 m begrenzt (Tabelle 9). Als Kornverteilung wurde in diesen Gerinneabschnitten die ursprünglich aufgenommene verwendet

Tabelle 9 Annahmen zur Limitierung des verfügbaren Geschiebematerials in Flussbett des Brenno.

Abschnitt (von–bis) [km]	Mächtigkeit [m]
20.875	0.1
20.11 – 19.64	0.1
17.79	0.1
17.58 – 17.43	0.1
13.26	0.1
8.226 – 7.758	0.1

Mit der Limitierung konnten annähernd die gleiche Geschiebefracht und Sohlenänderung berechnet werden, wie bei der Bestvariante (Abb. 25a und Abb. 25b). Die charakteristischen Korndurchmesser D_{50} und D_{84} nähern sich an den meisten Stellen mit „Felsstrecken“ der groben Kornverteilung der Bestvariante an (Abb. 25d und Abb. 25e). Das bedeutet, dass über die Simulationsdauer das feinere Material ausgeräumt wird, während gröbere Steine liegen bleiben. Nur bei der Mündung des Riale Riasco (km 20.9) kann diese Vergröberung nicht beobachtet werden. Wegen eines relativ grossen Gefälles wird hier vermutlich auch das gröbere Geschiebe weiter transportiert.

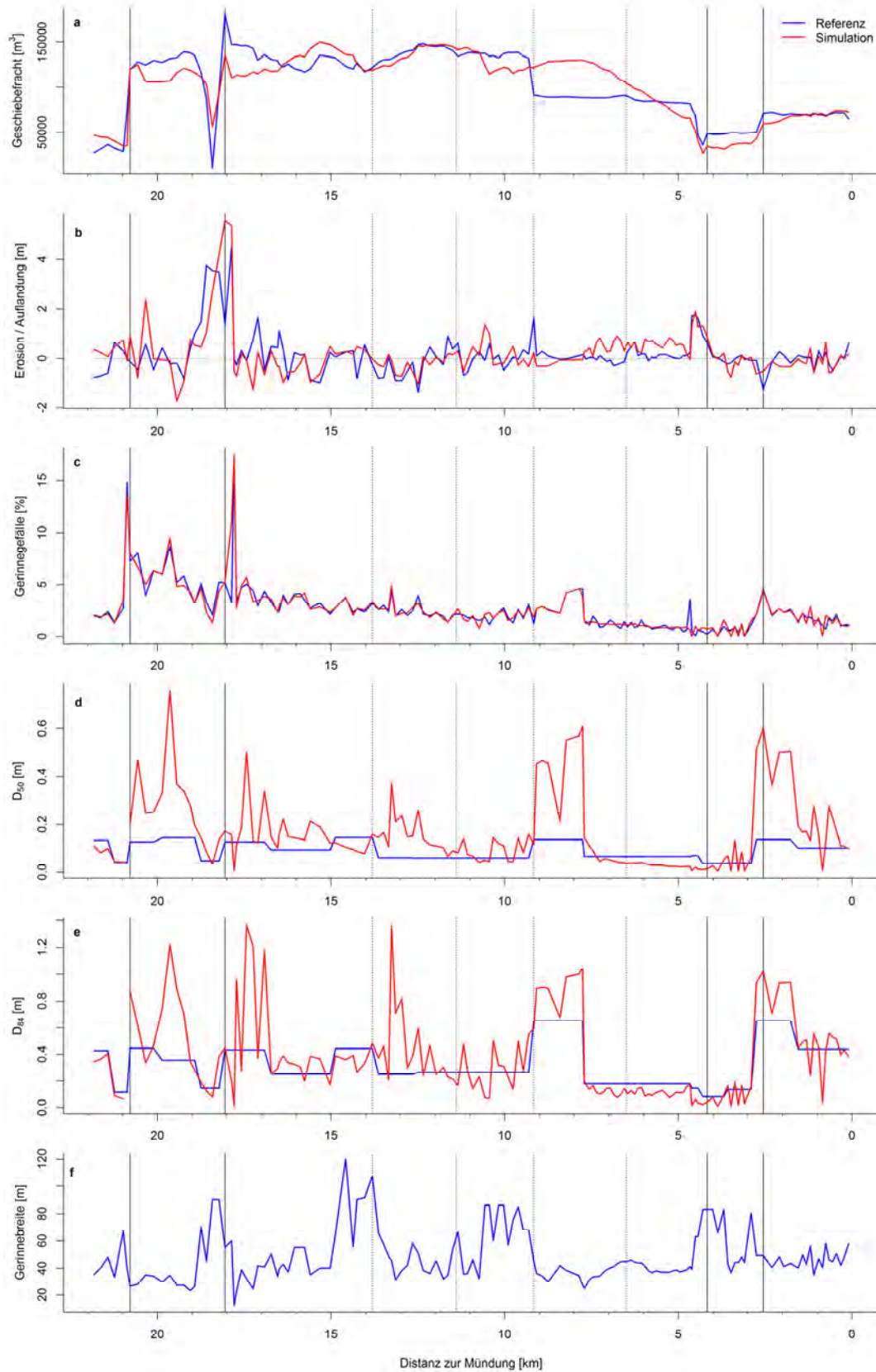


Abb. 25 Simulationsresultate für die Eichperiode bei einer Limitierung des verfügbaren Materials (Annahme „naher Felsuntergrund“) zur Vermeidung zu grosser Sohlenerosion. Bei der Bestvariante (Abb. 13) ergeben sich ähnliche Resultate mit einer Vergröberung der (gemessenen) Kornverteilung in kritischen Gerinneabschnitten..

6.2 Einfluss einer Limitierung der Froude-Zahl

Eine Limitierung der Froude-Zahl ist bei steileren Gerinnen (z.B. Hasliaare) notwendig, um eine zu starke Erosion konvexer Knickpunkte im Längsprofil zu vermeiden. Deshalb wurde auch für den Brenno überprüft, welchen Einfluss eine Froude-Zahl Limitierung auf den Geschiebetransport und die Sohlenveränderung hat.

Für die Eichperiode verhalten sich die Geschiebefracht und die Sohlenänderung vom Beginn der Simulationsstrecke bis zur Mündung des Ri di Soi (km 18) annähernd identisch für die Varianten ohne eine Limitierung der Froude-Zahl (Bestvariante), mit einer Limitierung auf 1.5 und mit einer Limitierung auf 0.9 (Abb. 26). Im Mündungsbereich des Ri di Soi wird mit einer Limitierung der Froude-Zahl weniger Material abgelagert. Dies führt zu einer Erhöhung der transportierten Geschiebefracht von km 18 bis 15. Zwischen km 15 und 7 unterscheiden sich die Resultate wieder nur minimal. Flussabwärts von km 7 bis zur Mündung in der Ticino reduziert sich die Geschiebefracht mit einer Limitierung der Froude-Zahl. Die unterschiedliche Limitierung der Froude-Zahl (0.9 und 1.5) führt allgemein zu sehr ähnlichen Resultaten.

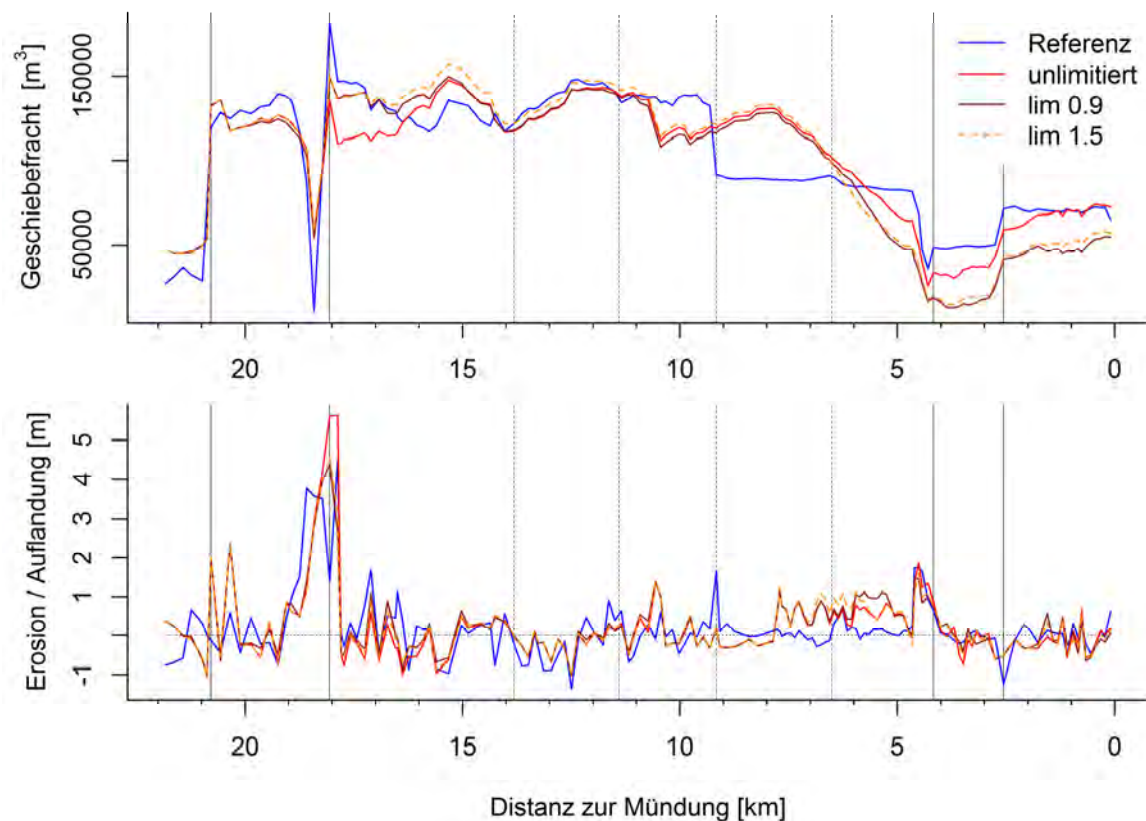


Abb. 26 Vergleich der Simulationsergebnisse mit unterschiedlicher Limitierung der Froude-Zahl. Dargestellt sind der Geschiebetransport (oben) und die Sohlenänderungen (unten) während der Eichperiode.

Die Limitierung der Froude-Zahl wurde auch auf ein Hochwasserereignis mit einer 100-jährlichen Hochwasserspitze kombiniert mit einer grossen Wasserfracht (Faktor 1.15) und mittleren seitlichen Sedimenteinträgen angewendet (Abb. 27). Bei einer Limitierung der Froude Zahl ist der berechnete Geschiebetransport über die gesamte Fliessstrecke generell etwas tiefer. Die Sohlenveränderungen sind bis auf eine Ausnahme annähernd identisch. Unterhalb von km 8 ergibt sich bei einer Limitierung

eine Sohlenerhöhung von über 4 m, welche möglicherweise mit einer starken Gefälleabnahme im Zusammenhang stehen könnte.

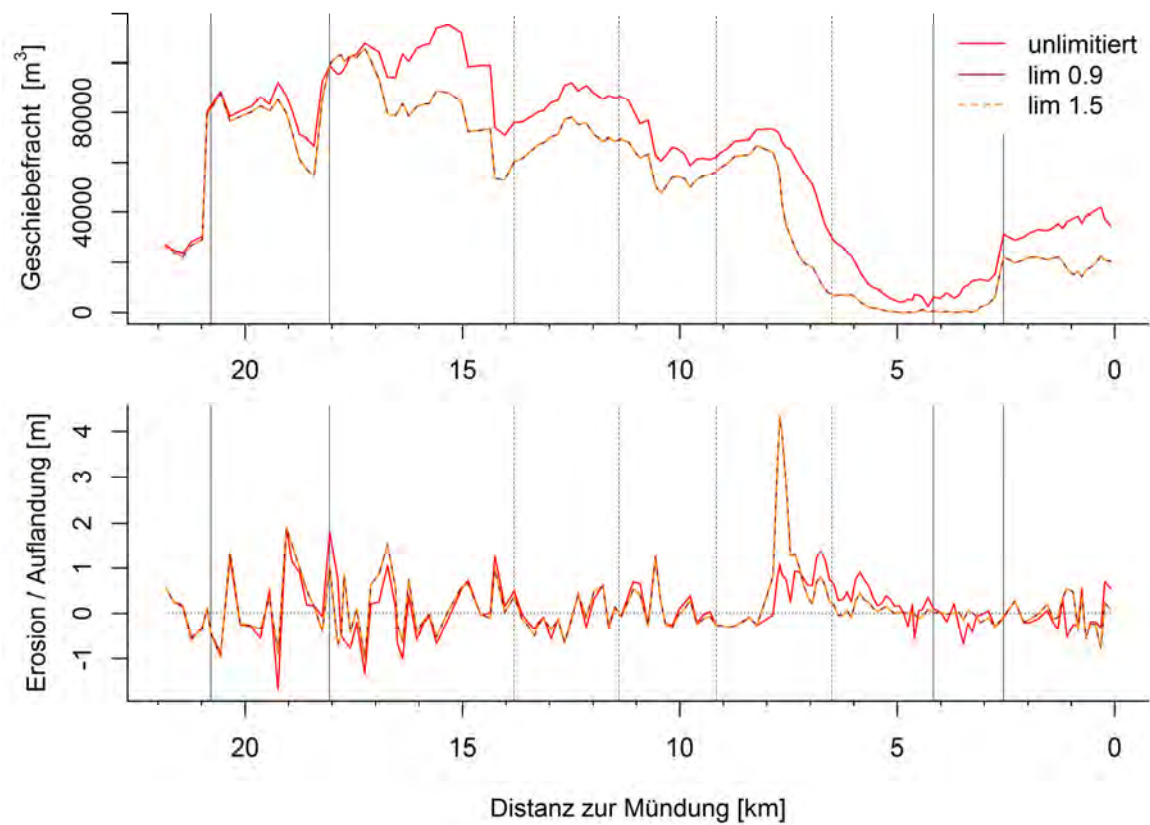


Abb. 27 Vergleich der Simulationsergebnisse mit unterschiedlicher Limitierung der Froude-Zahl. Dargestellt sind der Geschiebetransport (oben) und die Sohlenänderungen (unten) während eines Hochwasserereignisses mit einer 100-jährlichen Hochwasserspitze kombiniert mit einer grossen Wasserfracht (Faktor 1.15) und mittleren seitlichen Sedimenteinträgen.

7 Literaturverzeichnis

- BAFU (2012): Auswirkungen der Klimaänderung auf Wasserressourcen und Gewässer. Synthesebericht zum Projekt «Klimaänderung und Hydrologie in der Schweiz» (CCHydro). Bundesamt für Umwelt BAFU (Hrsg.), Bern. Umwelt-Wissen Nr. 1217, 76p.
- Bernhard, L. Zappa, M. (2012): Schlussbericht CCHydrologie; Teilprojekt WHH-CH-Hydro. Eidgenössische Forschungsanstalt WSL. Birmensdorf.
- Binggeli, V. (1961): Zur Morphologie und Hydrologie der Valle del Lucomagno; In: Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie, Nr. 12,
- Burkhard, L. (2011): Simulation des Geschiebetransportes in Gebirgsflüssen während Hochwasserereignissen am Beispiel der Kleinen Emme (LU). Masterarbeit an der ETH Zürich und an der Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf.
- Fehr, R. (1987): Einfache Bestimmung der Korngrößenverteilung von Geschiebematerial mit Hilfe der Linienzahlanalyse. Schweizer Ingenieur und Architekt, 105, 1104-1109.
- Ferguson, R. (2007): Flow resistance equations for gravel- and boulder-bed streams. Water Resources Research, 43, W05427, doi: 10.1029/2006WR005422.
- Flussbau (2003/2005): Revitalisierung von Auenökosystemen (Risanamento die Ecosistemi Alluvionali). Fachbericht Morphologie und Geschiebe. Flussbau AG, unveröffentlichter Bericht, im Auftrag des Kantons Tessin, Dipartimento del Territorio.
- Flussbau (2003): Geschiebetransport im Brenno. Einfluss der Murgangablagerung aus dem Ri di Soi. Flussbau AG, unveröffentlichter Bericht, im Auftrag des Kantons Tessin, Divisione delle costruzione.
- Heimann, F.U.M., Rickenmann, D., Turowski, J.M. (2015a): *sedFlow* – a tool for simulating fractional bedload transport and longitudinal profile evolution in mountain streams. Earth Surface Dynamics, 3, 15-34, doi: 10.5194/esurf-3-15-2015.
- Heimann, F.U.M., Rickenmann, D., Böckli, M., Badoux, A., Turowski, J.M., Kirchner, J.W. (2015b): Calculation of bedload transport in Swiss mountain rivers using the model *sedFlow*: proof of concept. Earth Surface Dynamics, 3, 35–54, doi:10.5194/esurfd-3-35-2015.
- Jäggi, M. (1984): Abflussberechnung in kiesführenden Flüssen. Wasserwirtschaft, 74(5), 263–267.
- KOHS (2007): Auswirkungen der Klimaänderung auf den Hochwasserschutz in der Schweiz. Ein Standortpapier der Kommission Hochwasserschutz im Schweizerischen Wasserwirtschaftsverband (KOHS), Wasser Energie Luft, 99, 55–57.
- Nitsche, M., Rickenmann, D., Turowski, J.M., Badoux, A., Kirchner, J.W. (2011): Evaluation of bedload transport predictions using flow resistance equations to account for macro-roughness in steep mountain streams. Water Resources Research, 47, W08513, doi: 10.1029/2011wr010645.
- Nitsche, M., Rickenmann, D., Turowski, J.M., Badoux, A., Kirchner, J.W. (2012): Verbesserung von Geschiebevorhersagen in Wildbächen und Gebirgsflüssen durch Berücksichtigung von Makrorauigkeit. Wasser Energie Luft, 104(2), 129–139.
- Rickenmann, D. (1991): Hyperconcentrated flow and sediment transport at steep slopes. Journal of Hydraulic Engineering, 117(11), 1419-1439.
- Rickenmann, D. (2001): Comparison of bed load transport in torrents and gravel bed streams. Water Resources Research, 37, 3295–3305.

- Rickenmann, D., Recking, A. (2011): Evaluation of flow resistance in gravel-bed rivers through a large field dataset. *Water Resources Research* 47, W07538, doi: 10.1029/2010WR009793.
- Rickenmann D., Heimann F., Böckli M., Turowski J.M., Bieler C., Badoux A. (2014): Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow* in zwei Gebirgsflüssen der Schweiz. *Wasser Energie Luft*, 106(3), 187-199.
- Rickenmann, D., Böckli, M., Heimann, F.U.M., Badoux, A., Turowski, J.M. (2015): Synthesebericht: Das Modell *sedFlow* und Erfahrungen aus Simulationen des Geschiebetransportes in fünf Gebirgsflüssen der Schweiz. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, Schweiz.
- Salveti, A., Pfaundler, M. (2006): Erprobung des Moduls Hydrologie (HYDMOD-F) am Brenno (Bleniotal). Unveröffentlichter Bericht, Dipartimento del Territorio, Ufficio dei corsi d'acqua, Bellinzona, und Bundesamt für Umwelt (BAFU), Bern, Schweiz.
- Stricker B. (2010): Murgänge im Torrente Riascio (TI): Ereignisanalyse, Auslösefaktoren und Simulation von Ereignissen mit RAMMS. Masterarbeit an der Universität Zürich und der Eidg. Forschungsanstalt WSL Birmensdorf.
- Viviroli D., Gurtz J., Zappa M. (2007): The Hydrological Modelling System PREVAH. *Geographica Bernensia* P40, Bern, Institute of Geography, University of Bern, ISBN 978-3-905835-01-0.
- Verein Parc Adula (2009): Managementplan Parc Adula. Erhältlich unter:
http://www.viamalablog.ch/wp-content/uploads/2009/10/Parc_Adula_MP.pdf (letzter Zugriff: 11.11.2014)
- Whittaker, J.G., Hickman, W.E., Croad, R.N. (1988): Riverbed Stabilisation with placed blocks. Report 3–88/3, Central Laboratories, Works and Development Services Corporation, Lower Hutt, NZ.
- Wilcock, P.R., Crowe, J.C. (2003): Surface-based transport model for mixed-size sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(2), 120-128.
- Yager, E.M., Kirchner, J.W., Dietrich, W.E. (2007): Calculating bed load transport in steep boulder bed channels. *Water Resources Research*, 43, W07418, doi:10.1029/2006WR005432.
- Zeller, G. (1964): Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio. In: Beiträge zur Geologie der Schweiz, Hydrologie, Nr. 13, 116p.

8 Anhang

8.1 Wahl der Versteckfunktion

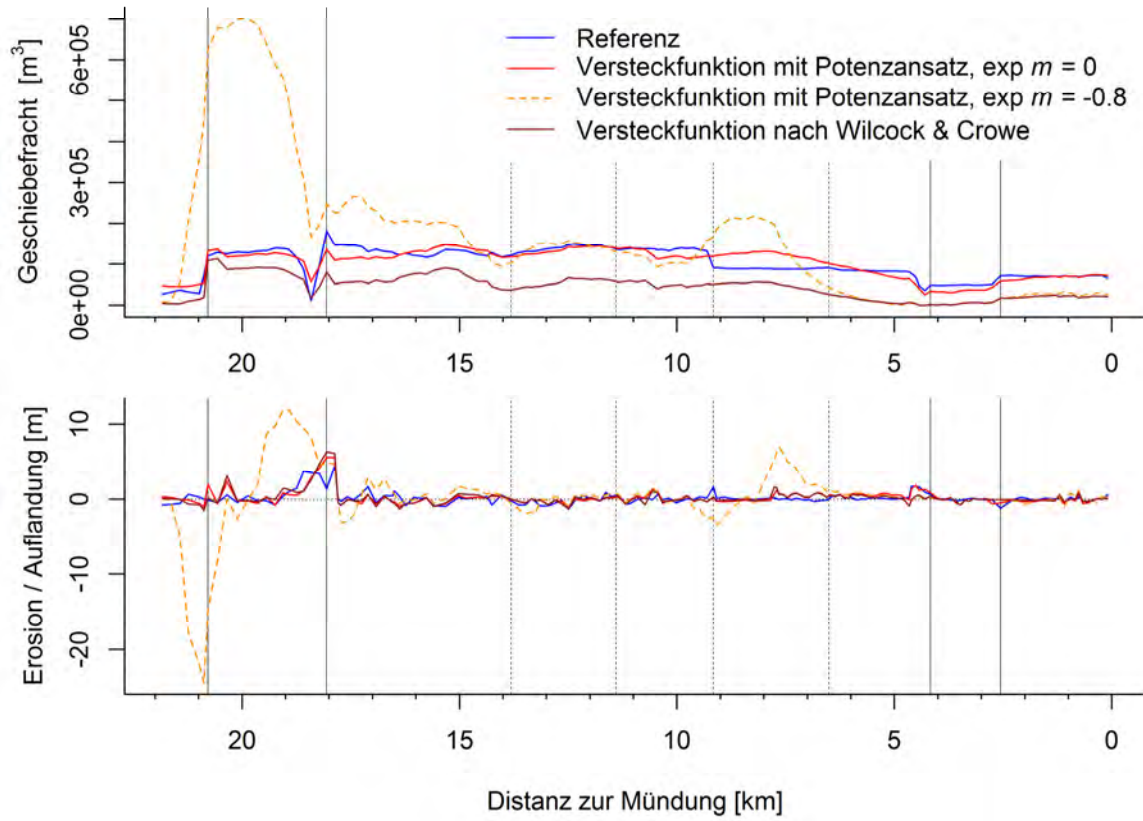


Abb. 28 Vergleich von drei unterschiedlichen Ansätzen für die Versteckfunktion. Gleiche Simulationen für die Eichperiode wie in Abb. 23, hier mit allen Maximalwerten [Ordinate nicht begrenzt].

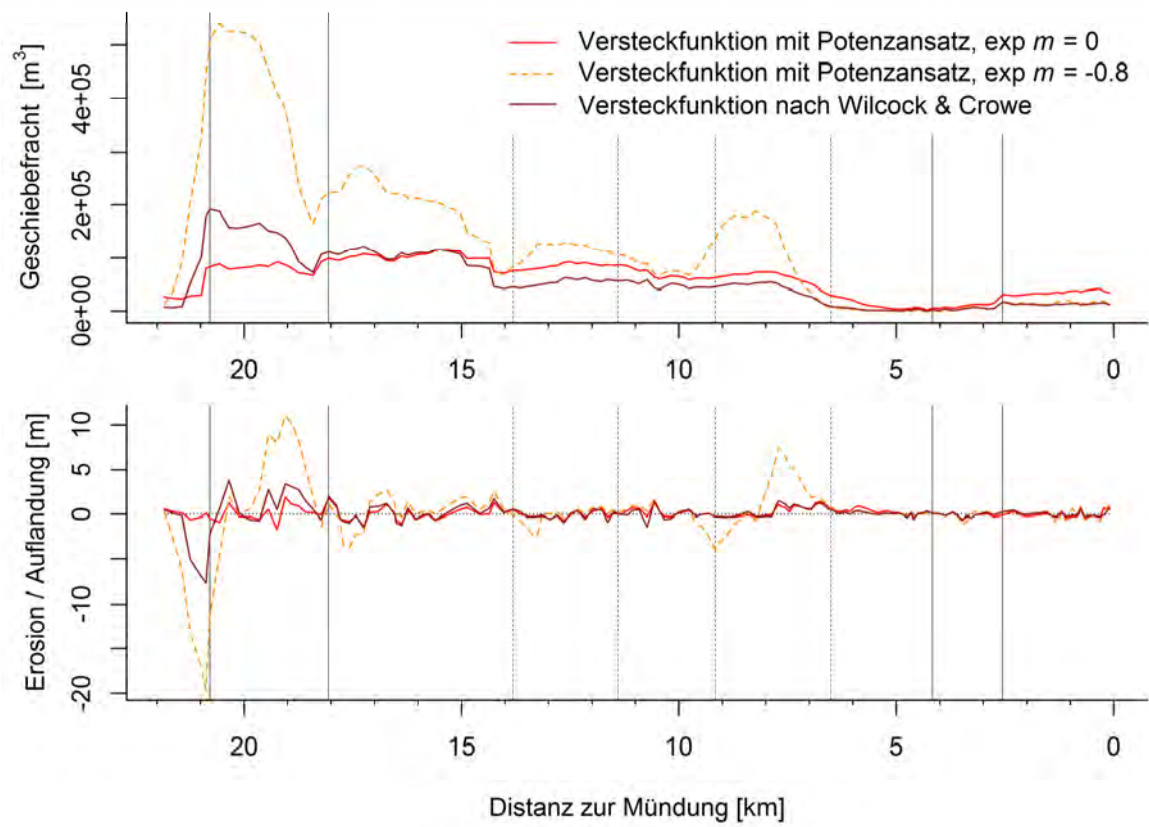


Abb. 29 Vergleich von drei unterschiedlichen Ansätzen für die Versteckfunktion. Gleiche Simulationen für ein Hochwasserereignis wie in Abb. 24, hier mit allen Maximalwerten [Ordinate nicht begrenzt].

8.2 Fotodokumentation

Die Kilometerangaben beziehen sich auf die Distanz zur Mündung in den Ticino (sogenannte BAFU-km; kleinere Abweichungen zu GEWISS-km). Die angegebenen Koordinaten (X,Y; in m) beziehen sich auf das Schweizer Koordinatensystem CH1903.



km 21.5;
X:715'041, Y:153'335



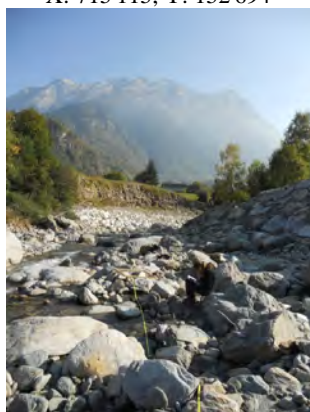
Flachstrecke oberhalb Riasco; km 20.98;
X:715'147, Y:152'856



Mündung Riasco; km 20.875; flussabwärts;
X: 715'115, Y: 152'694



Steilstufe zw. Riasco und Ri di Soi; km 19.85;
X: 715'483, Y: 151'804



km 19.32;
X: 715'602, Y: 151'326



Flachstrecke oberhalb Ri di Soi; km 18.3
X: 715'777, Y: 150'431



km 17.86
X: 715'709, Y: 150'077



Felsschlucht; km 17.72
X: 715'629, Y: 149'944



Grobe Blöcke unterhalb Felsschlucht; km 17.5
X: 715'661, Y: 149'742



km 15.885
X: 715'116, Y: 148'414



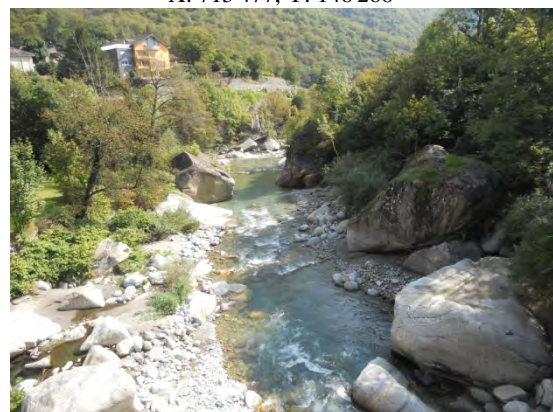
Flachstrecke unterhalb Mündung Uregni; km 14.36
X: 715'229, Y: 146'908



Grobe Blöcke unterhalb Ri di Prugiasco; km 13.63
X: 715'477, Y: 146'266



km 11.74
X: 716'063, Y: 144'584



Von Brücke bei Motto; km 9.28
X: 717'741, Y: 142'893



km 7.16
X: 718'238, Y: 141'285



Oberhalb Mündung Lesgiüna; km 4.48
X: 718'257, Y: 138'602



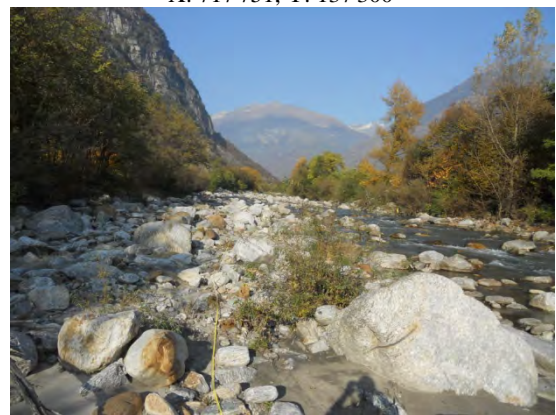
Unterhalb Mündung Lesgiüna; km 4.17
X: 718'218, Y: 138'278



Abflussmessstation Loderio; km 2.91
X: 717'751, Y: 137'300



Grobe Blöcke bei Mündung Crenone; km 2.75
X: 717'686, Y: 137'134



Kurz vor Mündung in den Ticino; km 0.84
X: 717'123, Y: 135'544

Grosse Schliere:

Geschiebetransportsimulationen mit *sedFlow*



Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL

Forschungseinheit Gebirgshydrologie und Massenbewegungen

8903 Birmensdorf, Schweiz

Martin Bökkli, Christian Greber, Dieter Rickenmann

10. März 2015



Eidg. Forschungsanstalt für Wald,
Schnee und Landschaft WSL

Inhalt

1	Einleitung	2
1.1	Ziele der Simulationsberechnungen	2
1.2	Simulierter Gerinneabschnitt.....	2
2	Grundlagen	4
2.1	Beobachtungen zum Geschiebetransport	4
2.2	Hydrologie.....	5
2.3	Kornverteilungen.....	7
2.4	Gerinnegeometrie	8
2.5	Geschiebeeintrag durch Seitenzubringer und Rutschungen	9
3	Simulationen für die Eichperiode Hochwasser 2005.....	11
3.1	Abflussberechnung und Geschiebetransportformel.....	11
3.2	Input für die Periode 2005	11
3.3	Simulationsresultate Geschiebetransport für die Eichperiode.....	12
4	Simulationsresultate für die Validierungsperiode.....	15
4.1	Input für die Periode 2002-2003.....	15
4.2	Simulationsresultate Geschiebetransport für die Periode 2002–2003	15
4.3	Input für die Periode 2003-2004.....	16
4.4	Simulationsresultate Geschiebetransport für die Periode 2003-2004.....	16
5	Sensitivitätsbetrachtung	18
6	Literaturverzeichnis.....	24

1 Einleitung

1.1 Ziele der Simulationsberechnungen

Mit dem an der WSL entwickelten Modell *sedFlow* wurden Geschiebetransportsimulationen an der Grossen Schliere durchgeführt. Die Hauptziele dieses Berichtes sind:

- Präsentation der Grundlagendaten zu den Geschiebetransportberechnungen in der Grossen Schliere
- Präsentation der Resultate zu folgenden Berechnungen:
 1. Kalibrierung des Modelles anhand des Ereignisses vom August 2005
 2. Validierung des Modelles anhand von Daten zum Geschiebetransport für die Jahre 2002 und 2003
 3. Betrachtung der Sensitivität der simulierten Geschiebefracht in Bezug auf verschiedene Modellparameter und Eingabedaten

Für die Kalibrierung des Modelles wurde v.a. die bis zum Sammler Schlierenrüti transportierte Geschiebefracht beim Hochwasserereignis vom August 2005 abgeschätzt. Die hier dargestellten Arbeiten wurden im Rahmen des BAFU (GHO) Projektes „Feststofftransport in Gebirgseinzugsgebieten“ (Vertrags-Nr. 11.0026.PJ/ K154-7241) durchgeführt. Der Bericht basiert im Wesentlichen auf den Resultaten der an der WSL und ETH durchgeführten Masterarbeit von Christian Greber (Greber, 2013).

1.2 Simulierter Gerinneabschnitt

Die Grosse Schliere befindet sich im Kanton Obwalden und hat eine Einzugsgebietsfläche von 26.5 km² (bis zum Sammler Schlierenrüti) (Abb. 1). Sie entspringt auf einer Höhe von 1600 m ü.M. und mündet auf einer Höhe von 445 m ü.M. in die Sarner Aa. Die Simulationsstrecke erstreckt sich vom Rossboden bis zum Geschiebesammler Schlierenrüti und hat eine Länge von 11.6 km. Die mittlere Gerinneneigung liegt bei 7.7 %. Das gesamte Einzugsgebiet der Grossen Schliere liegt unterhalb der Baumgrenze und weist deshalb auch keine vergletscherten Flächen auf. Das Gerinne ist stark verbaut. Entlang des untersten Kilometers befindet sich eine Schwellentreppe mit Zwischenabständen von 20 bis 30 m. Auch die Ufer sind hier hart verbaut. Der zweite Kilometer oberhalb des Geschiebesammlers ist mit Buhnen befestigt. Weiter flussaufwärts hat es eine Vielzahl von grösseren und kleineren Sperren mit Absturzhöhe von bis zu 12 m. Auch die grösseren Seitenzubringer sind zum Teil stark ausgebaut.

1.3 Das Geschiebetransport-Simulationsprogramm *sedFlow*

Das Geschiebetransportsimulationsprogramm *sedFlow* wurde an der WSL im Rahmen des Projektes SEDRIVER entwickelt (Heimann et al., 2015a; 2015b). Es wurde speziell für Berechnungen in Gebirgsflüssen konzipiert, mit den folgenden wesentlichen Elementen: (i) Berücksichtigung neuer Ansätze zur Berechnung des Geschiebetransportes in steilen Gerinnen mit Makrorauigkeit, (ii) Berechnung von fraktionsweisem Transport, (iii) schnelle Berechnungszeiten zur Modellierung ganzer Einzugsgebiete und zur Szenarien-Analyse mit automatisierten Simulationsberechnungen vieler Varianten bezüglich der Eingabeparameter.

Das Programm *sedFlow* ist im Synthesebericht zu den Anwendungen von *sedFlow* in Schweizer Gebirgsflüssen (Rickenmann et al., 2015) näher beschrieben, eine ausführliche Beschreibung findet sich auch in Heimann et al. (2015a) und eine zusammenfassende Beschreibung in Rickenmann et al. (2014).

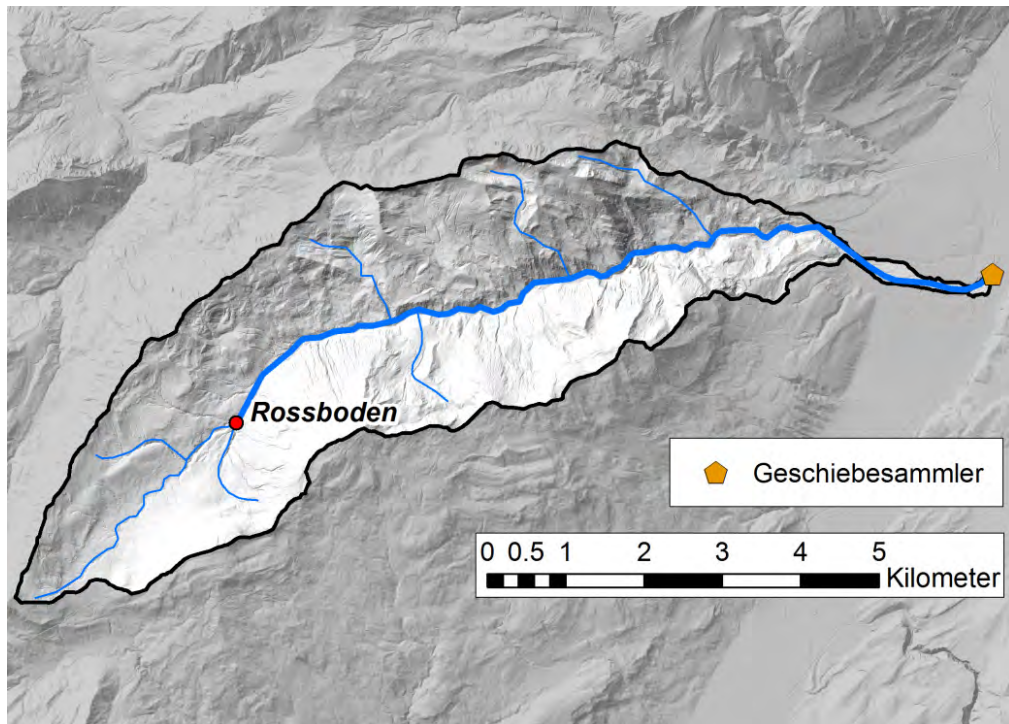


Abb. 1 Übersicht über das Einzugsgebiet der Grossen Schliere. Dargestellt sind der simulierte Gerinneabschnitt (blau, dick) und die wichtigsten Seitenzubringer. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (JA100118).

2 Grundlagen

2.1 Beobachtungen zum Geschiebetransport

Für die Kalibrierung und Validierung des Modelles liegen Daten zu Feststoffentnahmen aus dem Geschiebesammler Schlierenrüti vor. Der teilweise natürliche Geschiebeablagerungsplatz (Sammler) befindet sich am unteren Ende der simulierten Untersuchungsstrecke. Diese Schätzungen der entnommenen Geschiebefrachten sind in der SOLID-Datenbank des BAFU (Stand 25.2.2013) dokumentiert (Tabelle 1). Dabei sind die Entnahmemengen verschiedener Perioden zwischen 1984 und 2007 angegeben. Fehlende Angaben bedeuten, dass keine Daten vom Kanton ans BAFU übermittelt wurden. In Jahren mit einer Nullmessung wurde keine Entnahme vorgenommen (schriftl. Mitteilung, A. Grasso). Ablagerungen können jedoch auch in dieser Zeit vorgekommen sein. Von Herrn B. Amstutz (schriftl. Mitteilung) des Ingenieurbüros ZEO AG wurde eine zusätzliche Liste mit Geschiebeentnahmen zur Verfügung gestellt (Tabelle 2). Das Büro ZEO ist seit vielen Jahren für die flussbauliche Betreuung der Grossen Schliere zuständig. Die Liste in Tabelle 2 ist etwas detaillierter in Bezug auf Entnahmeort, Zeitpunkt sowie Grund der Geschiebeentnahme. Sie deckt sich aber nur teilweise mit der Liste der SOLID-Datenbank. Die deutlichste Diskrepanz besteht für die SOLID-Periode von Januar bis September 2005. Gemäss SOLID-Datenbank wurden in dieser Zeit 57'000 m³ Geschiebe entnommen. In der Auflistung von ZEO wird für diese Periode jedoch keine Entnahme angegeben. Dies deckt sich auch mit den Aussagen des Revierförsters R. Wallimann (mündl. Mitteilung), wonach die Sammlerleerung normalerweise nicht direkt nach Ereignissen erfolgt. Deshalb liegt die Annahme nahe, dass es sich beim Wert der SOLID-Datenbank um eine Abschätzung des verfrachteten Materials während des Ereignisses 2005 handelt. Auch der Eintrag in der SOLID-Datenbank für die Periode von September bis Dezember 2005 dürfte dem Ereignis 2005 zuzuordnen sein.

Tabelle 1 Geschiebefracht-Entnahmen aus der Grossen Schliere gemäss SOLID-Datenbank des BAFU.

Total [m ³]	Geschiebefracht [m ³]	Holz [m ³]	Start Beobachtungszeitraum	Ende Beobachtungszeitraum
25'600	25'600	0	1. Jan 1984	31. Jan 2002
5'100	5'100	0	1. Jan 2003	31. Dez 2003
0	0	0	1. Jan 2004	31. Dez 2004
57'100	57'000	100	1. Jan 2005	15 Sep 2005
19'400	19'400	0	16 Sep 2005	31 Dez 2005
0	0	0	1. Jan 2007	31 Dez 2007

Tabelle 2 Geschiebefracht-Entnahmen gemäss Ingenieurbüro ZEO (angepasst nach schriftl. Mitteilung, B. Amstutz). *San.* = Sanierung; *HSK* = Hochwasserschutzkanal; *oh* = oberhalb

Jahr	Zeitpunkt	Ort	Geschiebefracht [m ³]	Bemerkung
1985	März/Mai	Sammler	51'460	
2002	Jan/Feb	Sammler	25'664	
	Feb	Kanal oh Kantonsstrasse	2'290	
2003	Juni/Juli	Kanal Brünigbahn bis Sammler	5'112	
2005	Okt/Nov	Kanal Bereich Zentralbahn	4'728	HW 2005
	Herbst	Sammler	12 – 15'000	San. HSK + Samneraa
2006	Okt	Sammler	300	Korp Kägiswil
	Nov	Kanal Zentralbahn bis Sammler	2'472	San. Kanal
2008	Feb	Sammler	24'015	HW 2005
	Okt	Kanal Bereich Zentralbahn	3'399	HW 2008
	Nov	Kanal oh + Kantonsstrasse abwärts	1'904	San. Kanal

Da es sich um einen natürlichen, grossflächigen Sammler handelt, wird bei den Entnahmen nach der Baggerung nicht immer die gleiche Kote erreicht (mündl. Mitteilung R. Wallimann; schriftl. Mitteilung B. Amstutz), was eine Unsicherheit bezüglich der beobachteten Frachten beinhaltet. Zudem könnte beim Hochwasser 2005 auch ein Teil der Gesamtfracht durch den Sammler hindurch transportiert worden sein. Aufgrund aller Unsicherheiten wird hier mit einer Geschiebefracht während des Hochwasserereignisses 2005 von 50'000-80'000 m³ gerechnet.

2.2 Hydrologie

BAFU-Abflussmessungen

Die BAFU-Messstation Chilch-Erli in Alpnach ist seit 1979 in Betrieb und liefert Abflussdaten der Kleinen Schliere. Die Hochwasserstatistik beruht auf einer 34-jährigen Messreihe von 1979 bis 2012. Die grösste Hochwasserspitze mit einem Wert von 89 m³/s wurde während des Hochwasserereignisses von 2005 gemessen und entspricht ungefähr einem 100-jährlichen Ereignis (Abb. 2). Im Einzugsgebiet der Grossen Schliere befindet sich keine Abfluss-Messstation.

Jährlichkeit [Jahre]	Abfluss [m ³ /s]
2	23
5	34
10	44
30	63
50	73
100	90
300	123

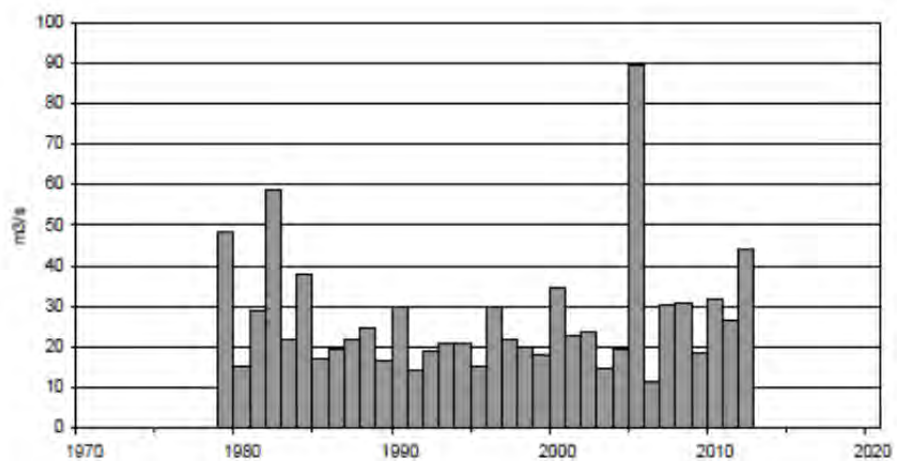


Abb. 2 Hochwasserstatistik und gemessene Hochwasserspitzen der gesamten Beobachtungsperiode 1979 – 2012 an der Messstation Chilch-Erli in Alpnach. (Quelle: hydrodaten.admin.ch)

Vergleichbarkeit der Grossen und Kleinen Schliere

Die Einzugsgebiete der Grossen und Kleinen Schliere liegen direkt nebeneinander. Die Oberflächenbedeckung weist bei beiden Einzugsgebieten einen relativ grossen Waldanteil, wenig vegetationslose Fläche und keine Vergletscherungen auf. Auch die mittlere Höhenlage ist vergleichbar. Die Fläche des Einzugsgebietes der Kleinen Schliere beträgt bei der Abflussmessstation Alpnach, Chilch-Erli 21.8 km². Bei der unteren Grenze der Untersuchungsstrecke der Grossen Schliere, direkt oberhalb des Geschiebesammlers, beträgt die Fläche 26.5 km². Da die beiden Einzugsgebiete sehr ähnlich sind, scheint eine Schätzung des Abflusses der Grossen Schliere auf der Basis der Daten der Kleinen Schliere vertretbar und sinnvoll. Dies ist aufgrund der fehlenden Abflussmessung bei der Grossen Schliere wichtig.

Anpassung der Abflussdaten für die Grosse Schliere

Das Einzugsgebiet der Grossen Schliere ist um einen Faktor 1.21 grösser als dasjenige der Kleinen Schliere. Mit diesem Faktor müsste der gemessene Abfluss der Kleinen Schliere vergrössert werden, wenn eine lineare Flächenskalierung angenommen würde.

Mit dem Programm HQx_meso_CH (BWG, 2003) zur Bestimmung von Hochwasserspitzen in mesoskaligen Einzugsgebieten der Schweiz (10 –500 km²) wurden Abflüsse verschiedener Jährlichkeiten für die Grosse Schliere berechnet. Diese Werte wurden mit den gemessenen Werten der Kleinen Schliere verglichen. Es zeigte sich, dass der Vergrößerungsfaktor umso kleiner wird, je grösser das Ereignis ist. Für ein HQ₁₀₀ erhält man einen Faktor von 1.11 und für ein HQ₁₀ einen Faktor von 1.44. Dass der Faktor für kleine Abflüsse grösser ist als der Flächenfaktor, erscheint nicht plausibel. Für die Umrechnung wird daher eine Beziehung postuliert, welche für kleine Abflüsse den Flächenfaktor von 1.21 und für ein HQ₁₀₀ den mittels HQx_meso_CH abgeleiteten Faktor von 1.11 verwendet. Dazwischen wird eine lineare Funktion angenommen (Gleichung 1).

$$f = 1.21 - 0.0011 * Q_{\text{Kleine Schliere}} \quad (1)$$

f = Vergrößerungsfaktor

$Q_{\text{Kleine Schliere}}$ = gemessener Abfluss an der Kleinen Schliere [m³/s]

Verwendete Hydrologie

Um einen Abfluss an mehreren Stellen im Gerinne zu erhalten, wurde das Einzugsgebiet der Grossen Schliere in sieben Teileinzugsgebiete aufgeteilt (Abb. 3). Dabei wurden mehrere kleine, seitliche Wildbacheinzugsgebiete jeweils zu einem grösseren zusammengefasst. Der berechnete Abfluss wurde flächenanteilmässig auf die verschiedenen Teileinzugsgebiete aufgeteilt. Der zusätzliche Abfluss, der durch die Seitenbäche in die Grosse Schliere gelangt, wird im Modell also an sechs fiktiven Orten ins Gerinne eingespeist.

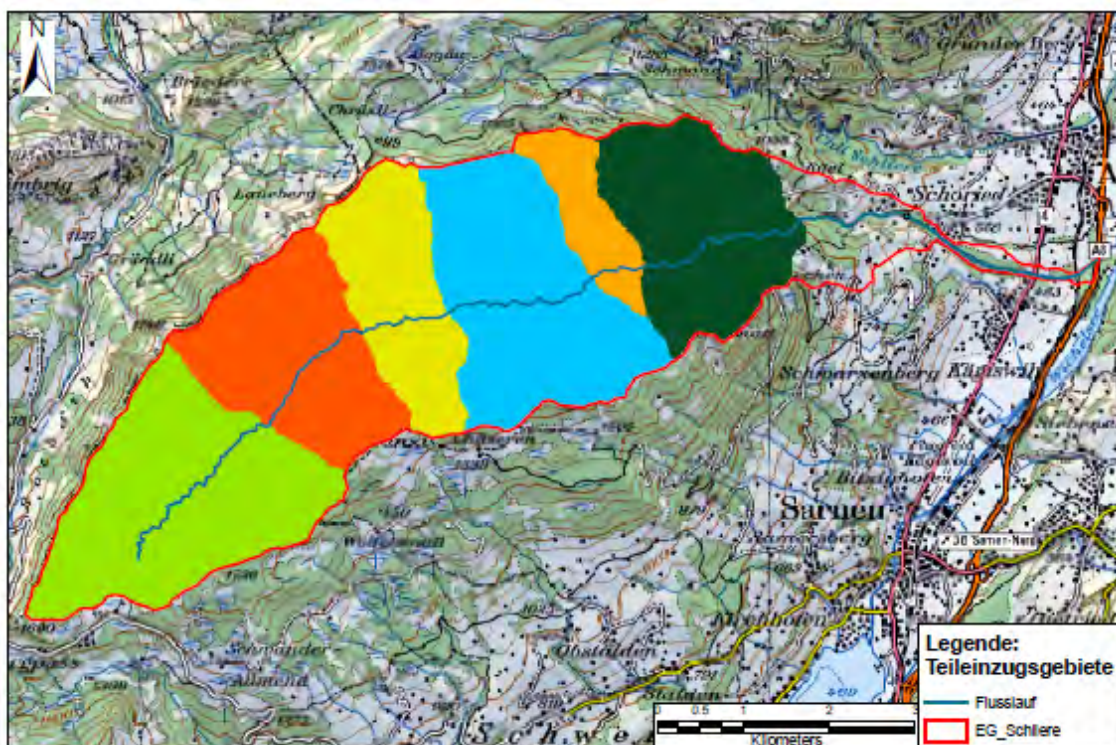


Abb. 3 Teileinzugsgebiete für die Geschiebetransportsimulationen mit sedFlow.

Verifizierung mit PREVAH-Simulationen

Um die Ähnlichkeit der Einzugsgebiete der Grossen und der Kleinen Schliere zu prüfen, wurden Niederschlag-Abfluss-Simulationen mit dem Modell PREVAH (Viviroli et al., 2007) durchgeführt. Dabei wurde Folgendes festgestellt: i) Die PREVAH-Simulation unterschätzt die für den Geschiebetransport entscheidenden mittleren und grossen Abflüsse in der Kleinen Schliere; ii) Die Abflussspitzen treten in den beiden Einzugsgebieten meist gleichzeitig auf und der relative Unterschied zwischen den Abflüssen der beiden Einzugsgebiete bleibt über die Simulationsperiode annähernd konstant (Abb. 4). Dies lässt darauf schliessen, dass das Niederschlags-Abfluss-Verhalten in beiden Gebieten ähnlich ist. Aus diesen Erkenntnissen folgern wir, dass a) Die Resultate der PREVAH-Simulationen nicht geeignet wären für Geschiebetransportsimulationen in der Grossen Schliere und b) Die Umrechnung der Messdaten der Kleinen Schliere auf das Einzugsgebiet der Grossen Schliere als plausibel betrachtet werden kann.

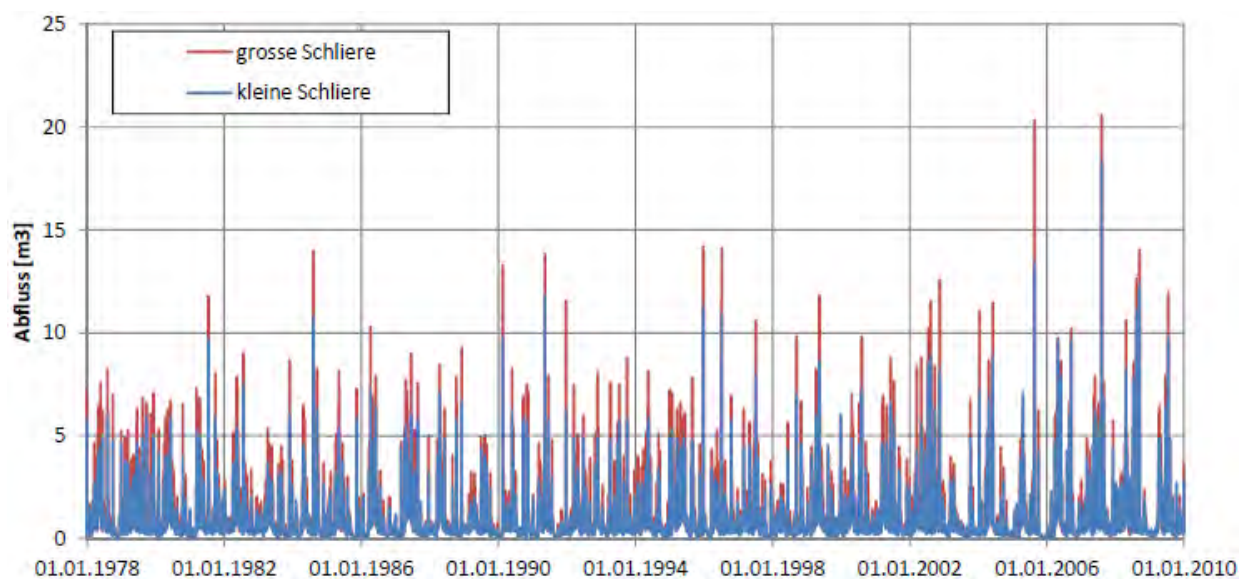


Abb. 4 Vergleich der mit PREVAH simulierten Abflüsse für die Grosse und die Kleine Schliere im Zeitraum 1978-2010.

2.3 Kornverteilungen

Zur Bestimmung der Kornverteilungen wurden an 29 Stellen entlang des simulierten Gerinneabschnittes Linienproben aufgenommen. Das Gerinne wurde nach den Faktoren Gerinneneigung, Gerinnebreite und Lage der Seitenzubringer in quasi-homogene Abschnitte unterteilt. Für jeden Abschnitt wurden mehrere Linienzahlanalysen aufgenommen und daraus eine repräsentative Kornverteilung erstellt (Abb. 5). Die Linienzahlanalysen wurden dabei einzeln ausgewertet und danach gemittelt. Für die Geschiebetransportberechnungen mit *sedFlow* wurden die Linienzahlanalysen in eine gröbere Kornverteilung der Deckschicht und eine feinere Kornverteilung der Unterschicht umgerechnet, wobei der Feinanteil für Korngrößen mit $D < 1\text{cm}$ bei der Deckschicht auf 10 % und bei der Unterschicht auf 25 % festgesetzt wurde. Die Standortwahl für die Durchführung der Linienproben wurde durch die Schneeschmelze, welche zu einem erhöhten Abfluss führte, erschwert. Die vorhandenen trockenen Bereiche waren begrenzt, weshalb auch an weniger optimalen Standorten Proben aufgenommen wurden.

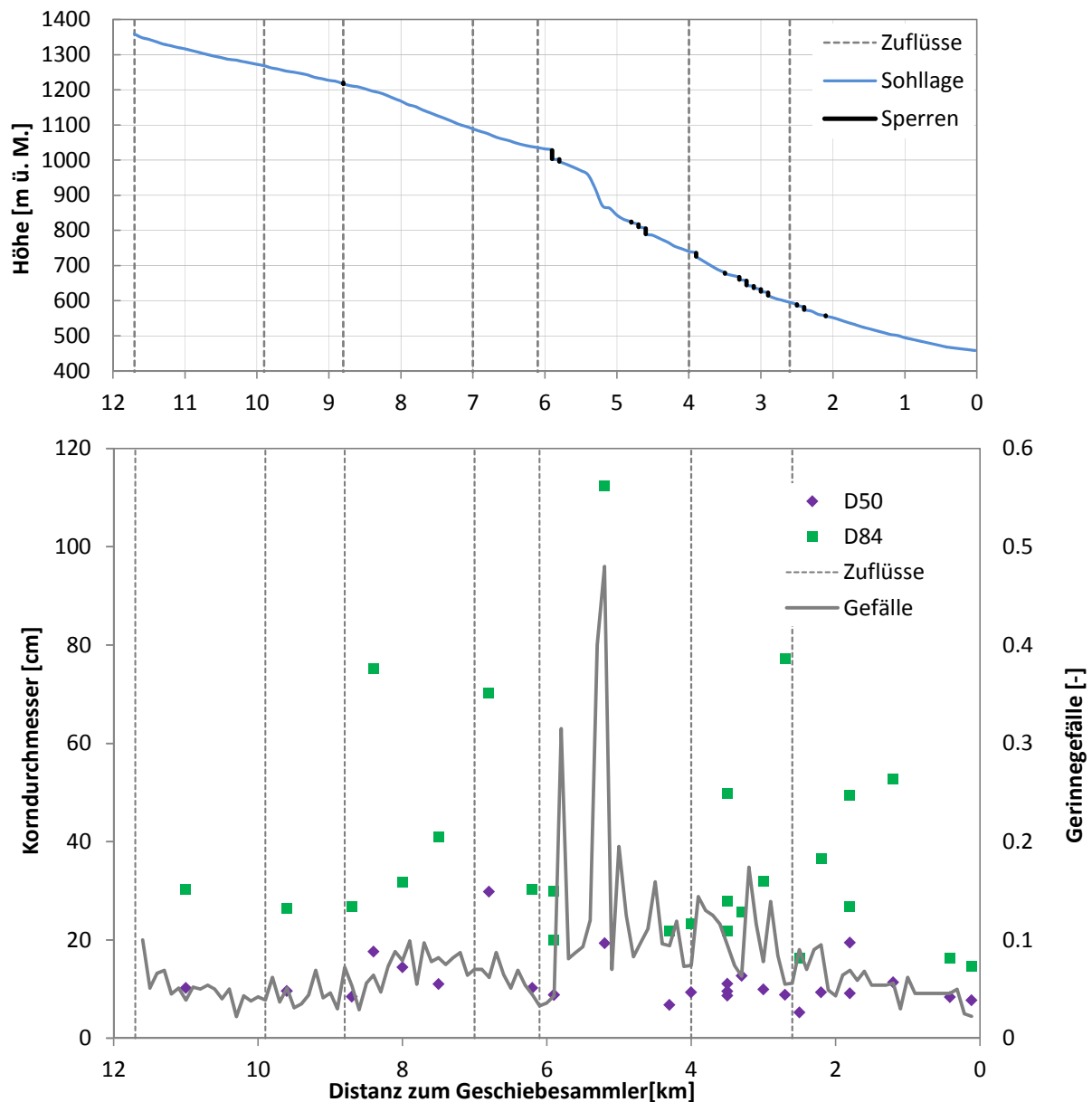


Abb. 5 Charakteristische Korndurchmesser D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht der von der WSL aufgenommenen Kornverteilungen in der Simulationsstrecke in der Grossen Schliere. Zusätzlich angegeben sind das Gerinnegefälle und das Längsprofil der Grossen Schliere.

2.4 Gerinnegeometrie

Die Abflussbreite und die Höhe der Gerinnesohle wurden zuerst mittels Höhenmodell und Luftbildern abgeschätzt und später an die Resultate der Vermessungen (eigene Feldbegehungen) angepasst. Die Höhe und die Gerinnebreite wurden jeweils alle 100 m aufgenommen. Dabei wurde der aktuelle Zustand des Gerinnes aufgenommen, welcher nicht mit der Gerinnegeometrie vor dem letzten grossen Hochwasserereignis 2005 übereinstimmen muss und somit eine gewisse Unsicherheit beinhaltet.

Gerinnebreite

Die Gerinnebreite wurde anhand von Luftbildern (swissimage 2011) bestimmt. Aus dem Luftbild ist nicht immer klar ersichtlich, wo die seitliche Begrenzung des Flusses liegt. Der Grund dafür liegt in dem zum Teil sehr starken Schattenwurf während der Bildaufnahme. Da die Bäume teilweise sehr nah am Ufer stehen, kann der Uferbereich dort nicht genau bestimmt werden. Um die im Büro ermittelten

Breiten mit der Realität zu vergleichen, wurden Feldmessungen durchgeführt. Aufgrund dieser Daten wurden die erhobenen Breiten teilweise angepasst.

Längsprofil

An den Standorten der gewählten Querprofile wurde die mittlere Sohlenhöhe aus dem digitalen Geländemodell (DTM-AV, 2012) bestimmt und daraus das Gerinnegefälle berechnet. Die Gerinnegefälle zwischen den Profilen variieren von 2.2 % im untersten Bereich bis zu 48 % in der steilen Felsstrecke. Das durchschnittliche Gerinnegefälle beträgt 7.7 % (Abb. 5).

Sperren und Schwellen

Die Grosse Schliere wurde mit vielen Sperren und Schwellen verbaut. Für die Modellierung mit *sedFlow* sind diese wichtig. Ohne Sperren wäre das für den Geschiebetransport relevante Netto-Gefälle zwischen den Profilen viel grösser. Die Sperren wurden mittels GPS eingemessen und deren Absturzhöhe aufgenommen. Als Absturzhöhe wurde die Distanz zwischen der Oberkante und dem Unterwasserspiegel gemessen. Bei der Modellierung der Sperren wurde am betreffenden Querprofil die Sperrenoberkante fixiert. Die aktuelle Unterkante der Sperre wurde ebenfalls eingegeben, bleibt aber variabel. Die Eingabe einer Sperre ist nur bei einem definierten Querprofil möglich. Für die Modellierung wurden deshalb nahe beieinander liegende Sperren zusammengefasst, indem die Absturzhöhen addiert wurden. Dadurch wird der Rechenaufwand und infolge dessen die Berechnungszeit gering gehalten, da die Berechnungsdauer direkt mit dem Querprofilabstand zusammen hängt. Im Bereich der Schwellentreppe (unterster Kilometer) hat es viele Schwellen mit Absturzhöhen zwischen 35 und 50 cm. Diese wurden nicht einzeln berücksichtigt, um die Eingabe möglichst einfach zu halten. Dafür wurde der unterste Punkt in der Simulation um die kumulierte Absturzhöhe der Schwellentreppe angehoben und so das Netto-Gefälle über die ganze Strecke der Schwellentreppe reduziert.

2.5 Geschiebeeintrag durch Seitenzubringer und Rutschungen

Der Geschiebeeintrag in die Grosse Schliere durch Seitengerinne ist aufgrund der starken Verbauung der Bäche eher von geringer Bedeutung (mündl. Mitteilung R. Wallimann). Entscheidender für den Geschiebehaushalt der Grossen Schliere ist der Eintrag ins Gerinne durch Rutschungen. Für die Eich- und Validierungsperioden (HW 2005; 2002 und 2003) wurden in Ereignisberichten und der Unwetterdatenbank (StorMe, 2013) dokumentierte Rutschungen gesucht. Dabei wurden nur Rutschungen mit einem Volumen grösser als 5000 m³ berücksichtigt. Für das Hochwasser 2005 (Belop, 2006) sind drei Rutschungen von Interesse (Tabelle 3): i) Teufibachwald mit einem Volumen von 112'500 m³, ii) Fallhörnli mit einem Volumen von 450'000 m³ und iii) Mättlibach mit einem Volumen von 50'000 m³. Aufgrund der Lage im Hang und Aussagen des Försters (R. Wallimann) wurden nur 25 % der Rutschung beim Teufibachwald und 10 % der Rutschung beim Mättlibach als Geschiebeeintrag ins Gerinne angenommen. Beim Fallhörnli wurde mit einem Geschiebeeintrag von 40'000 m³ gerechnet (hier waren widersprüchliche Angaben in StorMe (2013) und dem Ereignisbericht des Kantons Obwalden (Belop, 2006) vorhanden).

Tabelle 3 Seitliche Sedimenteinträge durch Rutschungen in die Grosse Schliere während des Hochwasserereignisses von 2005

Name	Distanz zum Geschiebesammler [km]	Volumen Rutschung [m ³]	Berücksichtigtes Volumen für die Simulationen [m ³]
Teufibachwald	7.1 – 7.2	112'500	9'000
Mättlibach	6.1	50'000	10'000
Fallhörnli	5.0 – 5.2	450'000	40'000

Für das Jahr 2002 wurden drei Rutschungen mit einem Volumen von jeweils mindestens 5'000 m³ im StorMe Naturereigniskataster gefunden. Alle drei Rutschungen sind praktisch am selben Ort im Bereich Wittenmatt (km 6.9) niedergegangen. Die erste Rutschung geschah im Juli 2002. Darauf folgten eine im August und eine weitere im November 2002. Das Volumen betrug insgesamt 25'000 m³. Da diese Rutschungen nicht direkt ins Gerinne mündeten, wurden sie für die Geschiebetransportsimulationen nur zu 50 % berücksichtigt. Für das Jahr 2003 konnte keine bedeutende Rutschung gefunden werden.

3 Simulationen für die Eichperiode Hochwasser 2005

3.1 Abflussberechnung und Geschiebetransportformel

Bei der Grossen Schliere wurde die Abflussveränderung entlang des Gerinnes wegen vielen Abschnitten mit Gerinnegefällen S grösser als 1 - 2 % und kleinen relativen Abflusstiefen mit dem Fliessgesetz von Ferguson (2007) in der q -basierten Version von Rickenmann und Recking (2011) (entspricht Gl. 1a)¹ und mit der Annahme Normalabfluss und einer vereinfachten hydraulischen Berechnung (Option iii) bestimmt.

Bei der Kalibrierung wurden mehrere im Modell *sedFlow* implementierte Formelsätze für den Geschiebetransport getestet. Mit der Geschiebetransportformel von Rickenmann (2001)(Gl. 2a), in Kombination mit dem reduzierten Energieliniengefälle nach Rickenmann und Recking (2011)(Gl. 4), konnten für die Grosse Schliere plausible Resultate erhalten werden. Für diese Bestvariante wurde ohne Versteckfunktion gerechnet (d.h. Gl. 3a mit einem Exponenten $m = 0$ verwendet), und der Grenzwert (minimale kritische dimensionslose Sohlenschubspannung bei Transportbeginn) zu $\theta_{c50,min} = 0.04$ gesetzt.

3.2 Input für die Periode 2005

Für die Eichung des Modelles anhand des Ereignisses von 2005 wurde die Periode vom 01.01.2005 - 17.09.2005 simuliert. Das Hochwasserereignis dauerte vom 20.08. - 22.08.2005, wobei die Abflussspitze von 96.6 m³/s am 22.08. um 01:00 Uhr erreicht wurde. Für die Kornverteilung wurden die vorhandenen Ergebnisse der Linienzahlanalyse verwendet (siehe Kap. 2.3). Für die Kornverteilungen und die Gerinnegeometrie wurden im Verlauf der Eichung kleinere Änderungen vorgenommen. Die während und nach dem Ereignis beobachteten, grösseren Rutschungen wurden als Sedimentganglinien eingespeist (Tabelle 3). Die Rutschung beim Mättlibach wurde beim einem Profil (km 6.1), die beim Teufibachwald über zwei Profile (km 7.1 – 7.2) und diejenige beim Fallhörnli über drei Querprofile verteilt (km 5.0 – 5.2) eingespeist.

Im Bereich unterhalb der grossen Wildbachsperrern bei km 5.8 und km 5.9 kam es während der ersten Simulationen zu unrealistisch hohen Sohlenerosionen. Deshalb wurde hier im Verlauf der Eichung die Mächtigkeit des erodierbaren Sohlenmaterials auf 3 m beschränkt.

Der Geschiebeeintrag in die Grosse Schliere durch Seitengerinne ist aufgrund der starken Verbauung der Bäche eher von geringer Bedeutung. Im Modell wurde trotzdem mit einem fluvialen Eintrag ins Gerinne gerechnet. Der berechnete Geschiebeeintrag durch die Seitenbäche während des Ereignisses 2005 bewegt sich dabei zwischen 2'000 m³ und 13'000 m³. Der Eintrag ins Gerinne erfolgte in den Simulationen nicht an den Orten, an denen in Realität Seitenbäche vorhanden sind, sondern an den sechs fiktiven Stellen, bei denen zusätzliche Ganglinien eingespeist werden (siehe Kap. 2.2, Verwendete Hydrologie).

Die Absturzhöhen bei den einzelnen Schwellen entlang des untersten Kilometers der Untersuchungsstrecke wurden nur mit 5 respektive 7 cm berücksichtigt (anstelle von im Jahre 2013 gemessenen Werten von 35 und 50 cm), weil angenommen wurde, dass die Schwellen beim Hochwasser 2005 weitgehend mit Geschiebe eingedeckt waren, was durch Videofilme von der Grossen und Kleinen Schliere als plausibel erscheint (YouTube, 2010).

¹ Alle Verweise auf Gleichungen (bzw. Gl.Nr. sowie abgekürzte Variablen) und Optionen der hydr. Berechnung beziehen sich auf den Synthesebericht (Rickenmann et al., 2015)

3.3 Simulationsresultate Geschiebetransport für die Eichperiode

Für die Eichperiode wurden die Geschiebefracht, die Sohlenänderung sowie die Entwicklung des Gerinnegefälles und der charakteristischen Korndurchmesser D_{50} und D_{84} ausgewertet (Abb. 6). Am oberen Ende der Simulationsstrecke wird ungefähr $40'000 \text{ m}^3$ Geschiebe in die Grosse Schliere eingetragen. Das zugeführte Geschiebe wird bis zum nächsten Seitenzubringer grösstenteils abgelagert. Aufgrund dieser Ablagerung kommt es bis zu 4 m Auflandung. Bei der obersten eingetragenen Rutschung (Teufibachwald, km 7.1 – km 7.2) erkennt man, dass das zugeführte Material nicht gross weiter transportiert wird, da es zu Auflandung kommt. Dasselbe gilt bei der Rutschung beim Mättlibach (km 6.1).

Bei der untersten Rutschung (km 5.2 – km 5.0) beim Fallhörnli wird der bei km 5.2 eingespeiste Teil des Materials weiter transportiert und es kommt zusätzlich zu Tiefenerosion. Bei den unteren beiden Einspeisungsprofilen und bis zu den nächsten Schwellen findet Auflandung statt. In diesem Bereich wurde das Gerinne durch den Sedimenteintrag durch die Rutschung tatsächlich um einige Meter angehoben (mündl. Mitteilung, R. Wallimann). Weiter unten zwischen km 4 und 2 treten meist bei den Profilen oberhalb von Schwellen Auflandungen auf. Hinter den Schwellen folgt dann jeweils eine Erosionsstrecke. Diese Tendenz wurde von B. Amstutz bestätigt (schriftl. Mitteilung). Direkt unterhalb des Geissfussstegs bei km 2.1 entstand beim Hochwasser 2005 eine Erosion von 2 bis 3 m (mündl. Mitteilung, R. Wallimann). Dies wird vom Modell sehr gut abgebildet. Im Bereich der Sperrentreppe bis zum Geschiebesammler ergibt sich wie erwartet eine Auflandung.

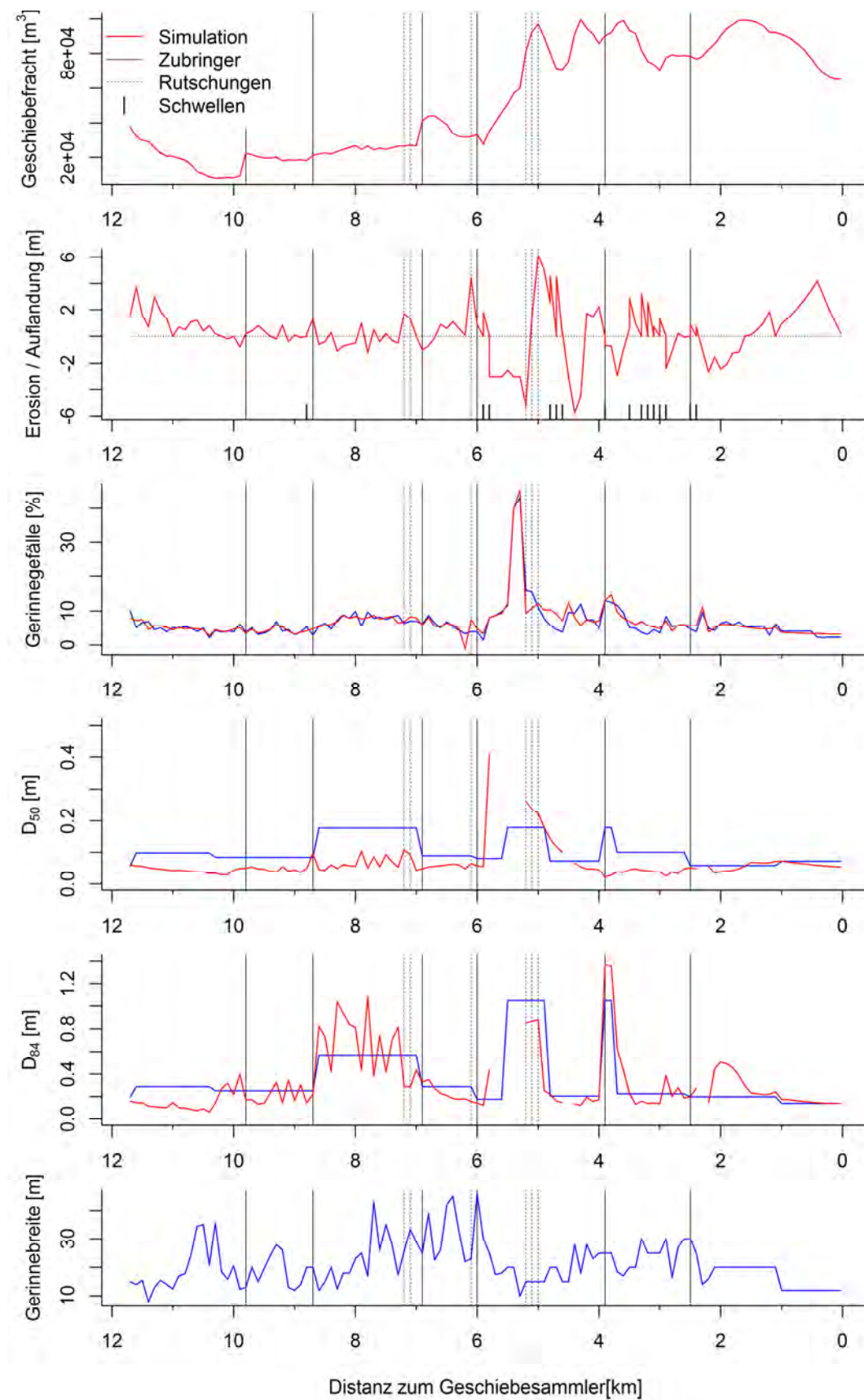


Abb. 6 Simulationsergebnisse der Bestvariante für die Eichperiode vom 01.01.2005 – 17.09.2005 berechnet mit der Transportformel von Rickenmann (2001). Dargestellt sind die akkumulierte Geschiebefracht, die Sohlenveränderung bzw. die Erosion und Auflandung, das Gerinnegefälle, die charakteristischen Korngrößen D_{50} und D_{84} sowie die Gerinnebreite entlang der Untersuchungsstrecke.

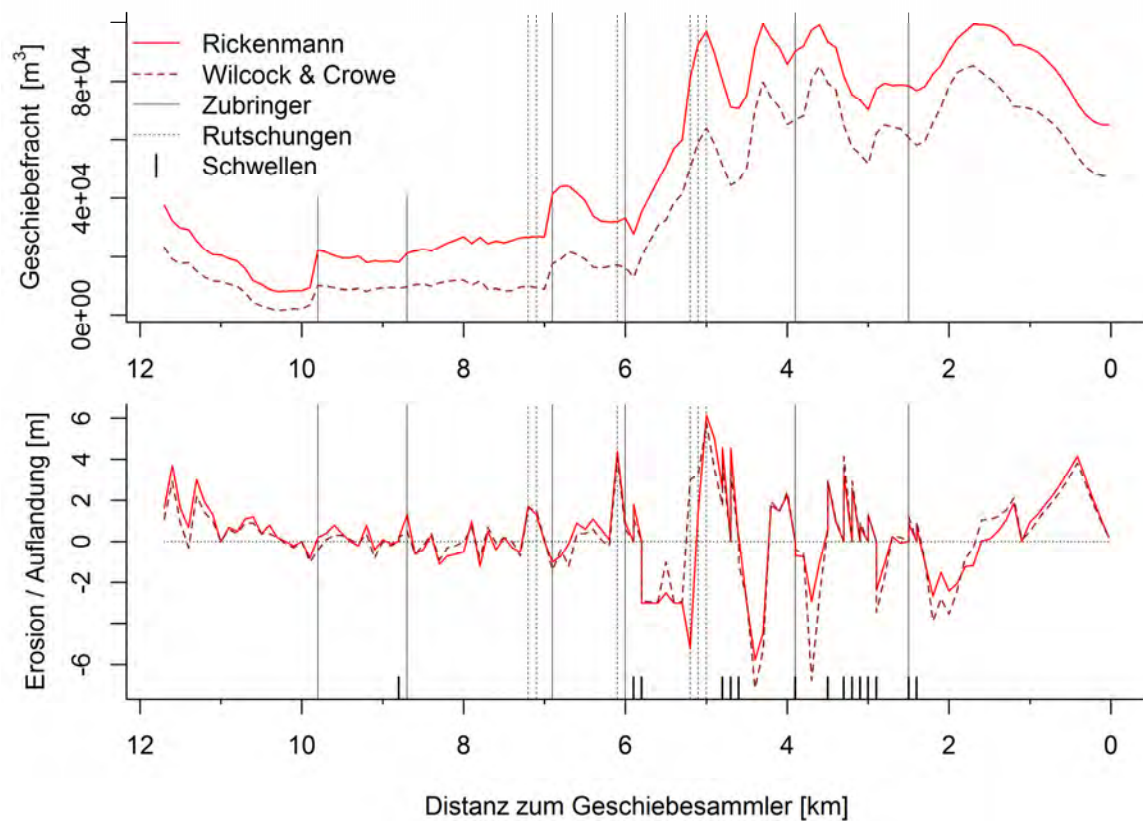


Abb. 7 Vergleich der mit den Transportformeln von Wilcock und Crowe (2003) und Rickenmann (2001) (Bestvariante) erhaltenen Simulationsergebnisse für die Eichperiode vom 01.01.2005 – 17.09.2005. Dargestellt sind die Geschiebefracht und die Sohlenänderung.

In einem zweiten Schritt wurde auch die Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) mit einem Sandanteil von $F_s = 0.20$ für die Eichperiode angewendet. Alle anderen Input-Variablen wurden gleich belassen. Der Verlauf des Geschiebefrachtdiagramms ist qualitativ ähnlich wie mit der Formel von Rickenmann (2001) (Abb. 7). Allerdings wird ein ungefähr 30 % geringerer Transport berechnet. Die berechneten Sohlenänderungen sind in beiden Simulationen sehr ähnlich.

4 Simulationsresultate für die Validierungsperiode

Mit den Modell-Einstellungen für die Eichperiode wurden zwei weitere Perioden gerechnet. Einerseits wurde der Zeitraum vom 1.8.2003 - 31.12.2004 (Periode 2003-2004) als transportarme Periode simuliert. Andererseits wurde die Periode vom 1.3.2002 - 1.8.2003 (Periode 2002-2003) mit einer mittleren Transportfracht modelliert. Die gewählten Perioden entsprechen nicht ganzen Jahren wie in der SOLID Datenbank, weil in der Liste der Entnahmen von B. Amstutz der jeweilige Entnahmemonat der Geschiebefracht im Sammler genau angegeben ist (schriftl. Mitteilung). Für die Definition der Validierungsperioden wurde jeweils der Monat nach der letzten Entnahme bis zum Monat der nächsten Entnahme berücksichtigt.

4.1 Input für die Periode 2002-2003

Für die Simulation dieser Periode musste die Schwellentreppe am unteren Ende der Simulationsstrecke angepasst werden. Der maximale Abfluss betrug knapp $26 \text{ m}^3/\text{s}$, während er 2005 bei $97 \text{ m}^3/\text{s}$ lag. Es ist anzunehmen, dass bei Spitzenabflüssen mit statistischen Wiederkehrperioden von zwei bis fünf Jahren (siehe Abb. 2) die Sperren zumindest teilweise ihre Wirkung behalten haben. Deshalb wurden für die Periode 2002-2003 die bei Niedrigwasser im Feld vermessenen Absturzhöhen von 35 und 50 cm verwendet. Ohne die Anpassung dieser Absturzhöhen wäre der Transport in den Sammler um einiges zu hoch ausgefallen. Als seitliche Geschiebeeinträge wurden die für das Jahr 2002 gefundenen Rutschungen bei Wittenmatt (km 6.9) berücksichtigt (siehe Kap. 2.5). Ansonsten wurden die gleichen Modelleinstellungen wie für die Eichperiode verwendet.

4.2 Simulationsresultate Geschiebetransport für die Periode 2002–2003

Das Transportniveau und die Sohlenänderungen bewegen sich für die Periode 2002-2003 generell in einem viel kleineren Rahmen als während der Eichperiode (Abb. 8). Das Verhalten des Geschiebefracht-diagrams mit der Formel von Rickenmann (2001) entspricht auf den oberen Kilometern qualitativ (auf einem tieferen Niveau) demjenigen von 2005. Mit der Formel von Wilcock und Crowe (2003) mit einem Sandanteil von $F_s = 0.20$ wird im oberen Bereich praktisch kein Geschiebe transportiert. Die Rutschungen bei km 6.9 führen mit beiden Transportformeln lokal zu einer Auflandung und zu erhöhtem Transport.

Der berechnete Wert des transportierten Materials beim Geschiebesammler liegt mit der Formel von Rickenmann (2001) bei $20'000 \text{ m}^3$ und mit der Formel von Wilcock und Crowe (2003) bei 2500 m^3 . Laut SOLID Datenbank (Tabelle 1) wurde in dieser Periode eine Fracht von $5'000 \text{ m}^3$ Geschiebe entnommen.

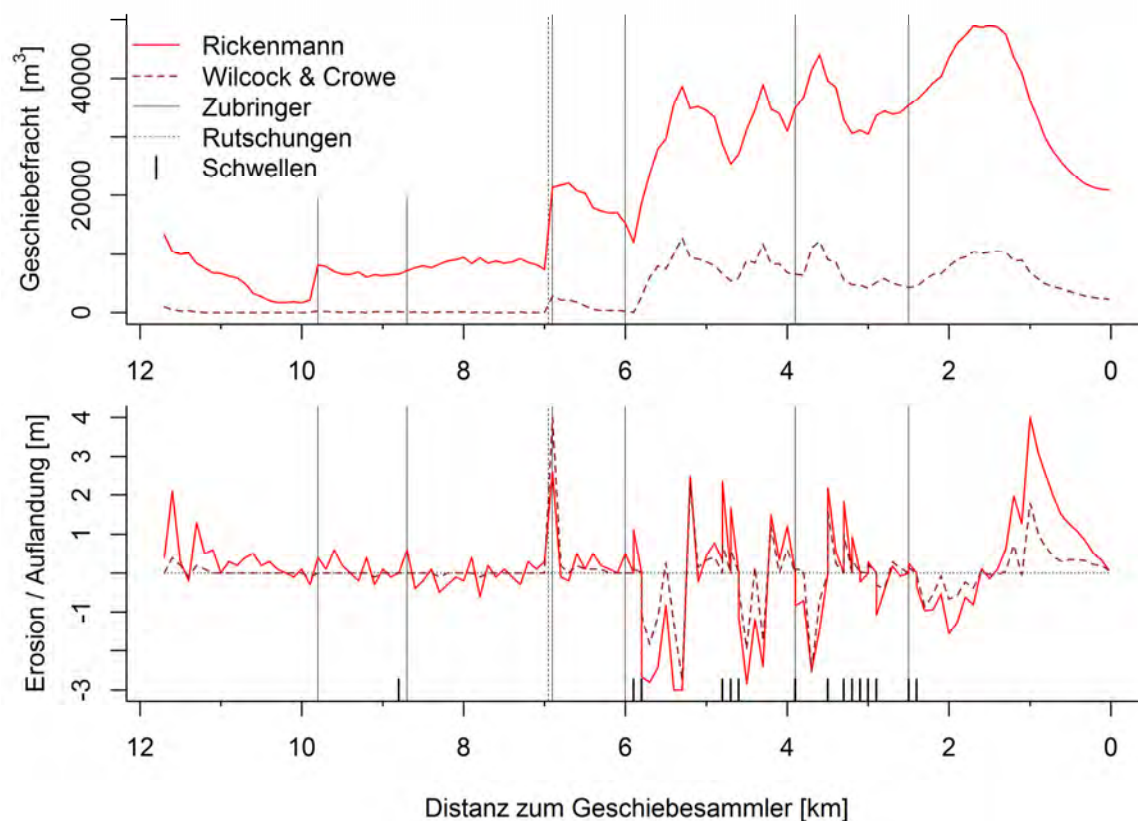


Abb. 8 Simulationsergebnisse der Periode 2002-2003 berechnet mit der Formel von Rickenmann (2001), mit $\theta_{c50,min} = 0.04$, und mit der Formel von Wilcock und Crowe (2003), mit einem Sandanteil von $F_s = 0.20$. Dargestellt sind die Geschiebefracht und die Sohlenveränderung.

4.3 Input für die Periode 2003-2004

Der maximale Abfluss in dieser Periode liegt bei $22.4 \text{ m}^3/\text{s}$. Deshalb wurde auch hier bei der Schwellentreppe am unteren Ende der Simulationsstrecke die im Feld bei Niedrigwasser vermessenen Absturzhöhen von 35 und 50 cm verwendet. Für diese Periode sind keine grösseren Rutschungen dokumentiert, und daher wurde seitlich kein Geschiebe eingespeist. Als Modelleinstellungen wurden wiederum die gleichen wie für die Eichperiode verwendet.

4.4 Simulationsergebnisse Geschiebetransport für die Periode 2003-2004

Die Simulationsergebnisse für die Periode 2003-2004 sehen qualitativ sehr ähnlich aus wie diejenigen für die Periode 2002-2003 (Abb. 9). Das Niveau der Geschiebefracht ist jedoch tiefer, ebenso wie die Erosionen und Auflandungen. Mit der Formel von Rickenmann (2001) wurde eine Geschiebefracht in den Sammler von $12'000 \text{ m}^3$ berechnet. In diesem Jahr fand keine Entnahme aus dem Geschiebesammler statt. Die simulierten Sohlenerosionen von bis zu 3 m (km 3.5 - km 6) sind für die transportarme Periode mit niedrigen Abflüssen sicher zu hoch.

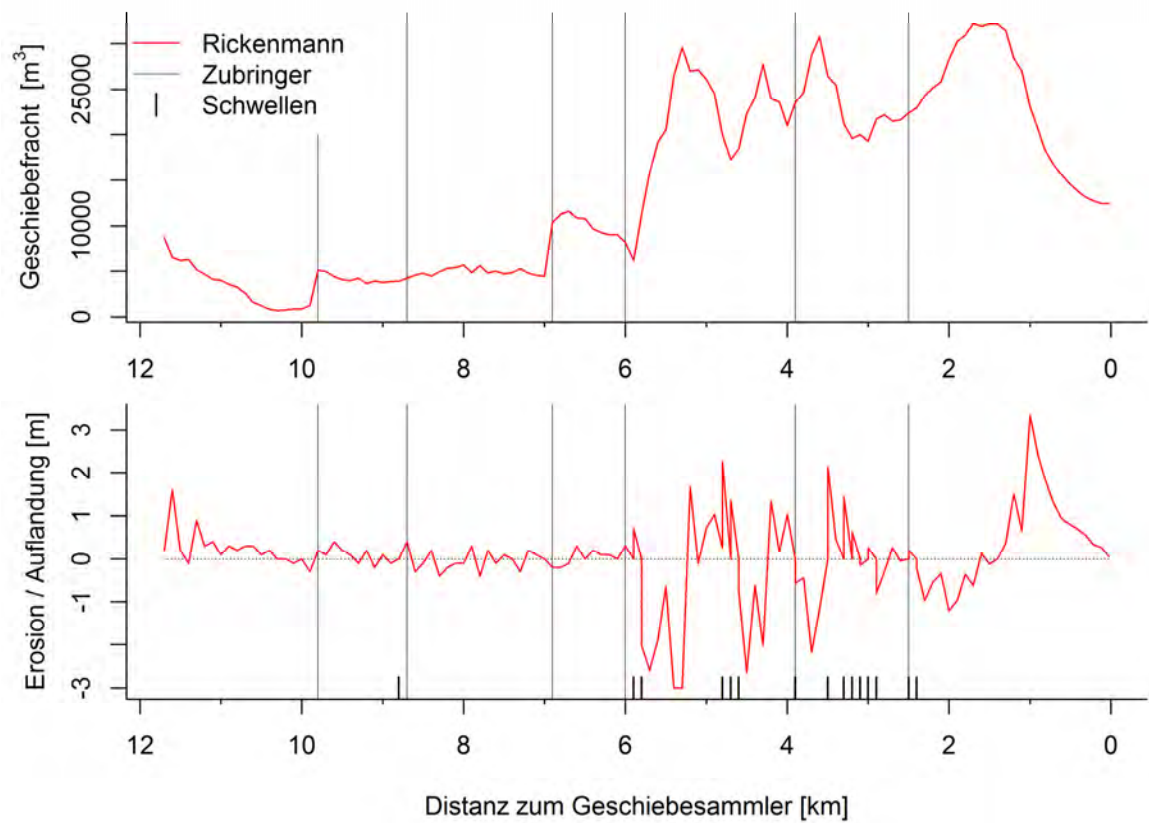


Abb. 9 Simulationsergebnisse der Periode 2003-2004 berechnet mit der Formel von Rickenmann (2001), mit $\theta_{c50,min} = 0.04$. Dargestellt sind die Geschiebefracht und die Sohlenänderung. (Mit der Formel von Wilcock und Crowe (2003) lief die Simulation aus unbekannten Gründen nicht durch.)

5 Sensitivitätsbetrachtung

Mit der nachfolgenden Sensitivitätsbetrachtung wurde überprüft, wie stark sich eine Änderung der Modellparameter und eine Änderung der Eingabedaten auf die simulierte Geschiebefracht auswirkt. Als Eingabeparameter werden die Gerinne- und Ereignis-spezifischen Parameter, wie Längsgefälle, Gerinnebreite, Kornverteilung sowie Abflüsse bezeichnet. Die Modellparameter beziehen sich auf Varianten und Einstellungen im Simulationsprogramm *sedFlow*, wie zum Beispiel Wahl der Transportformel, der Ansätze zur Beschreibung des Transportbeginns und der Austauschvorgänge in der obersten Geschiebeschicht im Flussbett sowie der hydraulischen Berechnung. Der Einfachheit halber wurde nur die simulierte Fracht am Ende der Untersuchungsstrecke (Geschiebesammler Schlierenrüti) sowie die maximale simulierte Fracht entlang der Grossen Schliere betrachtet. Die Angabe der maximalen Geschiebefracht soll für Varianten mit ähnlichen Resultaten für den Sammler aufzeigen, dass weiter oben in der Untersuchungsstrecke deutliche Unterschiede in den Simulationsresultaten auftreten können. Für die Geschiebefracht beim Sammler ist der absolute Wert (Abb. 11) und die relative Änderung der Fracht im Vergleich zur Bestvariante (Abb. 12) gezeigt. Für die maximale Geschiebefracht entlang der Untersuchungsstrecke ist nur die relative Änderung im Vergleich zur Bestvariante dargestellt (Abb. 12).

Die Simulationen in Kapitel 4 wurden mit der aktuellen *sedFlow* Version (vom Sommer 2014) durchgeführt. Die in diesem Kapitel gezeigten Resultate wurden von Christian Greber im Rahmen seiner Masterarbeit im Frühjahr 2013 mit einer älteren Version von *sedFlow* berechnet (die Entwicklung von *sedFlow* war damals noch nicht ganz abgeschlossen). Die mit den zwei verschiedenen Versionen berechneten Geschiebefrachten und Sohlenänderungen für die Eichperiode (Hochwasser 2005) unterscheiden sich nur minimal für die Modell-Parameter der Bestvariante (Abb. 10). Die Erkenntnisse aus der Sensitivitätsbetrachtung sollten somit auch für die *sedFlow* Version vom Sommer 2014 repräsentativ sein.

Die Resultate sind in Abb. 11 und Abb. 12 zusammengefasst, wobei die verschiedenen Simulationsvarianten zur besseren Übersicht in sechs Gruppen eingeteilt wurden. Liegt die simulierte Geschiebefracht beim Sammler innerhalb der bereits erwähnten Bandbreite der beobachteten Fracht von $50'000\text{m}^3$ bis $80'000\text{m}^3$, werden die Simulationsresultate für die betrachtete Variante zumindest für den untersten Abschnitt als plausibel erachtet.

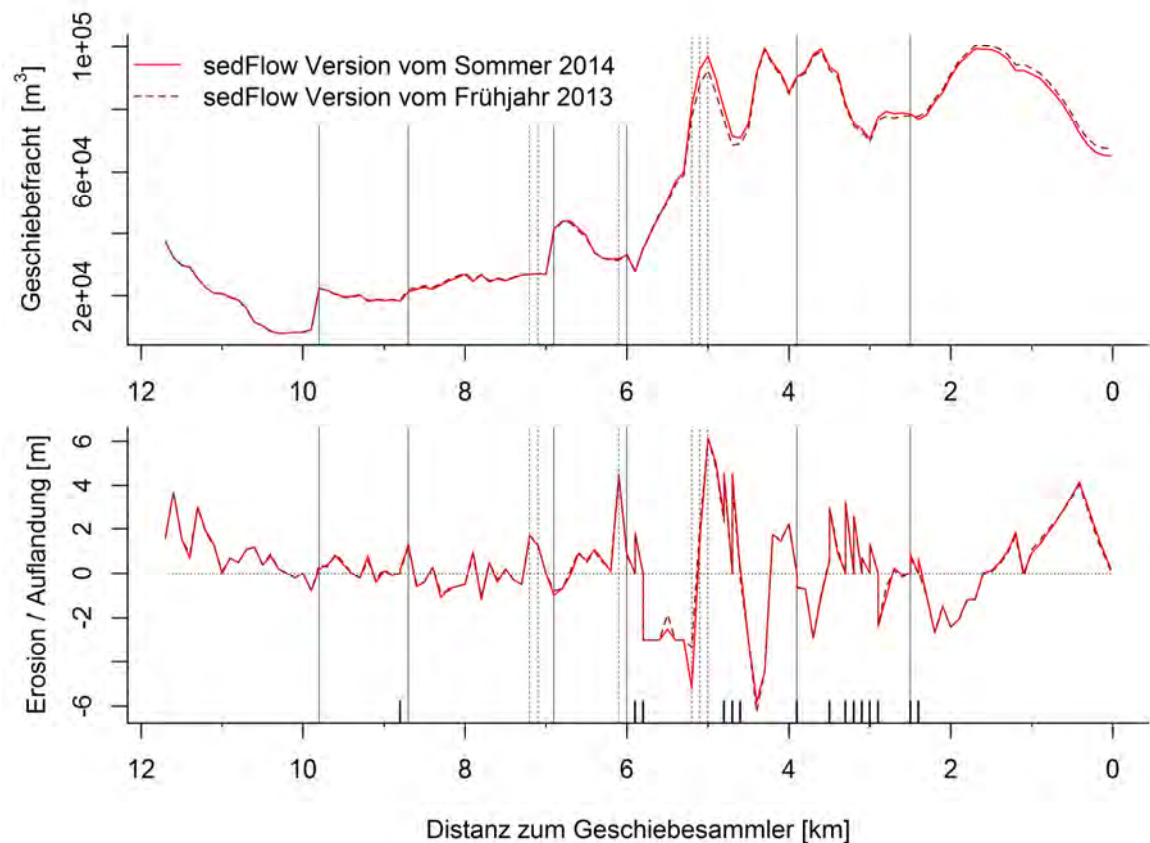


Abb. 10 Berechnete Geschiebefrachten und Sohlenänderungen für die Eichperiode 2005. Vergleich der Resultate der Simulation mit einer älteren *sedFlow* Version (verwendet in Greber, 2013) und denjenigen der aktuellen *sedFlow* Version (vom Sommer 2014). Für beide Simulationen wurden die gleichen Eingabe- und Modell-Parameter der Bestvariante verwendet.

Einfluss der Transportformel

Eine der wichtigsten Einflussgrössen ist die Wahl der Transportformel. Hier wurden zusätzlich die Formel von Wilcock und Crowe (2003) und die q -basierte Version von Rickenmann (2001) getestet. Beim Ansatz von Wilcock und Crowe wurde mit einem Sandanteil von $F_S = 0.10$ gerechnet (Im Gegensatz zum Sandanteil von $F_S = 0.20$ in Kap. 3.3) und damit ein tieferes Transportniveau erhalten. Sowohl die Geschiebefracht beim Sammler als auch die maximale Geschiebefracht entlang der Simulationsstrecke sind ungefähr 20 % kleiner als bei der Bestvariante (Abb. 7).

Die q -basierte Formel nach Rickenmann führt hingegen zu einem allgemein höheren Transportniveau. So ist die Geschiebefracht beim Sammler ca. 35 % grösser als bei der Bestvariante. Beim der maximalen Geschiebefracht ergibt sich eine Erhöhung um 30 %.

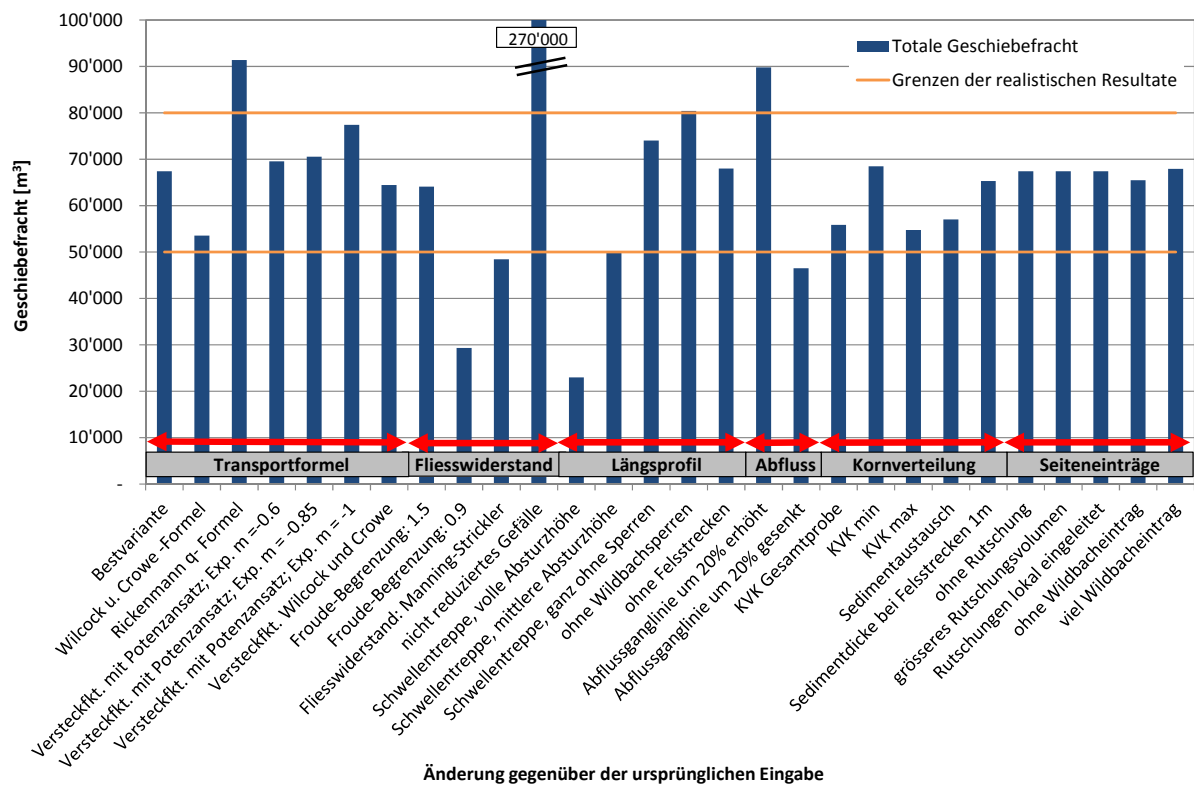


Abb. 11 Simulierte Geschiebefrachten beim Sammler für die Eichperiode 2005: Vergleich der Resultate bei einer Änderung verschiedener Eingabe- oder Modellparameter (Sensitivitätsanalyse). Die orangen Linien markieren die Bandbreite plausibler Resultate (abgeändert nach Greber, 2013).

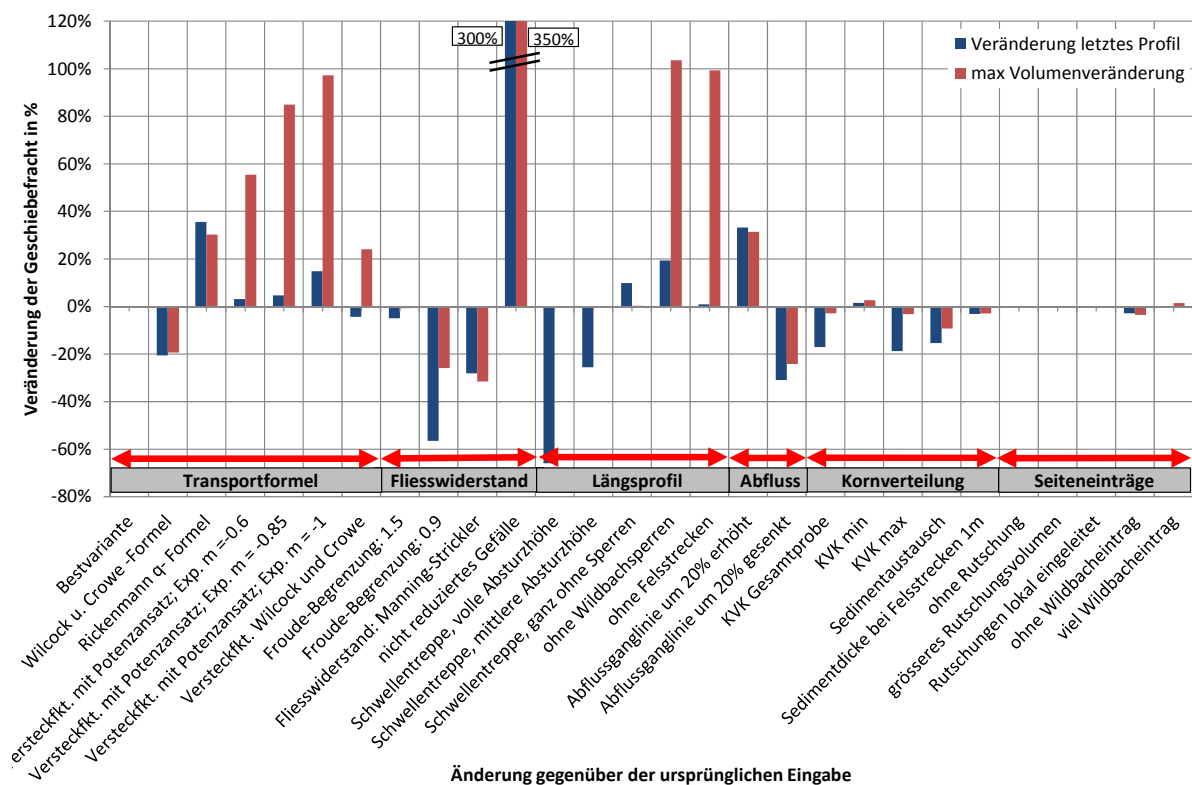


Abb. 12 Relative Änderung der simulierten Geschiebefrachten für die Eichperiode 2005 im Vergleich zum Resultat für die Bestvariante. Gezeigt sind die Auswirkungen bei einer Änderung verschiedener Eingabe- oder Modellparameter. (Abgeändert nach Greber, 2013).

Einfluss der Versteckfunktion

Die Versteckfunktion hat einen erheblichen Einfluss auf die Simulationsergebnisse. Die Bestvariante wurde ohne Berücksichtigung einer Versteckfunktion (d.h. Gl. 3a mit einem Exponenten $m = 0$) gerechnet. Hier wurden folgende Varianten der Versteckfunktion untersucht: (1) Versteckfunktion mit Potenzansatz (Parker, 2008) mit den Exponenten $m = -0.6$, $m = -0.85$ und $m = -1$ (Gl. 3a), sowie (2) Versteckfunktion von Wilcock und Crowe (2003) (Gl. 3b, 3d). Bei allen getesteten Versteckfunktionen liegen die beim Sammler simulierten Geschiebefrachten im plausiblen Wertebereich von 50'000 – 80'000 m³.

Einfluss der Limitierung der Froude-Zahl

Bei den Simulationen für die Hasliaare (Böckli et al., 2015; Rickenmann et al., 2015) war eine Limitierung der Froude-Zahl nötig, um in steileren Gerinneabschnitten eine zu starke Erosion konvexer Knickpunkte im Längsprofil zu vermeiden. Für die Grosse Schliere wurde überprüft, wie gross der Einfluss einer Limitierung der Froude-Zahl auf 1.5 und auf 0.9 auf die transportierte Geschiebefracht ist. Bei einer Begrenzung auf 1.5 ändert sich die Geschiebefracht nicht wesentlich. Bei einer Begrenzung auf 0.9 aber reduziert sich die maximal transportierte Fracht um gut 20 % und die transportierte Fracht in den Sammler reduziert sich um knapp 60 % und liegt mit 30'000 m³ nicht mehr im plausiblen Wertebereich.

Einfluss der Fliesswiderstandsberechnung

Die Berechnung des Fliesswiderstandes für die Bestvariante erfolgte mit der variable power equation (VPE) von Ferguson (2007) (Gl. 1a). Geprüft wurde hier, wie sich die Berechnung des Fliesswiderstandes mit der Manning-Strickler Gleichung (Gl. 1b) auswirkt, wobei der Strickler-Beiwert vom Korndurchmesser D_{84} abhängt. Die Geschiebefracht beim Sammler reduziert sich damit um 28 %, die maximal transportierte Fracht um 31 %.

Einfluss des Energieliniengefälles

Für die Geschiebetransportberechnungen wurde für die Bestvariante das reduzierte Energieliniengefälle nach Rickenmann und Recking (2011) berücksichtigt. Dass dies in steileren Gerinne notwendig ist, um eine Überschätzung des Geschiebetransportes zu vermeiden, zeigt sich auch am Beispiel der Grossen Schliere. Ohne reduziertes Energieliniengefälle erhöht sich die Fracht im Sammler um 300 % und die maximal transportierte Fracht um 350 %.

Einfluss der Schwellentreppe (unterster Kilometer)

Bei Niedrigwasser bewegen sich die Absturzhöhen bei den Schwellen im untersten Kilometer der Untersuchungsstrecke zwischen 35 und 50 cm. Bei der Bestvariante für die Eichperiode wurde angenommen, dass die Absturzhöhen beim Hochwasser 2005 weitgehend mit Geschiebe eingedeckt waren und deshalb die Absturzhöhen nur 5 und 7 cm betragen haben. Hier wurden Varianten betrachtet mit der vollen Höhe der Abstürze (35 und 50 cm), mit der Hälfte der Absturzhöhe sowie ohne Absturzhöhe (Schwellen vollständig mit Geschiebe eingedeckt). Der Einfluss dieser Anpassung beschränkt sich auf den letzten Kilometer.

Mit einer Erhöhung der Schwellen-Absturzhöhen reduziert sich das Netto-Gefälle und somit die Transportkapazität des Gerinnes. Der Transport beim Sammler ist deshalb bei den beiden Varianten mit grösseren Absturzhöhen kleiner. Ein Grossteil des Geschiebes wird im Bereich der Sperrentreppe abgelagert. Mit Berücksichtigung der vollen Absturzhöhen wird der Geschiebetransport beim Sammler um 65 % reduziert, mit Berücksichtigung der halben Absturzhöhen um 25 %. Werden die

Schwellen als vollständig mit Geschiebe eingedeckt simuliert, erhöht sich der Transport beim Sammler um 10 %.

Einfluss der Sperren

Die Grosse Schliere ist mit vielen Wildbachsperren verbaut. Die Sperren haben einen grossen Einfluss auf die Simulationsergebnisse. Sie fixieren das Gerinnebett und verhindern damit extreme Erosion und sie reduzieren das Netto-Gefälle und somit die Transportkapazität.

Werden die Sperren in der Simulation nicht berücksichtigt, erhöht sich der Geschiebetransport in den Sammler um 19 % und der maximale Transport um 103 %.

Einfluss des Abflusses

Da für die Grosse Schliere die Abflussganglinie der Kleinen Schliere übernommen und angepasst wurde, ist dieser Parameter mit einer gewissen Unsicherheit verbunden. Deshalb wurde hier die Abflussganglinie um 20 % erhöht beziehungsweise vermindert. Bei einer Erhöhung nimmt die Geschiebefracht im Sammler um 33 % und der maximale Transport um 31 % zu. Bei einem reduzierten Abfluss nimmt der Transport bis in den Sammler um 31 % und der maximale Transport um 24 % ab.

Einfluss der Kornverteilung

Die Kornverteilung ist mit einigen Unsicherheiten verbunden, da die Zugänglichkeit der Gerinnesohle für die Durchführung der Linienzahlanalysen eingeschränkt und die Wahl der Aufnahmestandorte nicht immer optimal war. Zudem ist unbekannt, wie die Kornverteilung vor den simulierten Ereignissen war.

Hier wurden drei zusätzliche Varianten geprüft: (1) Zusammenlegung aller in einem Abschnitt aufgenommenen Linienzahlanalysen zu einer Probe („KVK Gesamtprobe“); (2) Verwendung der feinsten in einem Abschnitt ermittelten Kornverteilung („KVK min“) und (3) Verwendung der grössten in einem Abschnitt ermittelten Kornverteilung („KVK max“) (Abb. 13).

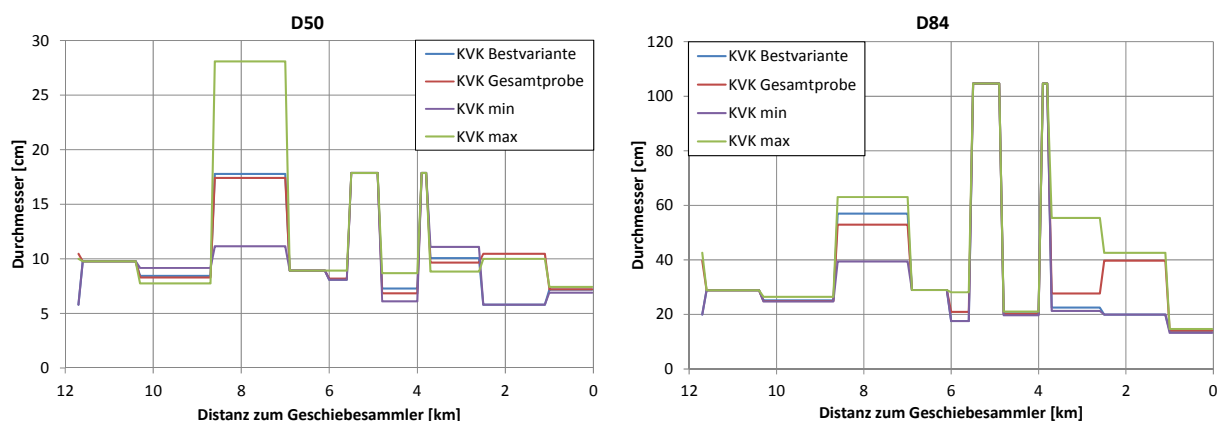


Abb. 13 Charakteristische Korndurchmesser D_{50} (links) und D_{84} (rechts) der verwendeten Kornverteilungen für die Sensitivitätsstudie (KVK = Kornverteilungskurve).

Die Verwendung der feinsten Kornverteilungen führt nur zu sehr kleinen Unterschieden der Geschiebefracht im Vergleich zur Bestvariante. Die Verwendung der grössten Kornverteilungen hingegen führt zu einer Abnahme von 17 % für die Geschiebefracht beim Sammler und von 3 % für

die maximale Geschiebefracht. Ähnlich verhalten sich die Resultate bei einer Zusammenlegung der Linienzahlanalysen.

Einfluss der Sediment austauschvorgänge

In der Bestvariante verläuft der Sediment austausch zwischen der aktiven Schicht und der Unterschicht kontinuierlich. Dies bedeutet, dass erodiertes Material sofort mit Unterschichtmaterial aufgefüllt wird. Eine andere Möglichkeit, die *sedFlow* zur Verfügung stellt, besteht darin, die Austauschschicht erst nach einer festgelegten (kritischen) Erosionsmächtigkeit mit Unterschichtmaterial aufzufüllen (Variante „Sediment austausch“). Dies hat zur Folge, dass die Deckschicht weniger schnell verfeinert wird. Es ist anzunehmen, dass mit der zweiten Variante deshalb der simulierte Transport allgemein tiefer ausfällt. Die Geschiebefracht beim Sammler wird um 15 % reduziert und der maximale Transport um 9 %.

Einfluss der Limitierung des verfügbaren Materials bei Felsstrecken

Die gewählte Limitierung des verfügbaren Materials bei den Felsstrecken von 3 m ist eine Annahme. Um diesen Parameter auf seine Sensitivität zu überprüfen, wurde die Limitierung von 3 auf 1 m reduziert. Dadurch wird die Geschiebefracht beim Sammler sowie der maximale Transport um 3 % reduziert. Diese Änderung hat offenbar eher lokale Auswirkungen.

Einfluss der Rutschungen

Bei der Bestvariante werden durch Rutschungen knapp 60'000 m³ Geschiebe flussaufwärts von km 5 in das Gerinne eingespeist. Im Rahmen der Sensitivitätsanalyse wurden drei zusätzliche Varianten geprüft: (1) Die Rutschungen wurden ganz weggelassen („ohne Rutschung“); (2) Das Volumen der Rutschungen wurde vergrößert („grösseres Rutschungsvolumen“; Fallhörnli: 45'000 m³, Mättlibach: 50'000 m³, Teufibachwald: 56'000 m³); (3) Die Rutschungen wurden jeweils nur an einem Profil eingespeist („Rutschungen lokal eingeleitet“).

Bei allen vier Varianten ist die simulierte Geschiebefracht beim Sammler identisch. Dies bedeutet, dass Art und Umfang des seitlichen Geschiebeeintrages ins Gerinne im oberen Teil der Simulationsstrecke keinen Einfluss auf die Geschiebefracht im unteren Teil hat. Auch der maximale Transport unterscheidet sich bei diesen vier Variationen nicht. Die Rutschungen beeinflussen den Geschiebetransport nur lokal.

Einfluss der Seitzubringer

Der fluviale Geschiebeeintrag durch die Seitenbäche wurde bei einer Variante ganz weggelassen („ohne Seiteneintrag“) und bei einer anderen wurde er erhöht („viel Seiteneintrag“). Bei der Variante mit viel Seiteneintrag betrug das zugeführte Geschiebevolumen zwischen 3700 m³ und 17'000 m³ pro Seitzubringer bzw. total 62'000 m³ (im Vergleich zu zugeführten Geschiebevolumen von 2000 m³ bis 13'000 m³ pro Seitzubringer bzw. total 42'000 m³ beim Referenzszenario). Die Auswirkungen veränderter seitlicher Geschiebeeinträge durch Wildbäche auf den Geschiebetransport scheinen wie bei den Rutschungen eher lokal begrenzt zu sein und haben kaum Auswirkungen auf den Geschiebeeintrag in den Sammler.

6 Literaturverzeichnis

- Belop (2006): Unwetter 22./23. August 2005, Ereignisdokumentation Bericht. Forstingenieurbüro Berwert-Lopes (Belop) GmbH, Stalden, im Auftrag des Kantons Obwalden, Amt für Wald und Raumentwicklung, Abteilung Naturgefahren.
- BWG (2003): Hochwasserabschätzung in schweizerischen Einzugsgebieten. Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG), Berichte, Serie Wasser, 118p..
- Böckli, M., Bieler, C., Rickenmann, D., Heimann, F.U.M., Badoux, A. (2015): Hasliaare: Geschiebetransportsimulationen mit *sedFlow*. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, Schweiz.
- Ferguson, R. (2007): Flow resistance equations for gravel- and boulder-bed streams. *Water Resources Research*, 43, W05427, doi: 10.1029/2006WR005422.
- Greber, C. (2013): Simulation des Geschiebetransportes in Gebirgsflüssen während Hochwasserereignissen am Beispiel der Grossen Schliere (Kt. Obwalden). Masterarbeit an der ETH Zürich und an der Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf.
- Heimann, F.U.M., Rickenmann, D., Turowski, J.M. (2015a): *sedFlow* – a tool for simulating fractional bedload transport and longitudinal profile evolution in mountain streams. *Earth Surface Dynamics*, 3, 15-34, doi: 10.5194/esurf-3-15-2015.
- Heimann, F.U.M., Rickenmann, D., Böckli, M., Badoux, A., Turowski, J.M., Kirchner, J.W. (2015b): Calculation of bedload transport in Swiss mountain rivers using the model *sedFlow*: proof of concept. *Earth Surface Dynamics*, 3, 35–54, doi:10.5194/esurfd-3-35-2015.
- Parker, G. (2008): Transport of Gravel and Sediment Mixtures. In M.H. Garcia (ed.): *Sedimentation Engineering: Processes, Measurements, Modeling, and Practice*; ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice, no. 110, pp. 165-251.
- Rickenmann, D. (2001): Comparison of bed load transport in torrents and gravel bed streams. *Water Resources Research*, 37, 3295–3305.
- Rickenmann, D., Recking, A. (2011): Evaluation of flow resistance in gravel-bed rivers through a large field dataset. *Water Resources Research* 47, W07538. doi: 10.1029/2010WR009793.
- Rickenmann, D., Heimann, F., Böckli, M., Turowski, J.M., Bieler, C., Badoux, A. (2014): Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow* in zwei Gebirgsflüssen der Schweiz. *Wasser Energie Luft*, 106(3), 187-199.
- Rickenmann, D., Böckli, M., Heimann, F.U.M., Badoux, A. (2015): Synthesebericht: Das Modell *sedFlow* und Erfahrungen aus Simulationen des Geschiebetransportes in fünf Gebirgsflüssen der Schweiz. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, Schweiz.
- StorMe (2013): Naturereigniskataster StorMe Kanton Obwalden.
- Viviroli D., Gurtz J., Zappa M. (2007): The Hydrological Modelling System PREVAH. *Geographica Bernensia* P40, Bern, Institute of Geography, University of Bern, ISBN 978-3-905835-01-0.
- Wilcock, P.R., Crowe, J.C. (2003): Surface-based transport model for mixed-size sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(2), 120-128.
- YouTube (2010): <http://www.youtube.com/watch?v=CdcFHSBZUPU>. Video des Abflusses in der Grossen Schliere während des Hochwasserereignisses vom 25.09.2010.

Hasliaare:

Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow*



Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft
Forschungseinheit Gebirgshydrologie und Massenbewegungen
8903 Birmensdorf, Schweiz

Martin Böckli, Claudia Bieler, Dieter Rickenmann, Florian U.M. Heimann, Alexandre Badoux

10. März 2015



Eidg. Forschungsanstalt für Wald,
Schnee und Landschaft WSL

Inhalt

1	Einleitung	2
1.1	Ziele der Simulationsberechnungen	2
1.2	Simulierter Gerinneabschnitt.....	2
1.3	Das Geschiebetransport-Simulationsprogramm sedFlow	3
2	Grundlagen	4
2.1	Einzugsgebiet und Gerinneverbauungen	4
2.1.1	Hauptzuflüsse	4
2.1.2	Geologie/Fels.....	4
2.1.3	Verbauungen	4
2.1.4	Wasserfassungen und Kraftwerksbetrieb	4
2.2	Bisherige Studien	6
2.3	Gerinnegeometrie und Geschiebetransport	7
2.3.1	Gerinnegeometrie	7
2.3.2	Sohlenveränderungen und Beobachtungen zum Geschiebetransport.....	7
2.3.3	Annahmen zu seitlichen Geschiebeeinträgen und Zukunftsszenarien.....	11
2.4	Hydrologie.....	12
2.4.1	BAFU	12
2.4.2	Verwendete Hydrologie für die Simulationen.....	12
2.5	Kornverteilungen.....	15
3	Geschiebetransportsimulationen	17
3.1	Allgemeine Bemerkungen zu den Simulationen und zur Wahl der Modellparameter	17
3.2	Hochwasserereignis August 2005	18
3.3	Hochwasserereignis August 2005 bis Dez. 2005 mit Sedimentinput.....	20
3.4	Simulationen zur jährlichen Geschiebeverfrachtung.....	20
3.4.1	Jahressimulationen ohne Geschiebeinput.....	20
3.4.2	Jahressimulation mit Geschiebeinput (und mit zwei Längsprofilen)	21
3.5	Hochwassersimulation mit Sedimenteinträgen	23
3.5.1	Kontinuierliche Seiteneinträge	23
3.5.2	Instantane Seiteneinträge.....	24
3.6	Ansätze zur Vermeidung zu grosser Sohlenerosion	27
3.6.1	Vermeidung zu starker Erosion mit Limitierung der Froude-Zahl.....	27
3.6.2	Limitierung des verfügbaren Materials oder Vergröberung der Kornverteilung	28
3.7	Wahl der Versteckfunktion.....	31
4	Literaturverzeichnis.....	32
5	Anhang	35
5.1	A1: Fotos zur Gerinne-Situation in verschiedenen Jahren	35
5.2	A2: Mögliche Murgangfrachten der Seitenbäche.....	40
5.3	A3: Fotos zu den Steilstrecken und zu den groben Blöcken	41
5.4	A4: Abschätzung der Blockkonzentrationen in Steilstrecken	44

1 Einleitung

1.1 Ziele der Simulationsberechnungen

Mit dem an der WSL entwickelten Modell sedFlow wurden Geschiebetransportsimulationen an der Hasliaare durchgeführt. Die Hauptziele dieses Berichtes sind:

- Präsentation der Grundlagendaten zu den Geschiebetransportberechnungen in der Hasliaare
- Präsentation der Resultate zu folgenden Berechnungen:
 - Kalibrierung des Modelles für Beobachtungen in der Vergangenheit (Hochwasser 2005, jährlicher Austrag in Meiringen)
 - Abschätzung des Geschiebetransportes während zukünftiger Hochwasserereignisse mit Berücksichtigung von Sedimenteinträgen durch Seitenbäche

Die Kalibrierung des Modelles in der Hasliaare war nur bedingt möglich, da keine systematischen Vermessungen z.B. von Querprofilen zu verschiedenen Zeitpunkten vorgelegen haben. Im Rahmen dieser Arbeiten wurden zuerst vergangene Abfluss- und Hochwasserperioden aus dem Zeitraum 2002 bis 2011 nachgerechnet, wozu gewisse Angaben über Geschiebeverlagerungen vorhanden sind. Dabei wurde auch das Hochwasserereignis vom August 2005 und der Einfluss der extremen Geschiebeeinträge durch Murgänge aus dem Spreitgraben untersucht. Die hier dargestellten Arbeiten wurden innerhalb des Projektes „SEDRIVER“ (SNF Projekt Nr. 4061-125975) im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes NFP61 des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (SNF) durchgeführt.

1.2 Simulierter Gerinneabschnitt

Das Einzugsgebiet der Hasliaare von der Quelle auf dem Grimselpass bis nach Meiringen umfasst 531 km². Der simulierte Flussabschnitt erstreckt sich über eine Länge von 18.5 km und erstreckt sich von Handegg (1278 m ü.M.) bis nach Meiringen (590 m ü.M.) (Abb. 1). Das Einzugsgebiet hat einen alpinen Charakter und ist teilweise vergletschert (81.4 km² im Jahre 1995). Das mittlere Gefälle des untersuchten Flussabschnittes liegt bei 3.8 %. In den höher gelegenen Abschnitten durchfliesst die Hasliaare ein steileres Gerinne mit Gefällen zwischen 5 und 15 %. Im Unterlauf wird das Gefälle mit 3 % relativ flach. Der Abfluss der Hasliaare ist stark beeinträchtigt durch die Wasserkraftnutzung der Kraftwerke Oberhasli (KWO). Während der Periode 1980 – 2009 fielen über das Jahr gemittelt im Untersuchungsgebiet durchschnittlich 2170 mm Niederschlag (Stähli et al., 2011).

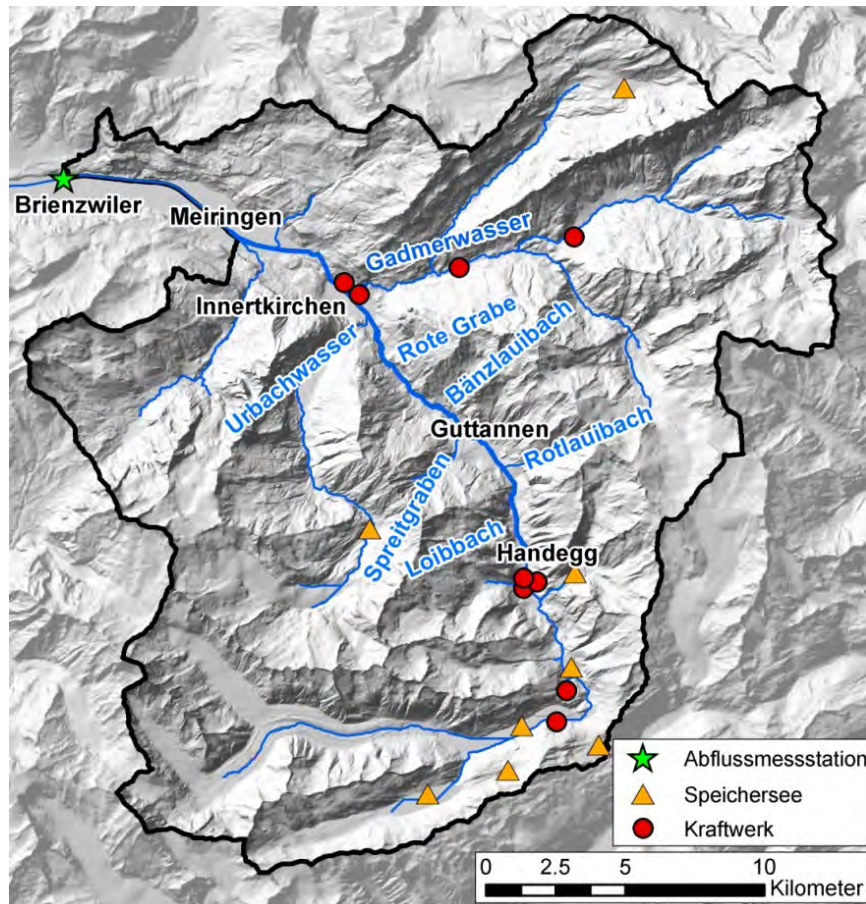


Abb. 1 Einzugsgebiet der Hasliaare von der Quelle auf dem Grimselpass bis zur BAFU-Abflussmessstation in Brienzwiler (grüner Stern). Die roten Punkte zeigen die Kraftwerke der KWO und die orangenen Dreiecke die Stauseen. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (JA100118).

1.3 Das Geschiebetransport-Simulationsprogramm *sedFlow*

Das Geschiebetransportsimulationsprogramm *sedFlow* wurde an der WSL im Rahmen des Projektes SEDRIVER entwickelt (Heimann et al., 2015a, 2015b). Es wurde speziell für Berechnungen in Gebirgsflüssen konzipiert, mit den folgenden wesentlichen Elementen: (i) Berücksichtigung neuer Ansätze zur Berechnung des Geschiebetransportes in steilen Gerinnen mit Makrorauigkeit, (ii) Berechnung von fraktionsweisem Transport; (iii) schnelle Berechnungszeiten zur Modellierung ganzer Einzugsgebiete und zur Szenarien-Analyse mit automatisierten Simulationsberechnungen vieler Varianten bezüglich der Eingabeparameter.

Das Programm *sedFlow* ist im Synthesebericht zu den Anwendungen von *sedFlow* in Schweizer Gebirgsflüssen (Rickenmann et al., 2015) näher beschrieben, eine ausführliche Beschreibung findet sich auch in Heimann et al. (2015a) und eine zusammenfassende Beschreibung in Rickenmann et al. (2014a). Resultate von Simulationen in der Kleinen Emme sowie im Brenno sind in Heimann et al. (2015b) und in Rickenmann et al. (2014a) vorgestellt, und eine Zusammenfassung der Simulationen in der Hasliaare findet sich in Rickenmann et al. (2014b).

2 Grundlagen

2.1 Einzugsgebiet und Gerinneverbauungen

2.1.1 Hauptzuflüsse

Mehrere aktive kleinere Seitenbäche (z.B. Loibbach, Rotlauibach, Spreitgraben, Bänzlauibach, Rote Grabe) transportieren Geschiebe in die Hasliaare (Abb. 1). In den Simulationen von zukünftigen Szenarien werden für die fünf genannten Seitenbäche ein Sedimenteintrag in die Hasliaare berücksichtigt. In der jüngeren Vergangenheit sind vor allem die Seitenzubringer Routlauibach und der Spreitgraben durch ihre grosse Murgangaktivität aufgefallen. Das Urbachwasser (68 km²) und das Gadmerwasser (168 km²) haben einen grossen Einfluss auf den Abfluss und die Wasserfracht der Hasliaare bei Innertkirchen und weiter flussabwärts.

2.1.2 Geologie/Fels

Der geologische Untergrund im Haslital besteht aus Graniten und Gneisen des Aarmassivs, sowie Sedimenten aus der helvetischen Decke (Stähli et al., 2011). Das Flussbett ist in den meisten Abschnitten durch alluviale Ablagerungen geprägt und weist dadurch eine grosse Menge an verfügbarem Geschiebe auf. Dazwischen ist das Gerinne aber immer wieder durch Felsabschnitte stabilisiert.

2.1.3 Verbauungen

Die KWO betreibt im Einzugsgebiet der Hasliaare mehrere Kraftwerke. Die Verbauungen beeinflussen den Abfluss und damit den Sedimenttransport in der Hasliaare stark. Im Jahr 2012 waren neun Kraftwerke und 26 Turbinen in Betrieb. Diese produzieren bei einer durchschnittlichen Leistung von 1125 MW eine jährliche Energie von 2350 GWh (KWO, 2011; Stähli et al., 2011).

Die Ufer der Hasliaare sind bis zum Zufluss des Urbachwassers praktisch unverbaut. An wenigen Stellen sind Blocksätze sichtbar. Ab Innertkirchen (nach Zufluss Gadmerwasser) bis zur Mündung in die Aareschlucht sind die Ufer mit Buhnen im Abstand von 23 m verbaut (Orthofoto von map.geo.admin.ch, 26.08.2013). Flussabwärts der Aareschlucht ist das Gerinne bis zur Mündung in den Brienzersee weitgehend kanalisiert.

2.1.4 Wasserfassungen und Kraftwerksbetrieb

Wie in Abb. 1 und 2 ersichtlich ist, betreibt die KWO im untersuchten Gebiet mehrere Wasserspeicher. Die Kraftwerkspeicher beeinflussen das Abflussregime der Hasliaare erheblich. In Tabelle 1 sind die Jahre der Inbetriebnahme der verschiedenen Anlagen aufgelistet. In Abb. 7 sind die Jahreshochwasser an der Messstation Brienzwiler aufgezeigt. Nach der Inbetriebnahme von Handeck 1 traten von 1932 bis ca. 1975 tendenziell weniger grosse jährliche Abflussspitzen auf als zuvor.

Vom gesamten Einzugsgebiet der Hasliaare bis Meiringen (531 km²) nehmen die Speicherseen eine natürliche Einzugsgebietsfläche von 171 km² ein (geo7-HZP, 2006). Allein die vier grossen Speicherseen Oberaar, Grimsel, Räterichsboden und Gelmer im Oberlauf der Simulationsstrecke haben eine Fläche von 141 km². In acht Speicherseen werden bis zu 195 Mio m³ Wasser gespeichert, was ca. 20 % des jährlichen Niederschlages im Gebiet entspricht (Stähli et al., 2011). Auch wenn die Speicher voll sind, wirken sie noch dämpfend auf die Abflussganglinie.

Tabelle 1 Inbetriebnahme von Kraftwerks-Anlagen der KWO. Quelle: kwo-baueetappen (2007).

Inbetriebnahme	Anlage
1932	Handeck 1
1943	Innertkirchen 1
1950	Handeck 2
1954	Grimsel 1
1967	Hopflauen, Führen, Innertkirchen 2
1979	Grimsel 2

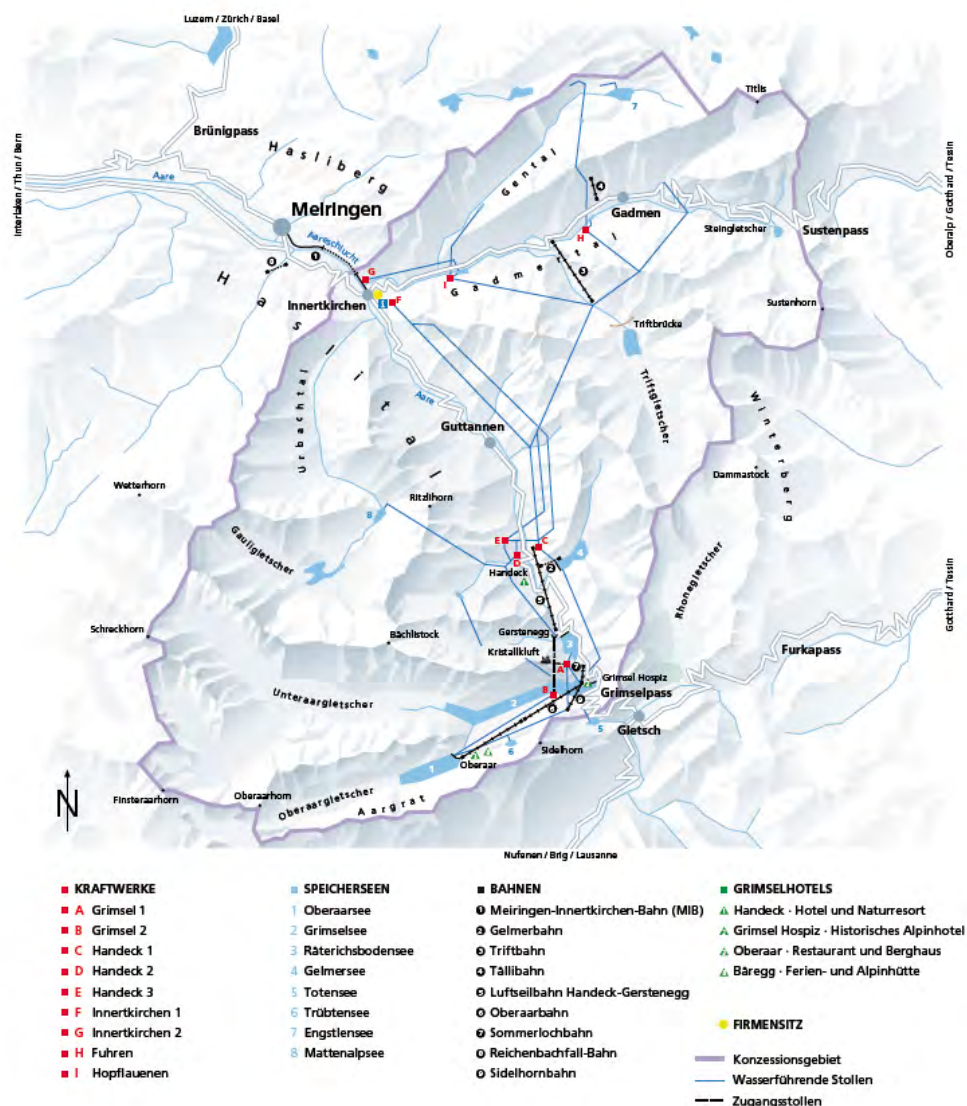


Abb. 2 Einzugsgebiet der KWO mit den 9 Kraftwerken und den 8 Speicherseen (Abbildung aus KWO, 2011)

2.2 Bisherige Studien

Mögliche Auswirkungen der Klimaänderung wurden im Zusammenhang mit der Hasliaare in verschiedenen Studien analysiert. Huggel et al. (2011) untersuchten die veränderte Hanginstabilität im Gebirge, wobei der Rotlauibach und das Ritzlihorn/Spreitgraben im Einzugsgebiet der Hasliaare als Fallstudie diskutiert wurden. Hählen (2010) und Tobler et al. (2012) geben eine Übersicht über die seit 2009 massiv erhöhte Murgangaktivität im Spreitgraben. In der Ereignisanalyse des Bundesamtes für Umwelt (BAFU) zum Hochwasser 2005 (Bezzola und Hegg, 2008), ist die Sohlenveränderung der Hasliaare flussabwärts von Innertkirchen dokumentiert.

Verschiedene Studien befassten sich mit der Aktivität der Seitenbäche und den Auflandungen in der Hasliaare. In Geotest-HZP (2007) wird der Murgang im Rotlauibach untersucht, welcher während des Hochwassers 2005 viel Material bis zum Kegel und in die Talebene transportiert hat, was zum Rückstau der Hasliaare führte. Dieses Ereignis ist auch in Scheuner et al. (2009) beschrieben. In Geotest (2010) wird die Problematik der Rückstauszenarien in der Aare aufgrund der Geschiebeeinträge aus dem Spreitgraben beschrieben. Der Bericht befasst sich auch mit den Auflandungen in der Aare ab 2009 und mit zukünftig möglichen Auflandungen. Schliesslich befasst sich Geotest (2012) mit der Prozessanalyse der Murgänge aus dem Spreitgraben sowie mit Szenarien für die Zukunft und mit den Auswirkungen auf die Erosions- bzw. Auflandungsentwicklung in der Aare.

Vom Obergerienkreis I des Kantons Bern sind Fotos vorhanden, welche die Auflandungen im unteren Bereich (Innertkirchen) der Hasliaare nach den Murgängen aus dem Spreitgraben zeigen. Hunziker, Zarn und Partner (HZP, 2007) befassten sich ebenfalls mit der Auflandungsproblematik in der Hasliaare nach dem Hochwasser 2005. Im Bericht wird die Geschiebemobilisierung beim Murgang im Rotlauibach, die Verfrachtung und die Auflandungsproblematik in Innertkirchen beschrieben. Des Weiteren werden Geschiebelieferungen aus weiteren Seitenbächen erwähnt.

Zum Ereignis im Jahr 2005 wurden zudem einige hydrologische Untersuchungen durchgeführt. Die Wasserkraftnutzung durch die KWO erschwerte die Rekonstruktion der genauen Abflussdaten während des Hochwassers. In geo7-HZP (2006) wurden Abflusswerte ermittelt, welche die Wasserkraftnutzung berücksichtigen, und das Volumen der Geschiebeablagerungen in Innertkirchen geschätzt ($15'000 - 18'000 \text{ m}^3$).

AquaVision (2007) führte hydrologische Simulationen für das Hochwasser 2005 in der Hasliaare durch. Dabei wurde der Einfluss der Kraftwerke und Speicherseen berücksichtigt. An verschiedenen Stellen im Einzugsgebiet wurden Ganglinien mit und ohne Berücksichtigung der Wasserkraftanlagen berechnet.

Die Korridorstudie Haslital (Korridorstudie, 2013) befasste sich mit der veränderten Aktivität der Massenbewegungen im Einzugsgebiet der Hasliaare zwischen Innertkirchen und dem Grimselpass. Daraus wurden die Szenarien für den Sedimenteintrag in den vorliegenden Simulationen mit *sedFlow* abgeleitet. Die Klimaszenarien lassen für das Jahr 2060 eine Temperaturerhöhung von 3°C und eine Zunahme der Hitzetage von heute 5 auf 14 (2030) bzw. 27 (2060) erwarten. Es wird angenommen, dass intensive, gewittrige Niederschläge (wichtig für die Murgangauslösung) vermehrt vorkommen werden. Das Abschmelzen der Gletschergebiete und des Permafrostes soll zu grösseren Mengen von mobilisierbarem Geschiebe in hohen Lagen des Untersuchungsgebietes führen.

2.3 Gerinnegeometrie und Geschiebetransport

2.3.1 Gerinnegeometrie

Das Gerinnegefälle der Hasliaare wurde mit dem digitalen Höhenmodell berechnet. Die Gerinnebreiten wurden in einem ersten Schritt aus Luftbildern ermittelt. Während Feldbegehungen wurden die Breiten aller Standorte der Linienzahlanalysen zudem mit einem Laser Distanzmesser gemessen. Die Messwerte und die aus den Luftbildern ermittelten Breiten waren für alle Standorte vergleichbar. Der Abstand zwischen den gemessenen Querprofilen beträgt im Durchschnitt 100 m (variiert zwischen 47 und 203 m). In Abbildung 3 sind die verwendeten Flussbreiten sowie das Gerinnegefälle entlang der Hasliaare angegeben. Unterhalb von Innertkirchen fliesst die Hasliaare weitgehend in einem kanalisierten Gerinne. Dort wird das Gefälle relativ flach und die Gerinnebreite nimmt zu. Die schmalere Stelle unterhalb km 2 repräsentiert die Aareschlucht.

Zwischen Innertkirchen und der Aareschlucht wurden im Jahr 2002 Querprofile vermessen, und zwischen der Aareschlucht und der Mündung in den Brienzersee im Jahr 2003 (Bezzola und Hegg, 2008; Flussbau, 2009a). Nach dem Hochwasserereignis im August 2005 wurden über den gesamten Abschnitt zwischen Innertkirchen und dem Brienzersee erneut Querprofile vermessen. Diese Daten für den Abschnitt flussabwärts von Innertkirchen wurden für die Definition der Gerinnebreiten in den hier präsentierten Simulationen nicht verwendet.

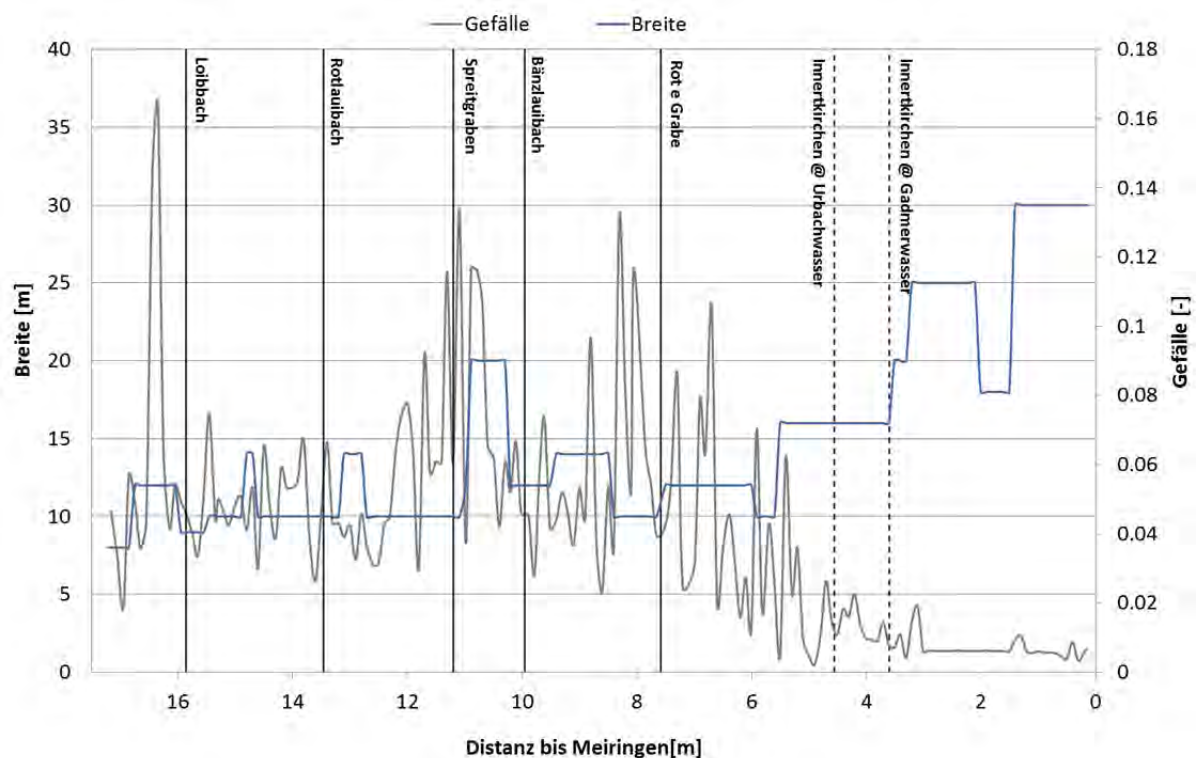


Abb. 3 Verwendete Gerinnebreiten und Gerinnegefälle entlang der Simulationstrecke der Hasliaare.

2.3.2 Sohlenveränderungen und Beobachtungen zum Geschiebetransport

Rotloui – Mündung:

Während des Hochwasserereignisses im August 2005 trat im Rotlaibach ein sehr grosses Murgangereignis auf. Die transportierte Feststofffracht betrug $500'000 \text{ m}^3$. Die Ablagerungen füllten die Hasliaare auf einer Länge von 750 m und einer Breite von 200 – 300 m zeitweise mit

einer Mächtigkeit von 20 m mit Geschiebematerial (HZZ, 2007; Geotest-HZZ, 2007). Dieses Volumen führte zu einer raschen Verkläuerung der Aare und schliesslich zu Überschwemmungen im Dorf Guttannen. Im Anschluss an das Hochwasserereignis 2005 wurde für die Aare ein neues Gerinnebett ausgebaggert.

Spreitgraben – Mündung:

Seit 2009 ereigneten sich im Spreitgraben Murgänge mit erheblichen Feststofffrachten. Diese stehen im Zusammenhang mit Felsabbrüchen am Ritzlihorn, die vermutlich durch auftauenden Permafrost ausgelöst wurden (Huggel et al., 2011). Durch die Murgänge kam es in der Hasliaare zu gewaltigen Ablagerungen. Das Flussbett der Hasliaare unterhalb der Mündung wurde in der Periode von April bis August 2010 über eine Länge von rund 800 m um 5 bis mehr als 10 m angehoben (Hählen, 2010). Ausserdem ist festzustellen, dass die massive Auflandung auch zu einer Verbeiterung des Gerinnebettes führte (Abb. 4). Eine Zusammenstellung der Geschiebebilanzen der Ereignisse im Spreitgraben und der Austräge in die Hasliaare für die Periode 2009 – 2011 ist in Tabelle 2 gegeben (Tobler et al., 2012).

Tabelle 2 Geschiebebilanzen des Spreitgrabens 2009 – 2011 ohne Austrag durch die Aare (Tobler et al., 2012; Geotest, 2012)

Jahr	2009	2010	2011
Geschiebequelle/Ort	Fracht [m ³]	Fracht [m ³]	Fracht [m ³]
Kegelerosion (Hasliaare bis ehemaliger Firn)	65'000	120'000	230'000
Erosion Firnbereich und Seitengräben	0	~ 30'000	~ 50'000
Felssturzmaterial (Schafegg)	35'000	100'000	0
Ablagerungen Hasliaare	100'000	230'000	260'000

Die durch die Murgänge verursachten Auflandungen in der Hasliaare im Bereich der Mündung des Spreitgrabens und unterhalb davon sind in Tabelle 3 gezeigt (Geotest, 2012).

Tabelle 3 Auflandungen in der Hasliaare (Geotest, 2012)

Ablagerungsort Aare	Ablagerungshöhen			
	2009	2010	2011	Total
Einmündung Spreitgraben (gemessen)	4 – 7 m	6 – 12 m*	5 – 12 m*	13 – 20 m*
Ablagerungen Einmündung (korrigiert)	4 – 7 m	9 – 17 m	6 – 14 m	17 – 30 m
Hoflue	6 – 8 m	6 – 8 m	3 – 4 m	13 – 18 m
Flesch	0 m	4 – 6 m	2 – 3 m	5 – 9 m
Bodenbrücke	0 m	0 m	0.5 – 1 m	0.5 – 1 m

* reduzierte Ablagerungshöhen durch Geschiebeaushub (Winter 09/11: 5 m) und Geländeanpassungen (Frühjahr 2011: 1-2 m).



Abb. 4 Auflandungsentwicklung in der Aare unterhalb der Mündung des Spreitgrabens: 2007 (links), 2010 (mitte) und 2011 (rechts), aus Geotest (2012).

Spreitgraben – Innertkirchen:

Zwischen 2006 und 2012 wurden an mehreren Standorten wiederholt Fotos aufgenommen. Die Fotos stammen von Nils Hählen, dem Ingenieurbüro HZP sowie der WSL. In den Bildern ist ersichtlich, dass nach dem Hochwasser 2005 und in den nachfolgenden Jahren über weite Strecken unterhalb des Endes der Murgangablagerungen vom Spreitgraben bei Boden (km 10.7) keine wesentlichen Erosionen oder Auflandungen stattfanden. Dies betrifft insbesondere den Abschnitt von km 10.7 bis 8.9 sowie den Bereich bei km 5.8 bis 5.6. Die Fotodokumentation ist in Anhang A1 aufgeführt.

Innertkirchen Dorf:

Das Ablagerungsvolumen bei Innertkirchen wurde nach dem Hochwasser im August 2005 auf etwa $15'000 \text{ m}^3$ geschätzt (HZP, 2007; Geotest-HZP, 2007). Die Ablagerungen traten in der Hasliaare bis zum Zusammenfluss mit dem Gadmerwasser bei Innertkirchen auf. Die durchtransportierte Fracht wird auf $5000 - 10'000 \text{ m}^3$ geschätzt (HZP, 2007). Die Auflandungshöhen haben Werte von bis zu 1 m erreicht. Im Winter 2005/2006 wurde bei Innertkirchen ca. $15'000 \text{ m}^3$ Geschiebematerial entnommen (Geotest-HZP, 2007).

Innertkirchen – Mündung Brienzersee (Delta):

Aus der Veränderung der Querprofile von Innertkirchen bis zur Mündung in den Brienzersee konnte eine Grössenordnung der Geschiebefracht für die Beobachtungsperiode 2002 - 2005 ermittelt werden (Bezzola und Hegg, 2008; Flussbau, 2009a). In Abbildung 5 ist die Sohlenveränderung des erwähnten Abschnittes der Hasliaare abgebildet; die Volumenänderung (braun) flussabwärts der Aareschlucht kann als Minimalwert für die Geschiebefracht betrachtet werden. Für die Periode 2002 - 2005 traten relativ geringe Änderungen der Sohlenlage zwischen Innertkirchen und dem Ende der Simulationsstrecke in Meiringen auf.

Carvalho und Schulte (2013) untersuchten mittels Geochronologie die Sedimentänderung im Aaredelta. Die C14-Analyse von Gesteinsproben zeigte, wie sich die Sedimentationsrate in den letzten 2500 Jahren veränderte. Daraus kann für die letzten 500 Jahre eine durchschnittliche Geschiebeablagerung von $40'000 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ für den Bereich zwischen Meiringen und dem Brienzersee bestimmt werden.

Das Amt für Wasserwirtschaft des Bundes (AfW) führte Untersuchungen zu den Geschiebeablagerungen beim Delta der Hasliaare im Brienzersee durch. Die Daten zeigen, dass im Schnitt 30 % der Kornzusammensetzung $< 4 \text{ mm}$ gross ist (AfW, 1939a). Das beim Mündungsdelta jährlich abgelagerte Geschiebe-Schwebstoffgemisch wird auf $94'000 \text{ m}^3$ geschätzt (AfW, 1939b). Mit einem geschätzten Feinanteil von 20 bis 30 %, der als Schwebstoff transportiert wird, beträgt die

durchschnittliche Geschiebefracht ca. 66'000 bis 75'000 m³/Jahr. Im Hinblick auf diese Werte der jährlichen Geschiebefrachten muss bemerkt werden, dass sich die Untersuchungen des AfW im Wesentlichen auf die Zeit vor der Beeinflussung durch die Wasserkraftnutzung beziehen. In dieser Zeit gab es also es viel mehr Wasser im Gerinnesystem der Hasliaare oberhalb von Innertkirchen.

Beim Hochwasser 2005 wurden im Raum Meiringen nach Dammbrüchen Geschiebeablagerungen mit einem Volumen von ca. 35'000 m³ geschätzt (Rickenmann und Koschni, 2010).

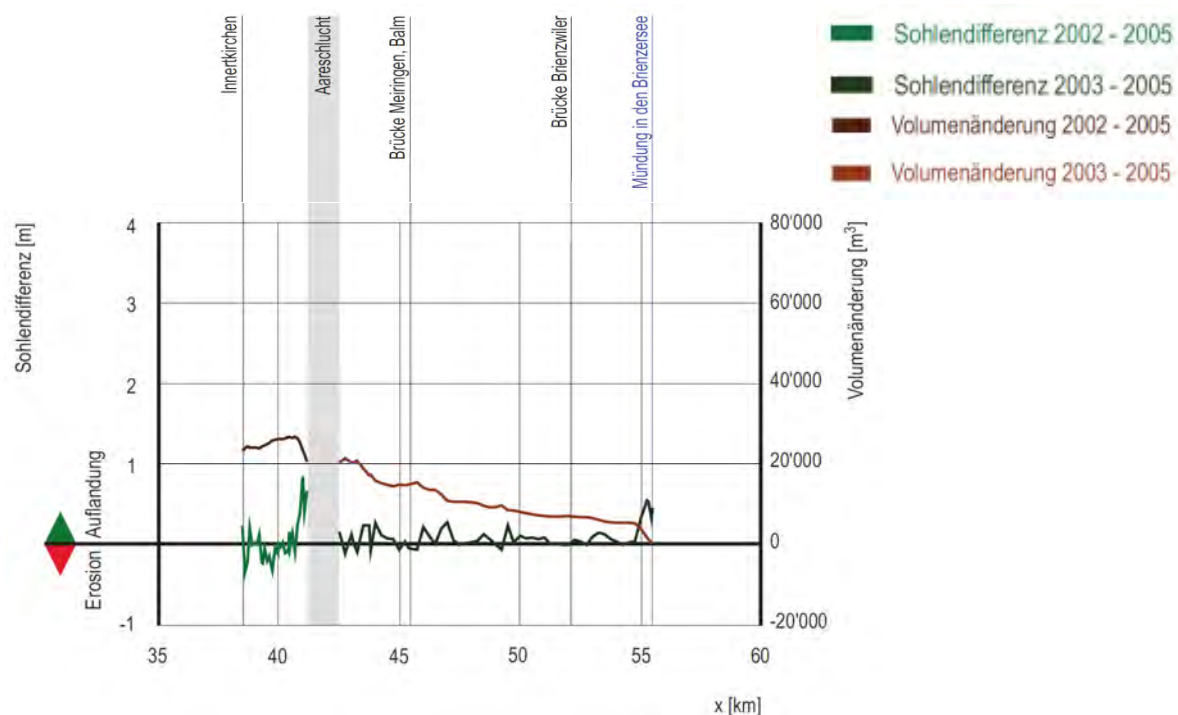


Abb. 5 Sohldifferenz und daraus abgeleitete Volumenänderung (= Teil der Geschiebefracht) in der Hasliaare zwischen Innertkirchen und der Mündung in den Brienzersee. Quelle: Bezzola und Hegg (2008) bzw. Flussbau (2009a)

Die für die Kalibrierung des Modelles vorhandenen Beobachtungen zum Geschiebetransport in der Hasliaare sind in Tabelle 4 zusammengestellt.

Tabelle 4 Beobachtungen zum Geschiebetransport in der Hasliaare für die Kalibrierung von sedFlow.

Geschiebeeintrag aus dem Rotlaubibach durch Murgang im August 2005:
ca. 100'000 m ³ Ablagerungen in Talebene mit Aufstau der Hasliaare
Geschiebeeintrag aus dem Spreitgraben durch Murgänge:
100'000 m ³ (2009)
230'000 m ³ (2010)
260'000 m ³ (2011)
Gerinneabschnitt Boden bis Innertkirchen [ca. km 10 – 4.6]:
sehr wenig Erosion oder Auflandung (Fotos 2009 - 2013)
Geschiebeablagerungen in Innertkirchen [ca. km 4.6 – 3.6]:
15'000 m ³ nach Hochwasser vom August 2005 (im Winter 2005/2006)
10 % des Eintrages aus dem Spreitgraben (Schätzung Geotest)
Geschiebetransport Innertkirchen bis Meiringen:
> 20'000 m ³ für die Jahre 2002-2005 (Querprofilvermessungen)
Geschiebetransport in Meiringen bzw. zum Delta im Brienzersee:
40'000 m ³ /Jahr (Geochronologie im Bereich Meiringen)
70'000 m ³ /Jahr (Flussdelta im Brienzersee, vor Wasserkraftnutzung)

2.3.3 Annahmen zu seitlichen Geschiebeeinträgen und Zukunftsszenarien

Im Rahmen der Korridorstudie Grimsel (Korridorstudie, 2013) wurden mögliche Entwicklungen der Massenbewegungen zwischen Innertkirchen und dem Grimselpass für die Jahre 2030 und 2060 prognostiziert. Die Ursachen für die veränderten Massenbewegungen liegen im Bereich der sich zurückziehenden Gletscher und dem tauenden Permafrost im Einzugsgebiet der Hasliaare. Aus dieser Studie wurden für die Szenarienbildung zukünftiger Ereignisse fünf potentielle Geschiebezubringer (Abb. 6) in die Hasliaare ausgewählt. Die in Tabelle 5 aufgeführten Volumina wurden für die hier simulierten Szenarien auf Basis der Korridorstudie als jährliche seitliche Geschiebeeinträge angenommen. Dabei handelt es sich um Geschiebefrachten, die für die Simulationsperiode als mobilisierbar betrachtet werden. Es wird angenommen, dass nur ein Teil der Wildbachfracht während eines Hochwasserereignisses von der Hasliaare abtransportiert werden kann. Die in der Korridorstudie abgeschätzten Volumina für die Jahre 2030 und 2060 sind in Anhang A2 aufgeführt.

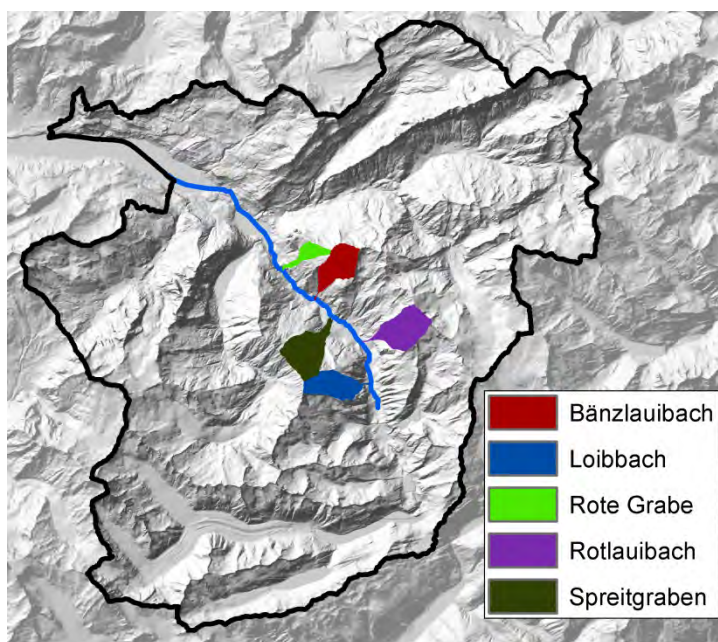


Abb. 6 Die fünf in den Simulationen der vorliegenden Studie berücksichtigten Teileinzugsgebiete für den seitlichen Sedimenteintrag sind hier farbig markiert. Für jeden dieser geschiebeführenden Zubringer wurde ein tiefes, mittleres und hohes Geschiebevolumen angenommen (vgl. Tabelle 5). Die blaue Linie zeigt den simulierten Flussabschnitt der Hasliaare.

Tabelle 5 Volumenangaben der jährlichen Geschiebefracht [m³], welche als Teil von möglichen Murgangablagerungen aus den fünf Seitenzubringern (Korridorstudie, 2013) (vgl. Abb. 6) von der Hasliaare abtransportiert werden könnte.

Name Zubringer	Rote Grabe	Bänzlauibach	Spreitgraben	Rotlauibach	Loibbach
Distanz zur Mündung [km]	7.584	9.954	11.2	13.461	15.857
Grosses Volumen (HV) [m ³]	15000	30000	50000	50000	20000
Mittleres Volumen (MV) [m ³]	10000	15000	25000	25000	15000
Kleines Volumen (LV) [m ³]	3000	5000	10000	10000	3000

HZP (2007) schätzte nach dem Hochwasserereignis 2005 ab, dass die mobilisierbare Geschiebefracht aus den Ablagerungen des Murganges vom Rotlauibach bei einem zukünftigen HQ₁₀₀ in der Hasliaare etwa 50'000 – 70'000 m³ betragen könnte. Da unterhalb des Murgangkegels eine Flachstrecke liegt, wurde die mögliche Auflandung auf 3.5 m geschätzt. Der Transport in den unteren Flussabschnitt wurde auf 40'000 – 50'000 m³ Geschiebefracht geschätzt. Bei einem HQ₁₀₀ Der Geschiebetransport

oberhalb von Innertkirchen bei einem zukünftigen HQ_{100} in der Hasliaare wurde auf 25'000 – 40'000 m³ geschätzt (HZIP, 2007).

Die beiden grossen Zubringer Urbachwasser und Gadmerwasser transportieren im Allgemeinen zwar viel Wasser aber eher wenig Geschiebe in die Hasliaare. Im Bericht HZIP (2007) werden für das Hochwasser im August 2005 die Geschiebefrachten des Gadmerwassers und des Urbachwassers auf je ca. 10'000 m³ geschätzt. Für die Simulationen mit sedFlow wurden aber keine Geschiebeeinträge aus diesen beiden Bächen berücksichtigt.

2.4 Hydrologie

2.4.1 BAFU

Die Messstation Brienzwiler auf 570 m ü.M. (siehe Abb. 1) ist die einzige BAFU-Abflussmessstation im Einzugsgebiet der Hasliaare (bis zum Brienzersee). Die Hochwasserstatistik der Station Brienzwiler ist in Abbildung 8 (links) angegeben. Die Daten stammen von der Messperiode 1905 – 2011. Abbildung 8 (rechts) zeigt alle Jahresspitzenwerte des Abflusses seit Messbeginn im Jahr 1905. Es ist ersichtlich, dass die Wiederkehrperiode der grösseren Abflussspitzen ab 1975 eher kleiner wurde. Während des Hochwasserereignisses vom August 2005 wurde mit 444 m³/s der höchste je gemessene Abfluss registriert [Quelle: hydrodaten.admin.ch]. Der Zufluss zu den vier grossen Speichern Oberaar, Grimsel, Räterichsboden und Gelmer betrug etwa 135 m³/s. Die zu diesem Zeitpunkt über die Turbinen abgegebene Menge betrug rund 15 m³/s. Die Hochwasserganglinie wurde also um ungefähr 120 m³/s gedämpft (geo7-HZIP, 2006). Aufgrund einer Revision des grössten Staubeckens Grimsel im August 2005 lag der Seestand 20 m tiefer als üblich. Durch diesen Zustand war während des Hochwassers ein sehr grosses Retentionsvolumen vorhanden und ein mögliches Überlaufen wurde verhindert. Der gemessene Spitzenabfluss in Brienzwiler wurde in verschiedenen Analysen als zu tief bewertet. Wegen Dammbrüchen und Ausuferungen ist ein Teil des Wassers neben dem Gerinne abgeflossen, so auch bei der Messstation Brienzwiler (geo7-HZIP, 2006). In der Folge wurde für die Abflussspitze der gemessene Wert von ca. 440 m³/s auf 520 m³/s korrigiert (geo7-HZIP, 2006).

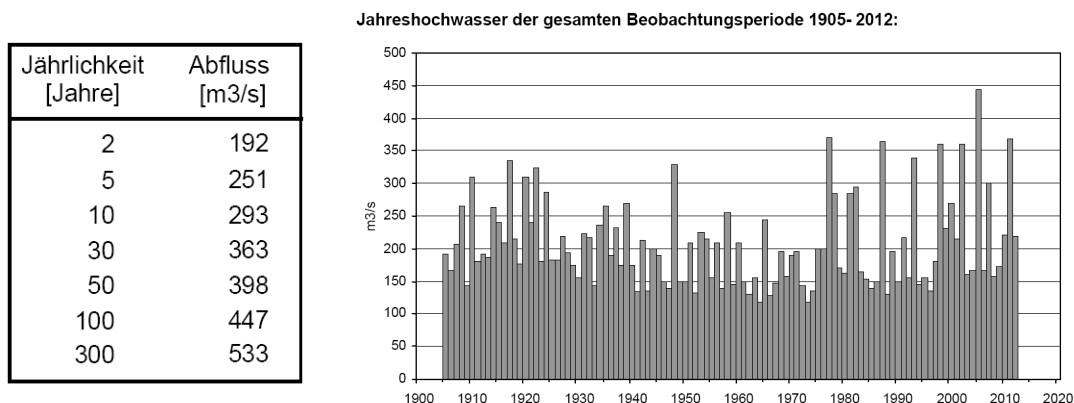


Abb. 7 Hochwasserstatistik und Jahreshochwasser der gesamten Beobachtungsperiode 1905 – 2012 an der Messstation Brienzwiler. Quelle: hydrodaten.admin.ch.

2.4.2 Verwendete Hydrologie für die Simulationen

Die Daten der Abflussmessstation sind nur lokal anwendbar. Für die Geschiebetransport-simulationen müssen aber Abflüsse über die ganze Gerinnelänge bekannt sein. Um Ganglinien an mehreren Stellen

im Gerinne zu erhalten, wurden die gemessenen Werte flächenanteilmässig auf verschiedene Teileinzugsgebiete aufgeteilt (Abb. 8). Das Einzugsgebiet bis Innertkirchen umfasst 81 % der Fläche des Einzugsgebietes bis Brienzwiler. Das Gadmerwasser und das Urbachwasser sind mit einer Fläche von 28 % respektive 12 % zwei wichtige seitliche Wasserzubringer. Das Einzugsgebiet des Urbachwassers ist nur sehr wenig von der KWO beeinflusst (AquaVision, 2007). Die Ganglinie des Urbachwassers wird bei km 4.56 und diejenige des Gadmerwassers bei km 3.60 eingespeist. Der Talboden von Innertkirchen bis Handegg nimmt eine prozentuale Fläche von 13 % ein. Die dem Talboden zugehörige Ganglinie wird zu je einem Viertel an vier ausgewählten Orten entlang der Simulationsstrecke (km 15.35, km 13.1, km 8.1, km 6.75) in die Hasliaare eingespeist. Der Oberlauf der Simulationsstrecke umfasst ein Einzugsgebiet mit einer prozentualen Fläche von 28 %. Die Flächen, die in die Speicherseen entwässern, mussten aber speziell behandelt werden. Das für die Stromproduktion entnommene Wasser wird erst vor der Mündung des Gadmerwassers in die Hasliaare zurückgeführt und steht somit für den Geschiebetransport oberstrom des Gadmerwassers nicht zur Verfügung. Für die Geschiebetransportsimulationen wird das entnommene Wasser in Form einer zusätzlichen Ganglinie bei km 3.60 (Mündung Gadmerwasser) in die Hasliaare eingespeist. Das Einzugsgebiet des Oberlaufs hat nach Abzug der Flächen, die in die Staubecken entwässern, nur noch eine prozentuale Fläche von 2.5 % des Einzugsgebietes bis Brienzwiler.

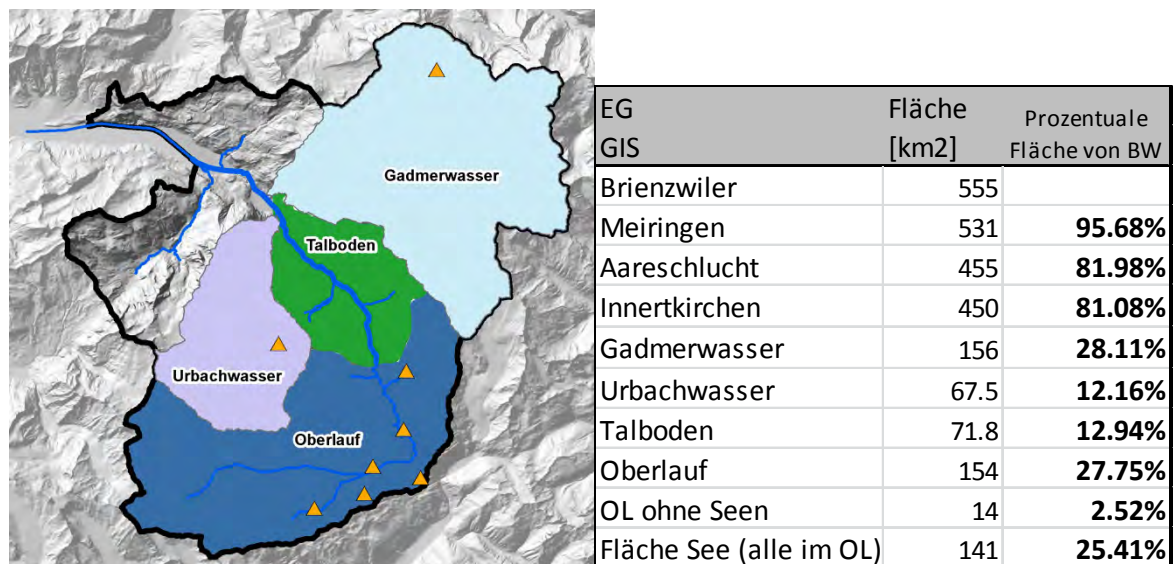


Abb. 8 Übersicht über die Teileinzugsgebiete, für die mit einer Flächenskalierung Ganglinien erstellt wurden (links). Verwendete Flächen für die Skalierung der Ganglinie (rechts; BW = Brienzwiler). Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (JA100118).

Spezialfall Hochwasser 2005:

Für das Hochwasser vom August 2005 wurden die skalierten Ganglinien mit bestehenden Studien verglichen. Für den Abfluss bei Guttannen wurde die simulierte Ganglinie von AquaVision (2007) Abflussspitze von 84 m³/s bei Guttannen als Vergleich herangezogen (Abb. 9). Der maximale Abfluss der flächenskalierten BAFU-Ganglinie (Oberlauf + Talboden bis Guttannen) beläuft sich auf 30 m³/s, ist also ungefähr um einen Faktor 2.5 zu tief. Der Abfluss während des Ereignisses wurde deshalb mit einem zeitabhängigen Faktor, der sich zwischen 1.3 und 2.7 bewegt, korrigiert. So konnte die simulierte Ganglinie von AquaVision gut nachgebildet werden. Die Abflussspitze von ungefähr 80 m³/s bei Guttannen wird auch durch den Bericht geo7-HZP (2006) bestätigt. Die aus der BAFU-Ganglinie skalierten Abflüsse für das Gadmerwasser und das Urbachwasser wurden mit hydrologischen Simulationen mit dem Modell PREVAH (Viviroli et al., 2009) verglichen. Die beiden

Ansätze liefern Abflusswerte, welche ziemlich gut überein stimmen (Abb. 10). Die skalierten Abflüsse wurden deshalb für die Geschiebetransport-simulationen nicht verändert.

Durch den veränderten Abfluss im Oberlauf des Einzugsgebietes verschiebt sich die korrigierte Ganglinie im Vergleich zur skalierten BAFU-Ganglinie nach oben und die Abflussspitze erhöht sich von 442 m³/s auf 542 m³/s. Im Vergleich zur geschätzten Abflussspitze von 520 m³/s (geo7-HZP, 2006) ist dieser Wert eher zu hoch. Dies ist vermutlich darauf zurück zu führen, dass in dieser Arbeit das für die Stromproduktion entnommene Wasser vollständig ins System zurückgeführt wird, während beim Hochwasserereignis ein grosser Teil in den Speicherseen zurückgehalten wurde.

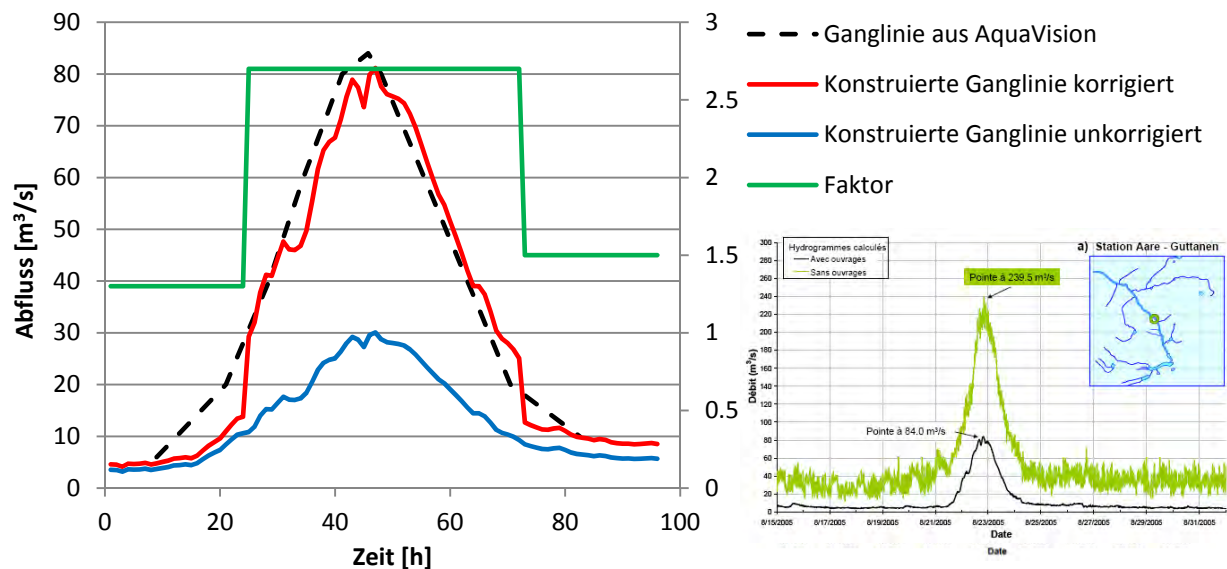


Abb. 9 Abflussganglinien bei Guttannen während des Hochwasserereignisses vom August 2005. Links: Simulierte Ganglinie aus AquaVision (2007), unkorrigierte flächenskalierte Ganglinie auf Basis der BAFU-Ganglinie Brienzwiler und korrigierte flächenskalierte Ganglinie. Rechts unten: Simulierte Ganglinie mit Wasserkraftnutzung (schwarz) und ohne Wasserkraftnutzung (grün) (Abbildung aus AquaVision (2007)).

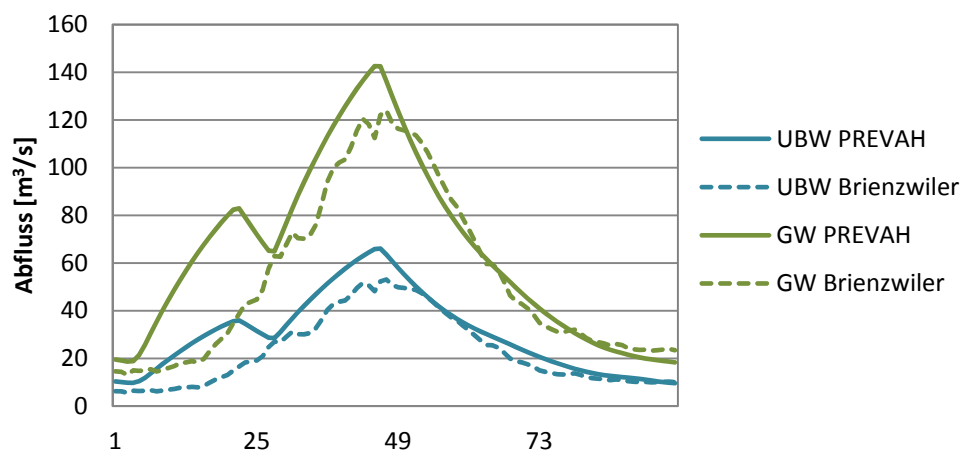


Abb. 10 Ganglinien der zwei Zubringer Urbachwasser (UBW, blau) und Gadmerwasser (GW, grün) aus PREVAH-Simulationen und Vergleich mit den flächenskalierten Abflüssen auf Basis der BAFU-Ganglinie Brienzwiler. Die Abszisse gibt die Zeitdauer des simulierten Hochwassers in [h] an zwischen dem 21.8 und 24.8 2005.

Tabelle 6 zeigt die Wasserfrachten und Abflussspitzen der Jahre 2002 – 2011 und des Hochwassers 2005. Im Jahr 2002 war die höchste Wasserfracht und im Jahr 2011 die kleinste zu verzeichnen. Der Spitzenabfluss ist im Jahr 2005 am höchsten und im Jahr 2003 am geringsten. Bei den

Jahresganglinien betragen die Wasserfrachten und Abflussspitzen am Ende der Simulationsstrecke in Meiringen - der prozentualen Fläche entsprechend - immer 81 % der gemessenen Werte in Brienzwiler. Die Ganglinie für das Hochwasser 2005 wurde manuell angepasst (siehe oben). Nach der Korrektur beträgt die Wasserfracht für die Simulationen 97 % und die Abflussspitze 99 % der gemessenen Werte in Brienzwiler. Wenn man aber die korrigierte Abflussspitze mit der für Brienzwiler geschätzten Abflussspitze von 520 m³/s vergleicht, kommt man auf einen Anteil von 84.6 %. Sie bewegt sich also wieder im Rahmen des Flächenverhältnisses zwischen Meiringen und Brienzwiler.

Tabelle 6 Wasserfrachten und Abflussspitzen der Jahre 2002 – 2011 und des Hochwassers 2005. BW = gemessene Werte in Brienzwiler; Simulation = Für die Simulationen verwendete Werte am Ende der Simulationsstrecke bei Meiringen. Die Umrechnung für die Jahressimulation beträgt der prozentualen Fläche entsprechend jeweils 81 % der in Brienzwiler gemessenen Werte. Die Wasserfracht für die Simulation des Hochwassers im August 2005 wurde (siehe Kapitel 2.4.3) angepasst und beträgt schliesslich 97 % des gemessenen Abflusses in Brienzwiler (HW05 korrigiert).

2002	BW	Simulation	2006	BW	Simulation
Total	1.28E+09	1.03E+09	Total [m3]	1.09E+09	8.83E+08
Maximum [m ³ /s]	353.8	286.6	Maximum [m ³ /s]	164.8	133.5
2003	BW	Simulation	2007	BW	Simulation
Total [m3]	1.13E+09	9.19E+08	Total	1.16E+09	9.38E+08
Maximum [m ³ /s]	130.9	106.0	Maximum [m ³ /s]	295.7	239.5
2004	BW	Simulation	2008	BW	Simulation
Total [m3]	1.10E+09	8.89E+08	Total [m3]	1.18E+09	9.52E+08
Maximum [m ³ /s]	161.7	131.0	Maximum [m ³ /s]	152.6	123.6
2005	BW	Simulation	2009	BW	Simulation
Total [m3]	1.10E+09	8.88E+08	Total [m3]	1.17E+09	9.47E+08
Maximum [m ³ /s]	442.7	358.6	Maximum [m ³ /s]	169.9	137.6
HW05	BW	Simulation	2010	BW	Simulation
Total [m3]	6.65E+07	5.39E+09	Total [m3]	1.11E+09	9.00E+08
Maximum [m ³ /s]	442.7	358.6	Maximum [m ³ /s]	190.0	153.9
HW05 korrigiert	BW	Simulation	2011	BW	Simulation
Total [m3]	6.65E+07	6.46E+07	Total [m3]	1.02E+09	8.23E+08
Maximum [m ³ /s]	442.7	437.0	Maximum [m ³ /s]	365.4	296.0

2.5 Kornverteilungen

Zur Ermittlung der Korngrössenverteilung wurden entlang des simulierten Flussabschnittes an zwölf Stellen Linienzahlanalysen (Fehr, 1987) durchgeführt. Pro Standort wurden zwischen zwei und drei Analysen gemacht. Für die Geschiebetransportberechnungen mit sedFlow wurden die Linienzahlanalysen in eine gröbere Kornverteilung der Deckschicht und eine feinere Kornverteilung der Unterschicht umgerechnet, wobei der Feinanteil für Korngrössen mit $D < 1$ cm bei der Deckschicht auf 10 % und bei der Unterschicht auf 25 % festgesetzt wurde. Die gemittelten Werte der

charakteristischen Korndurchmesser D_{50} und D_{84} der Deckschicht sind in Abbildung 11 dargestellt. Die Werte von D_{50} variieren zwischen 0.04 und 0.11 m, diejenigen von D_{84} zwischen 0.07 und 0.44 m.

Für die Simulationen wurden die Kornverteilungen jeweils vom Standort der Analyse bis zum nächsten flussabwärts liegenden Standort als konstant angenommen. Die flussabwärts unterste Linienzahlanalyse wurde bei km 6.3 durchgeführt, da das Gerinne ab Innertkirchen praktisch vollständig mit Wasser gefüllt ist und eine Analyse dadurch erschwert wurde. Deshalb wurde für die Simulationen von diesem Standort aus bis Meiringen überall die gleiche Kornverteilung angenommen.

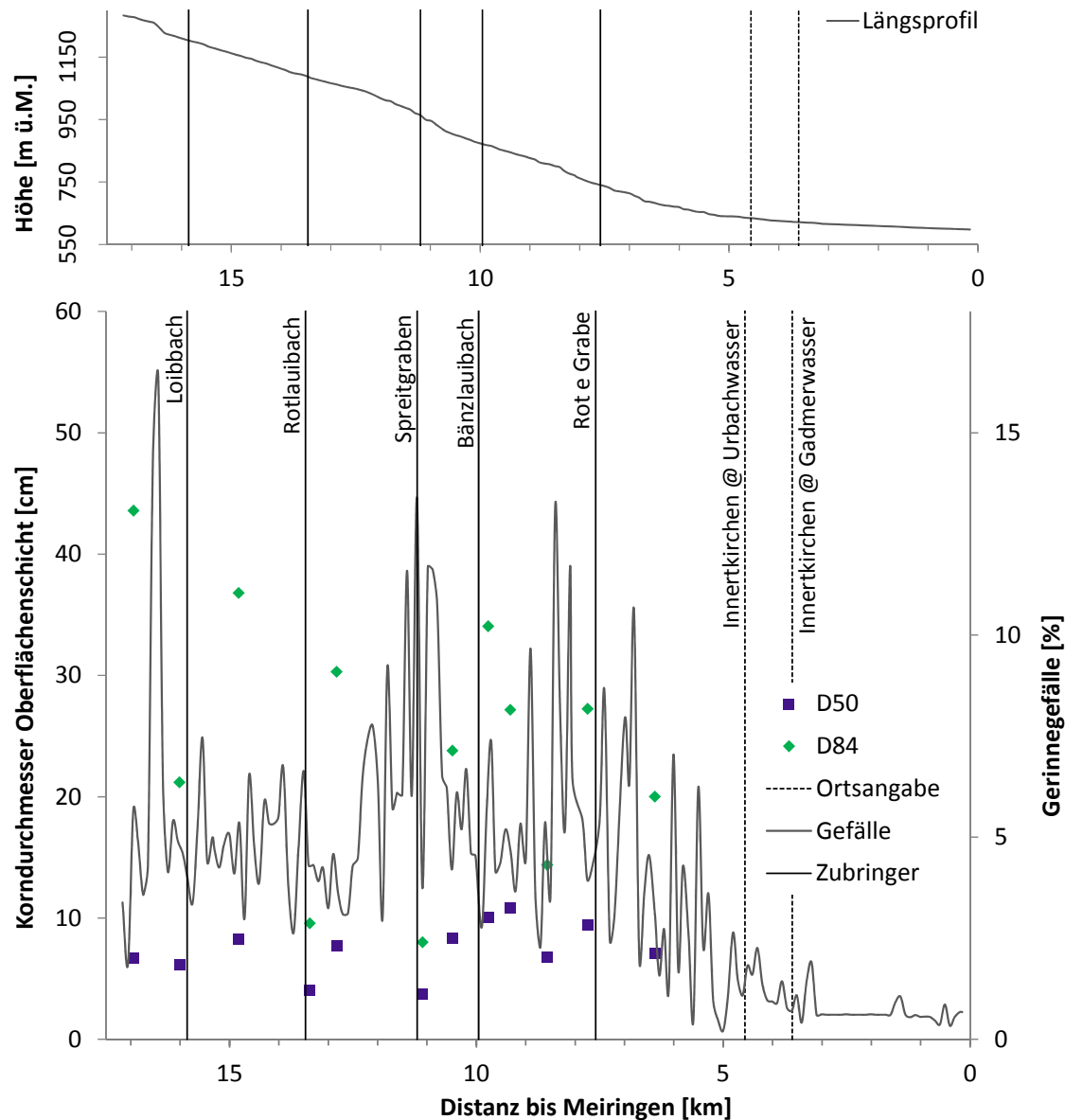


Abb. 11 Oben: Längsprofil entlang der Simulationsstrecke. Unten: Gerinnegefälle und charakteristische Korndurchmesser D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht entlang der Simulationsstrecke. Die Einmündung von Seitenbächen und einige Ortschaften sind zur genaueren Orientierung angegeben.

3 Geschiebetransportsimulationen

3.1 Allgemeine Bemerkungen zu den Simulationen und zur Wahl der Modellparameter

Für die Simulationsstrecke der Hasliaare und für die simulierten Zeitperioden gibt es nur relativ wenige Referenz-Beobachtungen zum Geschiebetransport und nur wenige Querprofilvermessungen flussabwärts von Innertkirchen (Tabelle 4). Somit konnte kein Sohlenveränderungs- und Transportdiagramm für die Hauptuntersuchungsstrecke Handegg – Innertkirchen erstellt werden (wie etwa für die Kleine Emme und den Brenno, siehe Rickenmann et al., 2015; Böckli et al., 2015a; Böckli et al., 2015a), womit die Modellparameter für sedFlow hätten genauer kalibriert werden können. Es wurde deshalb darauf verzichtet, die Eingabeparameter wie Korngrößenverteilung und Gerinnebreite an einzelnen Stellen zu variieren.

Für die Modelleichung wurde versucht, die vorhandenen Beobachtungen zum Geschiebetransport so gut wie möglich durch die Simulationen mit sedFlow zu reproduzieren. Dabei wird durch die Wahl der Transportformel sowie des Grenzwertes $\theta_{c50,min}$ (minimale kritische dimensionslose Sohlschubspannung bei Transportbeginn) in erster Linie das Niveau des Geschiebetransportes beeinflusst, d.h. vor allem die Geschiebefracht. In zweiter Linie werden die Sohlenveränderungen bzw. die lokalen (abschnittswisen) Änderungen des Transportverhaltens durch die Wahl der Versteckfunktion und des entsprechenden Exponenten (z.B. Gl. 3a)¹, durch die Anfangskornverteilung sowie durch die repräsentative Gerinnebreite bestimmt.

Die Güte der während der Optimierung erhaltenen Simulationsergebnisse für die Eichperiode wurde im Wesentlichen anhand der Beobachtungen zum Geschiebetransport beurteilt. Zudem wurde überprüft, ob sich die simulierten Sohlenveränderungen sowie die Entwicklung der Kornverteilung in einem plausiblen Rahmen bewegen.

Die Gerinnebreiten der Hasliaare basieren auf Feldmessungen. Da die Hasliaare aber grösstenteils in einem eingetieften Gerinne verläuft und unterhalb Innertkirchen kanalisiert ist, ist die Unsicherheit bezüglich der Gerinnebreite relativ gering. Eine grössere Unsicherheit weist jedoch die Kornverteilung auf. Da das Gerinne der Hasliaare über weite Strecken und während des Grossteils des Jahres von Wasser überflossen ist, mussten die Linienzahlanalysen im Sommerhalbjahr 2012 oft in der Uferregion durchgeführt werden. Die Kornverteilungen des Gerinnebettes vor den simulierten Ereignissen ist unbekannt. Ebenfalls eine grosse Unsicherheit weisen die verwendeten Abflussganglinien auf.

Die Mächtigkeit des erodierbaren Untergrundes wurde für die Simulationen in gewissen Gerinneabschnitten begrenzt (Tabelle 7). Durch diese Begrenzung wird die Gerinnesohle an den entsprechenden Stellen (mit einer „künstlichen“ Felssohle) fixiert. Es wurde davon ausgegangen, dass die Hasliaare bei den betroffenen Standorten nach einer gewissen Geschiebetätigkeit auf Fels fliesst und demnach keine weitere Zunahme der Geschiebefracht bei grösseren Abflussereignissen möglich ist. Für alle anderen Gerinneabschnitte der Simulationsstrecke wurde eine mittlere Mächtigkeit des Alluviums von drei Metern angenommen.

¹ Alle Verweise auf Gleichungen (bzw. Gl.Nr. sowie abgekürzte Variablen) beziehen sich auf den Synthesebericht (Rickenmann et al., 2015)

Tabelle 7 Annahmen zur Limitierung des verfügbaren Geschiebematerials im Gerinne der Hasliaare.

Abschnitt (von–bis) [km]	Mächtigkeit [m]
12.6 – 11.6	0.1
11.5 – 10.9	2
8.4 – 7.8	0.1
2.0 – 1.5	0.5

In der Hasliaare erfolgten alle hier dargestellten Simulationen mit der Geschiebetransportformel von Rickenmann (2001) und mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003); die Gleichungen zu den Versteckfunktionen finden sich im Synthesebericht (Rickenmann et al. 2015). Eine Ausnahme bilden die Simulationsergebnisse in Abschnitt 3.7, wo sich ein Vergleich der Auswirkungen verschiedener Versteckfunktionen findet. Bei den nachfolgend präsentierten Resultaten wurden die Simulationsrechnungen mit einer Limitierung der maximalen Froude-Zahl auf 0.9 durchgeführt, um bei konvexen Knickpunkten im Längenprofil eine zu starke Sohlenerosion zu vermeiden (vgl. Abschnitt 3.6).

3.2 Hochwasserereignis August 2005

Die Simulation des Hochwasserereignisses vom August 2005 (21. – 23.8.2005) soll die vorhandenen Beobachtungen so gut wie möglich abbilden. Die wichtigsten Angaben zum Geschiebetransport sind: (i) das Ablagerungsvolumen von ca. 15'000 m³ in der Hasliaare bei Innertkirchen bis zur Mündung des Gadmerwassers (HZZP, 2007). Für die Geschiebetransportsimulationen während des Hochwasserereignisses von 2005 wurden keine seitlichen Sedimenteinträge berücksichtigt. Auch der grosse Murgang aus dem Rotlaubach wurde in der Simulation nicht berücksichtigt, da der Murgang zu einem Aufstau der Hasliaare führte und das Material nicht weitertransportiert wurde.

Die Simulationsergebnisse zeigen ein Maximum an transportiertem Geschiebematerial von ungefähr 50'000 m³ zwischen km 11 und km 7 (Abb. 12). Das mittlere Gerinnegefälle beträgt in diesem Abschnitt ungefähr 6 %. Im Verlauf der nächsten 2 km flussabwärts nimmt das Gefälle und damit die transportierte Fracht ab. Eingangs Innertkirchen beträgt die Fracht noch ungefähr 10'000 m³. Der grösste Teil davon wird bis zum Dorfende bei der Mündung des Gadmerwassers abgelagert. Die Ablagerungshöhen in Innertkirchen erreichen maximal 1 m. Die simulierten Ablagerungen in Innertkirchen liegen in der Grössenordnung des im Winter 2005/2006 ausgebaggerten Geschiebes (vgl. Tabelle 4).

Die simulierte End-Kornverteilung für das D₅₀ ist im Abschnitt von km 14 bis 3.6 (Dorfende Innertkirchen) deutlich feiner als die Anfangs-Kornverteilung. Im gleichen Abschnitt liegt dagegen die simulierte End-Kornverteilung für das D₈₄ in einem ähnlichen Bereich wie die Anfangs-Kornverteilung.

Für das Hochwasser 2005 in der Hasliaare wurden auch einige Berechnungen mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) durchgeführt. Dabei ergaben sich mit einem Sandanteil von $F_s = 0.05$ und einer Limitierung der maximalen Froude-Zahl auf 0.9 ebenfalls plausible Resultate für die Berechnungen von Handegg bis zur Aareschlucht. Allerdings nahm der Geschiebetransport zwischen der Aareschlucht und Meiringen von etwa 10'000 m³ auf etwa 30'000 m³ relativ stark zu, was aufgrund der Gefälle- und Abflussverhältnisse in diesem Gerinneabschnitt als wenig plausibel erscheint.

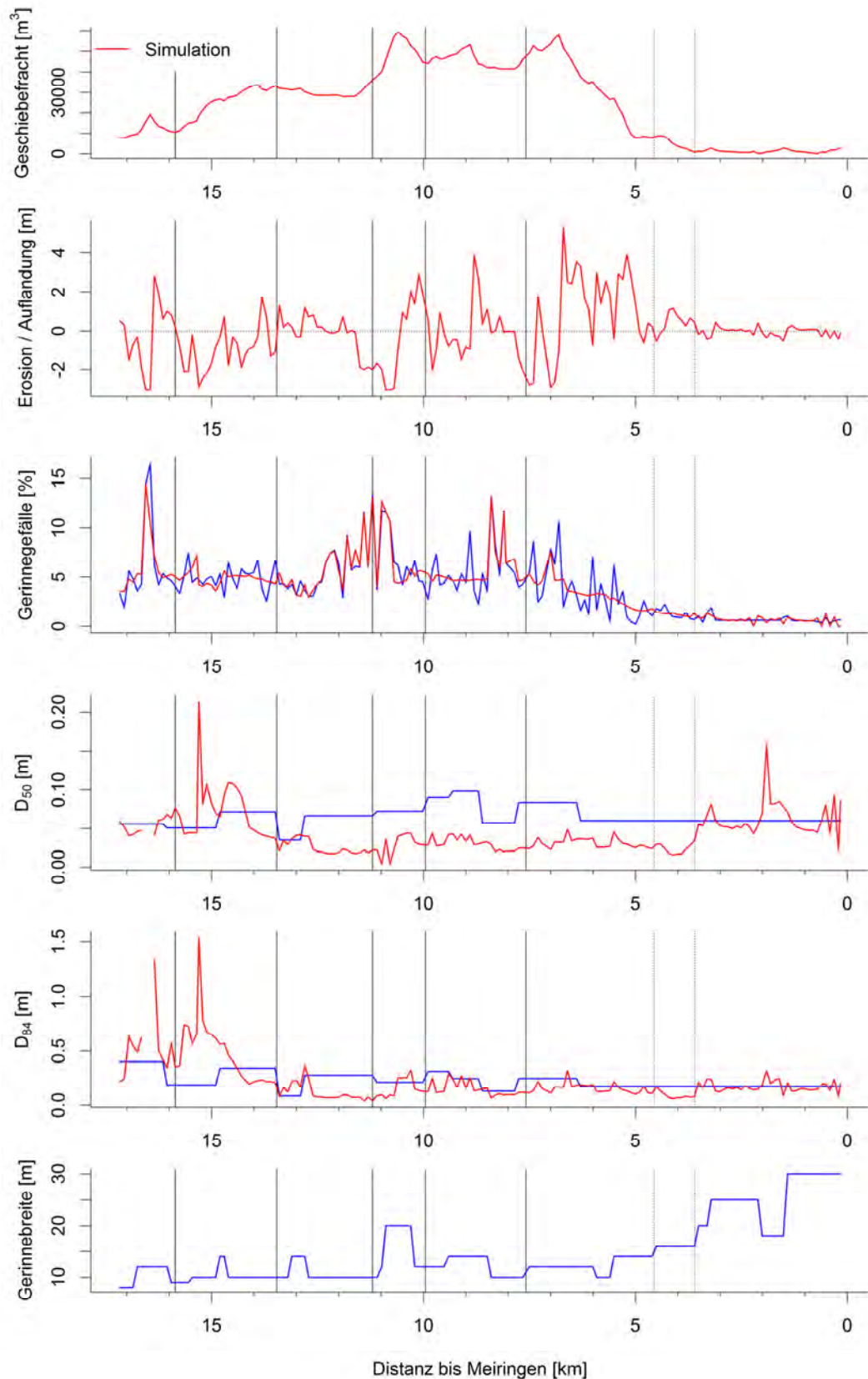


Abb. 12 Simulationsresultate für das Hochwasserereignis vom August 2005 in der Hasliaare. Gerechnet wurde mit der Transportformel von Rickenmann (2001), in Kombination mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003); und mit $\theta_{50,\min} = 0.08$. Dargestellt sind die Geschiebefracht, die Sohlenänderung (Erosion bzw. Auflandung), das Gerinnegefälle, die charakteristischen Korngrößen D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht sowie die Gerinnebreite. Die Beschriftungen zu den Verortungen sind in Abbildung 3 angegeben.

3.3 Hochwasserereignis August 2005 bis Dez. 2005 mit Sedimentinput

Für das Jahr 2005 wurde zusätzlich eine Simulation durchgeführt, die am 21. August startet und den Geschiebetransport und die Sohlenänderung bis Ende Jahr berechnet. Für die Abflussganglinie wurde für die drei Tage des Hochwasserereignisses die korrigierte Ganglinie verwendet (siehe Kap. 2.4.2) und vor die Ganglinie des restlichen Jahres (24.8.-31.12.) gehängt. Es wurde ebenfalls ohne seitliche Sedimenteinträge gerechnet.

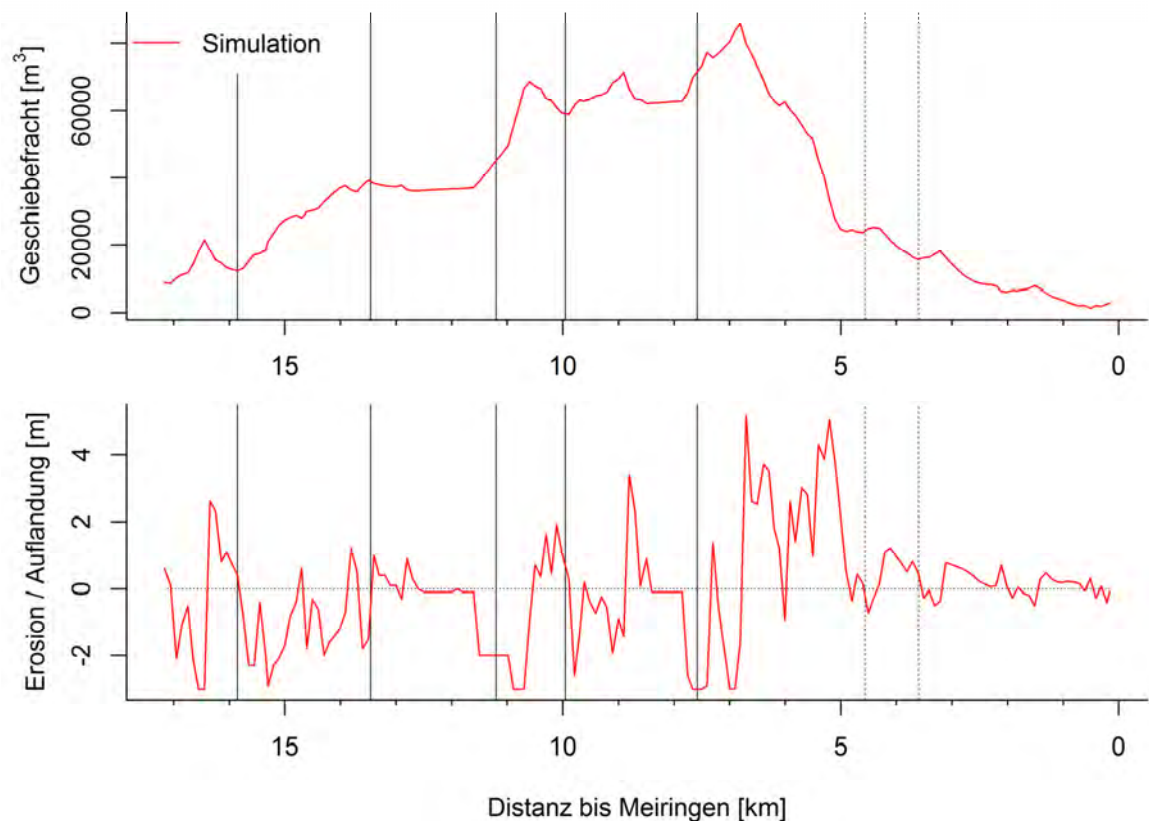


Abb. 13 Simulierter Geschiebetransport und Sohlenänderungen für den Zeitraum ab Hochwasser August 2005 bis Ende 2005 in der Hasliaare. Gerechnet wurde mit der Transportformel von Rickenmann (2001), in Kombination mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003); und mit $\theta_{c50,min} = 0.08$. Die Beschriftungen zu den Verortungen sind in Abbildung 3 angegeben.

Im Vergleich zum Fall Hochwasser 2005 ohne Sedimentinput durch Seitenbäche ergibt die Simulation eine Erhöhung der transportierten Geschiebefracht im Bereich von km 11 – km 6 von ca. 50'000 m³ auf ca. 70'000 – 80'000 m³; die Geschiebefracht anfangs Innertkirchen wird etwa verdreifacht, während die simulierten Ablagerungen in Innertkirchen (zwischen den Einmündungen des Urbach- und Gadmerwassers) mit weniger als 10'000 m³ in etwa gleich bleiben.

3.4 Simulationen zur jährlichen Geschiebeverfrachtung

3.4.1 Jahressimulationen ohne Geschiebeinput

Um den mittleren jährlichen Geschiebetransport insbesondere auch flussabwärts von Innertkirchen abzuschätzen, wurden Simulationen für das abflussreiche Jahr 2002 und das abflussarme Jahr 2011 durchgeführt. In einem ersten Schritt wurde ohne seitliche Feststoffeinträge gerechnet (Abb. 14). Der

qualitative Verlauf des Geschiebefrachtdiagramms und der Sohlenänderungen gleicht den Resultaten der Simulationen des Hochwassers 2005. Zwischen km 11 und km 7 liegt die mittlere transportierte Fracht für das Jahr 2002 bei $50'000 - 60'000 \text{ m}^3$ und für das Jahr 2011 bei $30'000 - 35'000 \text{ m}^3$. Die Ablagerung bei Innertkirchen beträgt in beiden Jahren ungefähr $7'000 \text{ m}^3$. Der simulierte Geschiebeaustrag bei Meiringen beträgt im Jahr 2002 ca. $30'000 \text{ m}^3$ und im Jahr 2011 ca. $8'000 \text{ m}^3$.

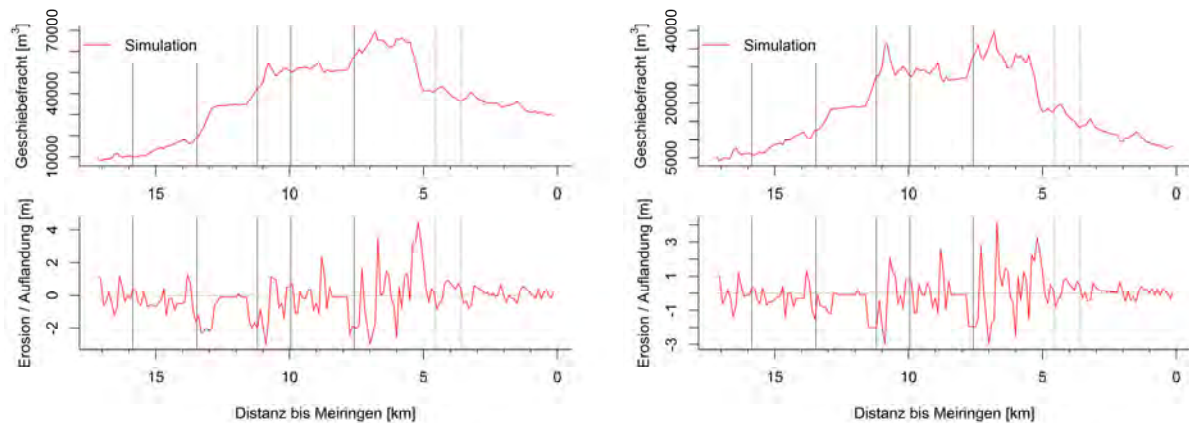


Abb. 14 Simulierter Geschiebetransport und Sohlenänderungen für das abflussreiche Jahr 2002 (links) und das abflussarme Jahr 2011 (rechts) in der Hasliaare. Seitliche Feststoffeinträge sind hier nicht berücksichtigt. Gerechnet wurde mit der Transportformel von Rickenmann (2001), in Kombination mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003); und mit $\theta_{c50,min} = 0.08$. Die Beschriftungen zu den Verortungen sind in Abbildung 3 angegeben.

3.4.2 Jahressimulation mit Geschiebeinput (und mit zwei Längsprofilen)

Um den Effekt der seitlichen Feststoffeinträge zu untersuchen, wurden Simulationen für das abflussreiche Jahr 2002 mit Berücksichtigung der fünf ausgewählten Seitenzubringer (siehe Tabelle 5) durchgeführt. Die Lage der Einmündungen der fünf Seitenbäche ist ziemlich gleichmässig verteilt über 8 km Gerinnelänge der Hasliaare (die Mündungsorte dieser Seitenbäche sind mit vertikalen, durchgehenden schwarzen Linien in den Abbildungen gekennzeichnet). Dabei wurden Szenarien mit einem kleinen Eintragsvolumen und einem grossen Volumen betrachtet. Die seitlichen Feststoffeinträge wurden proportional zum Abfluss über das ganze Jahr verteilt in das Gerinne eingespeist. Zusätzlich wurde der Einfluss der Sohlenveränderung im Längsprofil der Hasliaare durch Murgangablagerungen aus dem Spreitgraben auf die Geschiebeverfrachtung betrachtet. Dazu wurden Simulationen mit der Sohlenlage vor dem Murgang 2010 und nach dem Murgang 2010 durchgeführt (siehe Abb. 15).

Bei den Simulationen mit dem neuen Längsprofil (Situation nach den Murgängen 2010 aus dem Spreitgraben) kommt es bei der Mündung des Spreitgrabens (km 11.2) zu einer lokalen Auflandung und flussabwärts zu einer stärkeren Erosion als bei den Simulationen mit dem alten Längsprofil (Abb. 16). Die Änderung wirkt sich aber nur bis ungefähr km 10 aus. Weiter flussabwärts hat die unterschiedliche Sohlenlage im Mündungsbereich keinen Einfluss mehr auf den modellierten Geschiebetransport. Bei diesen Simulationen wurden mit kleinen Sedimenteinträgen aus den fünf ausgewählten Seitenzubringern gerechnet. Zusätzlich wurde ein Szenario für das abflussreiche Jahr 2002 mit grossen Sedimenteinträgen aus den fünf ausgewählten Seitenzubringern gerechnet (Abb. 17).

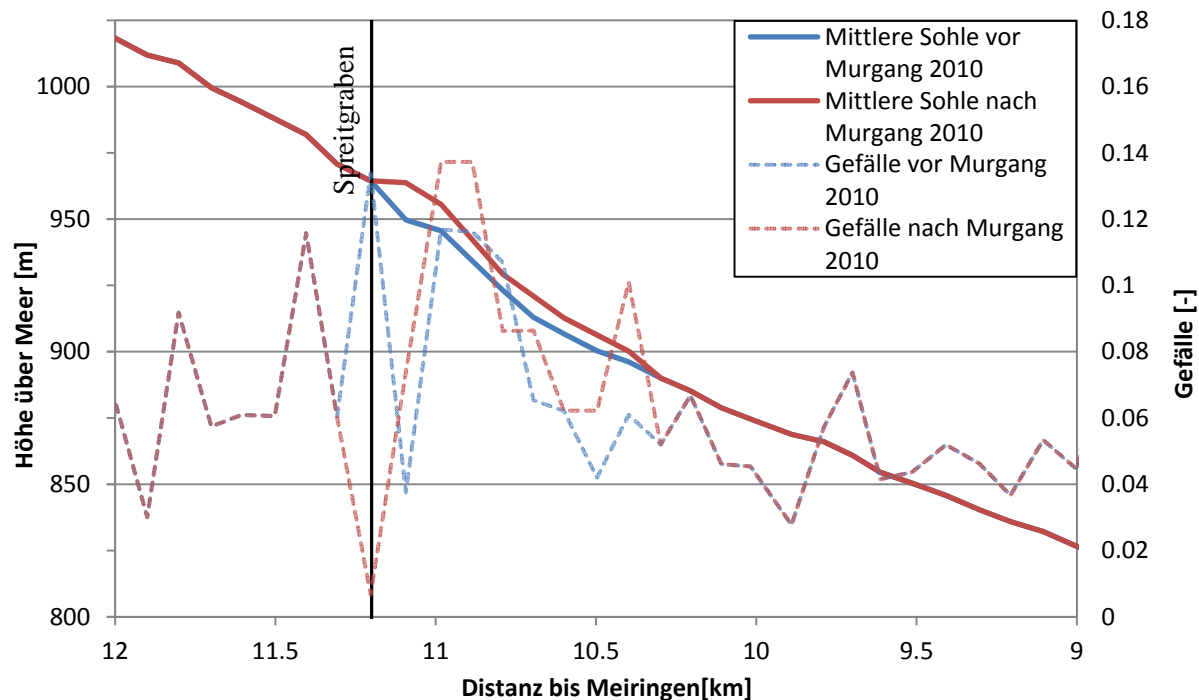


Abb. 15 Vergleich des Längsprofils der Hasliaare im Mündungsbereich des Spreitgrabens. Durch die Murgang-ablagerungen 2010 aus dem Spreitgraben ergab sich eine Verflachung oberhalb der Mündung und eine Versteilung unterhalb davon.

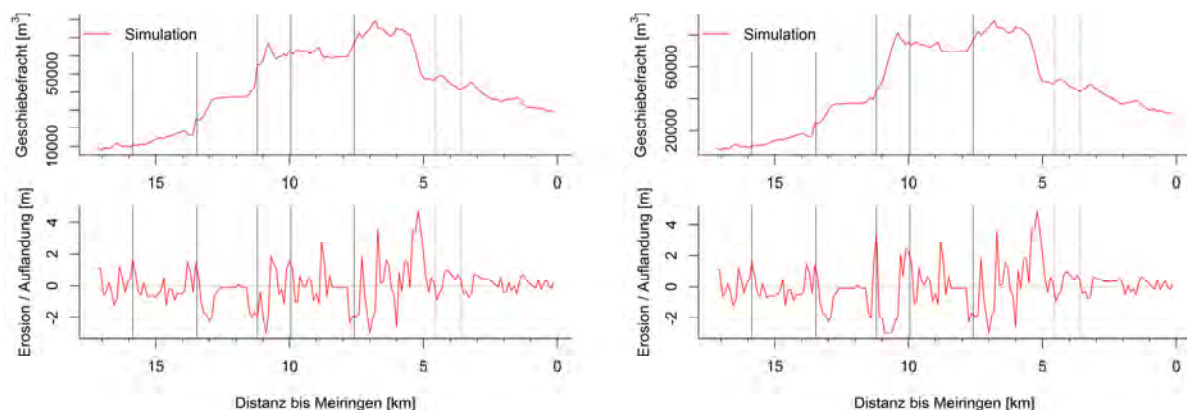


Abb. 16 Simulierter Geschiebetransport und Sohlenänderungen für ein abflussreiches Jahr (2002) mit geringen seitlichen Feststoffeinträgen. Hier wird der Einfluss zweier unterschiedlicher Längsprofile im Mündungsbereich des Spreitgrabens betrachtet. Links: Ergebnisse mit Verwendung des Längsprofils vor den Murgangablagerungen 2010 aus dem Spreitgraben; Rechts: Längsprofil nach den Murgangablagerungen 2010 aus dem Spreitgraben.

Der Vergleich der simulierten Geschiebefrachten für das abflussreiche Jahr 2002 für unterschiedliche Sedimenteinträge aus den Seitenbächen zeigt, dass die maximale Geschiebefracht gerade unterhalb der Einmündung des Roten Grabens im Bereich von km 7.6 – 5.6 auftritt. Bei grossem Sedimentinput ist die maximale Geschiebefracht (*GF HV*) etwa um 50'000 m³ grösser als ohne Sedimentinput (*GF NLS*) (Tabelle 8). In Innertkirchen wirken sich die Sedimenteinträge aus den Seitenbächen schon etwas weniger stark aus, die Erhöhung der Geschiebefracht (Szenario *GF HV* statt *GF NLS*) beträgt noch ca. 25'000 m³. In Meiringen haben die Sedimenteinträge aus den Seitenbächen keinen Einfluss mehr auf die in der Hasliaare transportierte Geschiebefracht. Der Geschiebeaustrag bei Meiringen für ein abflussreiches Jahr wie 2002 beträgt ca. 30'000 m³, und liegt somit in der Grössenordnung der langjährigen Geschiebelieferung in den Raum Meiringen bzw. in den Brienersee (Tabelle 4).

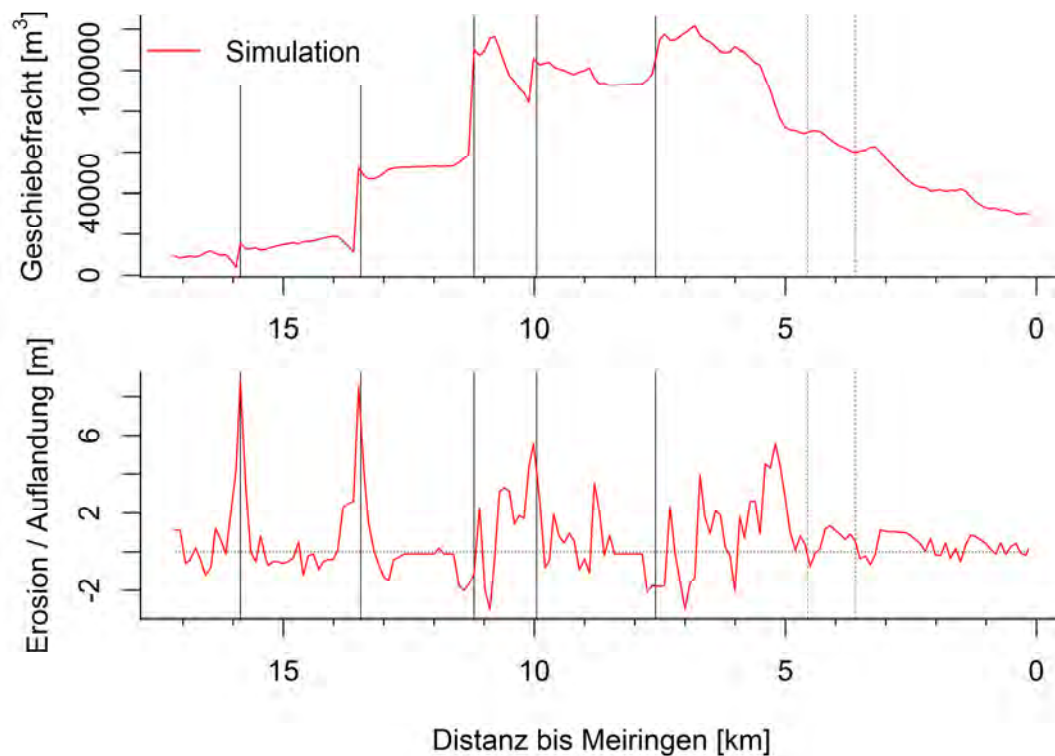


Abb. 17 Simulierter Geschiebetransport und Sohlenänderungen für ein abflussreiches Jahr (2002) mit grossen seitlichen Feststoffeinträgen.

Tabelle 8 Simulationen für das abflussreiche Jahr 2002: Vergleich der über das ganze Jahr transportierten Geschiebefrachten (GF) an verschiedenen Stellen im Gerinne für die Fälle (i) ohne Seiteneinträge (NLS), (ii) mit kleinen Seiteneinträgen (LV) und (iii) mit grossen Seiteneinträgen (HV).

Stelle im Gerinne	Ohne Seiteneinträge (GF NLS in m³)	Kleine Seiteneinträge (GF LV in m³)	Grosse Seiteneinträge (GF HV in m³)
Max. GF (km 7.6 – 5.6)	64'000	73'000	112'000
Innertkirchen (km 4.6)	40'000	47'000	65'000
Meiringen (km 0)	29'000	29'000	30'000

3.5 Hochwassersimulation mit Sedimenteinträgen

Für die Hasliaare wurde untersucht, wie sich (geschätzte) Sedimenteinträge aus fünf Seitenbächen (siehe Tabelle 5) bei einem Hochwasserereignis wie im August 2005 auf den Geschiebetransport im Hauptgerinne auswirken. Bezüglich der zeitlichen Verteilung der Sedimenteinträge wurden zwei Varianten betrachtet, nämlich mit kontinuierlicher oder instantaner Einspeisung der Sedimenteinträge.

3.5.1 Kontinuierliche Seiteneinträge

Die geschätzten Seiteneinträge (Tabelle 5) wurden proportional zum Abfluss über die gesamte Zeitdauer des Hochwasserereignisses eingespeist. Es wurden Szenarien mit minimalen, mittleren und maximalen Sedimenteinträgen gebildet. Der qualitative Verlauf der Geschiebefracht über die

Simulationsstrecke ist bei allen drei Szenarien ähnlich (Abb. 18). Die Auswirkungen auf die Geschiebefracht und auf die Sohlenveränderungen sind tendenziell grösser mit zunehmenden seitlichen Sedimenteinträgen. Die Auswirkungen scheinen dabei auf die lokale Umgebung, d.h. auf wenige Kilometer ober- und unterstrom der Einmündung des Seitenbachs beschränkt zu sein. Grössere Ablagerungen bei der Mündung des Seitenbaches können flussaufwärts davon zu einer Verringerung des Wasserspiegelgefälles (Rückstauereffekt) und damit zu einer Verminderung der Geschiebefracht führen.

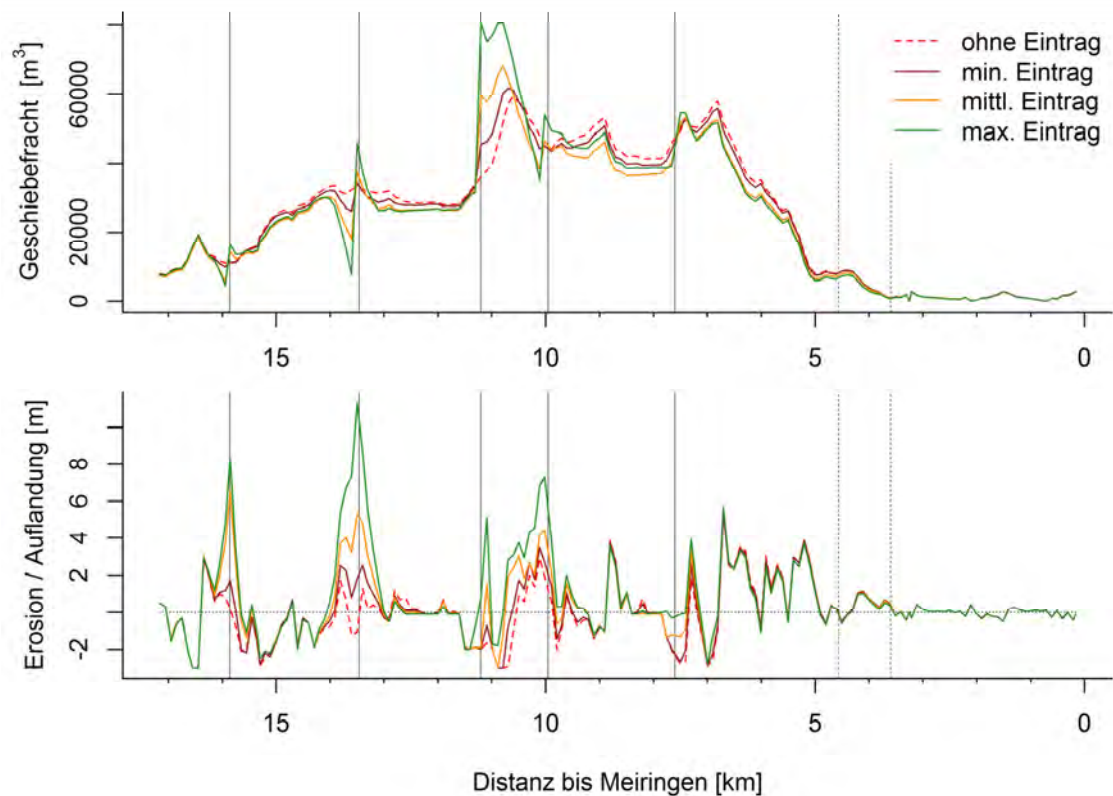


Abb. 18 Simulierte Geschiebefrachten und Sohlenänderungen während eines Hochwasserereignisses (Ganglinie des Hochwassers vom August 2005) mit kontinuierlichen Sedimenteinträgen aus fünf Seitenbächen. Die Berechnungen erfolgten mit der Geschiebetransportformel von Rickenmann (2001), mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) und mit einem Minimalwert der kritischen Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$) von 0.08.

3.5.2 Instantane Seiteneinträge

Es wurde ebenfalls untersucht, wie sich plötzliche Sedimenteinträge aus fünf Seitenbächen bei einem Hochwasserereignis wie im August 2005 auf den Geschiebetransport im Hauptgerinne auswirken. Die Seiteneinträge wurden zu drei verschiedenen Zeitpunkten instantan in den Hauptfluss eingespeist. Die Einspeisung erfolgte zu Beginn des Hochwasserereignisses, während der Hochwasserspitze oder am Ende des Ereignisses (Abb. 19). Zudem wurde bei allen fünf Seitenbächen mit einem minimalen, einem mittleren und einem maximalen Eintrag gerechnet.

Bei minimalen seitlichen Sedimenteinträgen sind die Auswirkungen auf die Geschiebetracht und Sohlenänderung relativ gering (Abb. 20). Die Auswirkungen sind deutlicher bei mittleren (Abb. 21) und maximalen (Abb. 22) seitlichen Sedimenteinträgen. In letzterem Fall (maximale seitliche Einträge, Abb. 22) ergeben sich teilweise ähnliche Auswirkungen wie bei der kontinuierlichen

Sedimenteinspeisung. Die Auswirkung auf die Geschiebefracht ist umso grösser, je früher der Eintrag erfolgt; für eine Reduktion oder Erhöhung des Geschiebetransportes im Hauptfluss steht mehr Zeit zur Verfügung. Die Auswirkung auf die Ablagerung im unmittelbaren Mündungsbereich ist tendenziell umso grösser, je später der Eintrag erfolgt, während etwas weiter oberstrom ein früher Eintrag zu mehr Ablagerung führen kann.

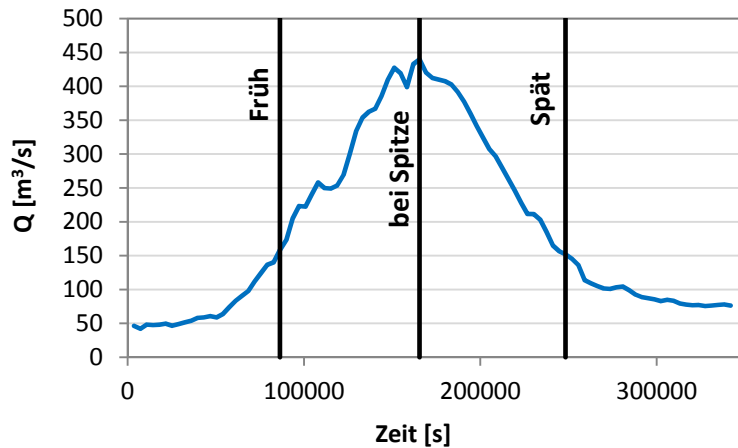


Abb. 19 Zeitpunkte, an denen die instantane Sedimenteinspeisung erfolgt. Früh: Zu Beginn des Ereignisses; bei Spitze: Während der Hochwasserspitze und Spät: am Ende des Ereignisses.

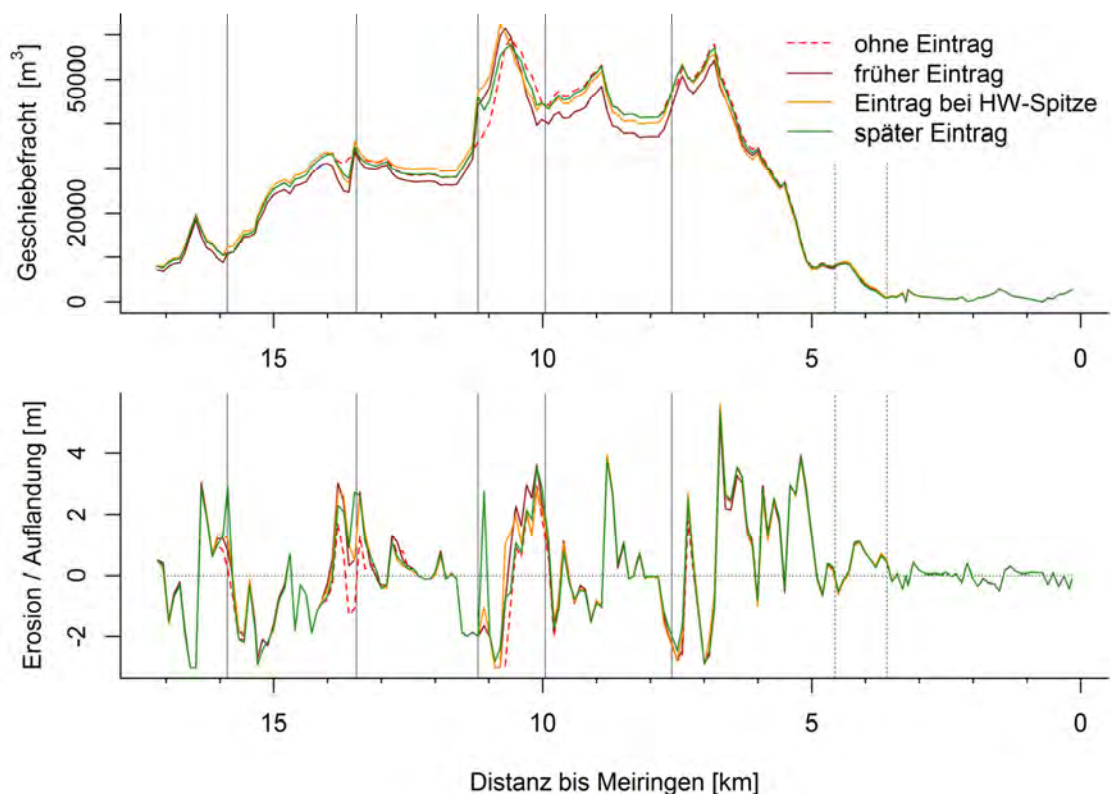


Abb. 20 Simulierter Geschiebetransport und Sohlenänderungen während eines Hochwasserereignisses (Ganglinie von HW 2005) mit instantanen kleinen Seiteneinträgen. Die Berechnungen erfolgten mit der Geschiebetransportformel von Rickenmann (2001), mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) und mit einem Minimalwert der kritischen Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$) von 0.08.

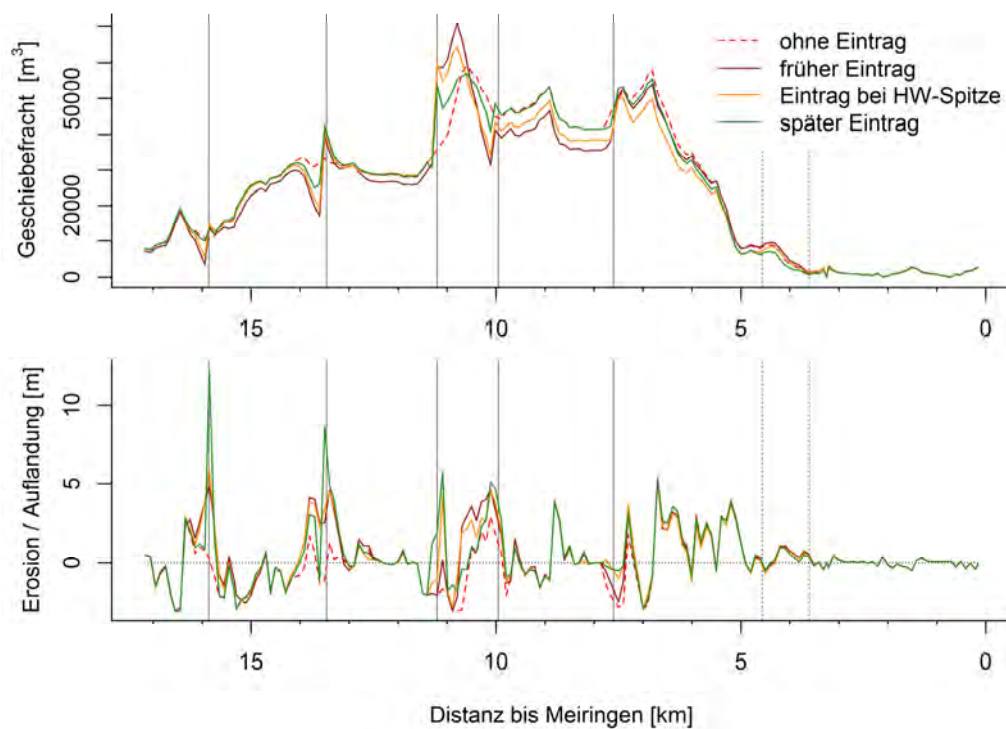


Abb. 21 Simulierter Geschiebetransport und Sohlenänderungen während eines Hochwasserereignisses (Ganglinie von HW 2005) mit instantanen mittleren Seiteneinträgen. Die Berechnungen erfolgten mit der Geschiebetransportformel von Rickenmann (2001), mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) und mit einem Minimalwert der kritischen Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$) von 0.08.

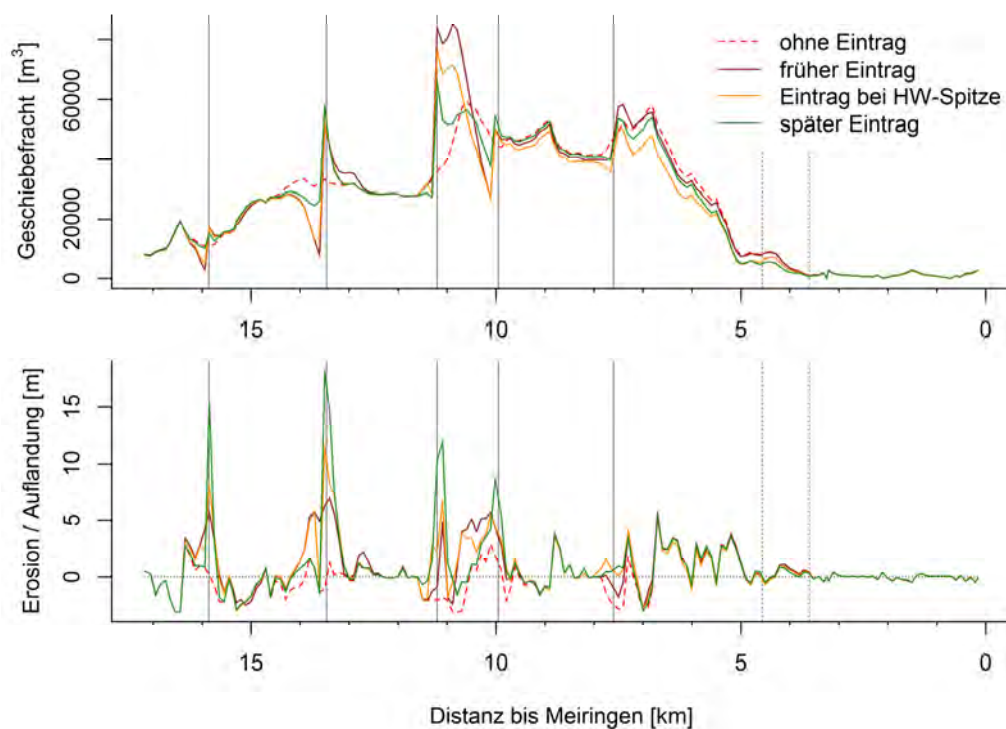


Abb. 22 Simulierter Geschiebetransport und Sohlenänderungen während eines Hochwasserereignisses (Ganglinie von HW 2005) mit instantanen grossen Seiteneinträgen. Die Berechnungen erfolgten mit der Geschiebetransportformel von Rickenmann (2001), mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) und mit einem Minimalwert der kritischen Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$) von 0.08.

3.6 Ansätze zur Vermeidung zu grosser Sohlenerosion

3.6.1 Vermeidung zu starker Erosion mit Limitierung der Froude-Zahl

Bei den Simulationen in der Hasliaare ergaben die ersten Berechnungen in den steileren Gerinneabschnitten zum Teil schiessenden Abfluss mit grösseren Froude-Zahlen. Diese Simulationen führten auch zu sehr hohen (zu grossen) Geschiebefrachten und zu einer zu starken Erosion konvexer Knickpunkte im Längsprofil. Daher wurde im sedFlow Modell die Option für eine obere Begrenzung der Froude-Zahl eingeführt, damit „schiessende Abflüsse“ v.a. in den steileren Abschnitten verhindert werden können. Mit der Begrenzung der Froude-Zahl bei der Berechnung des Fliesswiderstandes wird die Wassertiefe erhöht, dies würde an sich zu einer erhöhten Geschiebefracht führen. Die Froude-Zahl wird jedoch auch bei der Aufteilung der Sohlenschubspannung (zur Berechnung der Energieverluste infolge von Makrorauigkeit) limitiert. Eine Limitierung führt dabei zu tieferen Fliessgeschwindigkeiten und höheren Energieverlusten, und dieser Effekt dominiert über den Effekt der höheren Abflusstiefe auf die Transportberechnung. Somit sinkt die „Transportenergie“ bei tieferen Froude-Zahlen und damit auch die Menge des transportierten Geschiebes.

Eine Begrenzung der Froude-Zahl für die Simulationen kann damit begründet werden, dass einige Untersuchungen davon ausgehen, dass in natürlichen steilen Gerinnen mit einer Alluvions-Sohle keine schiessender Abfluss auftritt über längere Fliessstrecken bzw. über längere Zeiträume (Grant, 1997; Magirl et al., 2009). Andernfalls würden schiessende Abflüsse zu Erosion oder Umlagerung von Geschiebekörnern in einen stabileren Zustand führen.

Für die Hasliaare kann die Begrenzung der Froude-Zahl auch damit begründet werden, dass in der Gerinnesohle in steileren Abschnitten grobe Blöcke identifiziert wurden (s. auch Anhang A3, A4). Diese groben Blöcke sind in den Linienzahlanalysen häufig nicht berücksichtigt (fehlende Zugänglichkeit), führen aber zu einer starken Erhöhung des Fliesswiderstandes. Mit einer oberen Begrenzung der Froude-Zahl von 0.9 konnten für die Hasliaare realistische Geschiebefrachten simuliert werden; mit einer Limitierung auf $Fr = 1.5$ bzw. mit keiner Limitierung der Froude-Zahl ergeben sich deutlich grössere, weniger plausible Geschiebefrachten und Sohlenänderungen (Abb. 23)

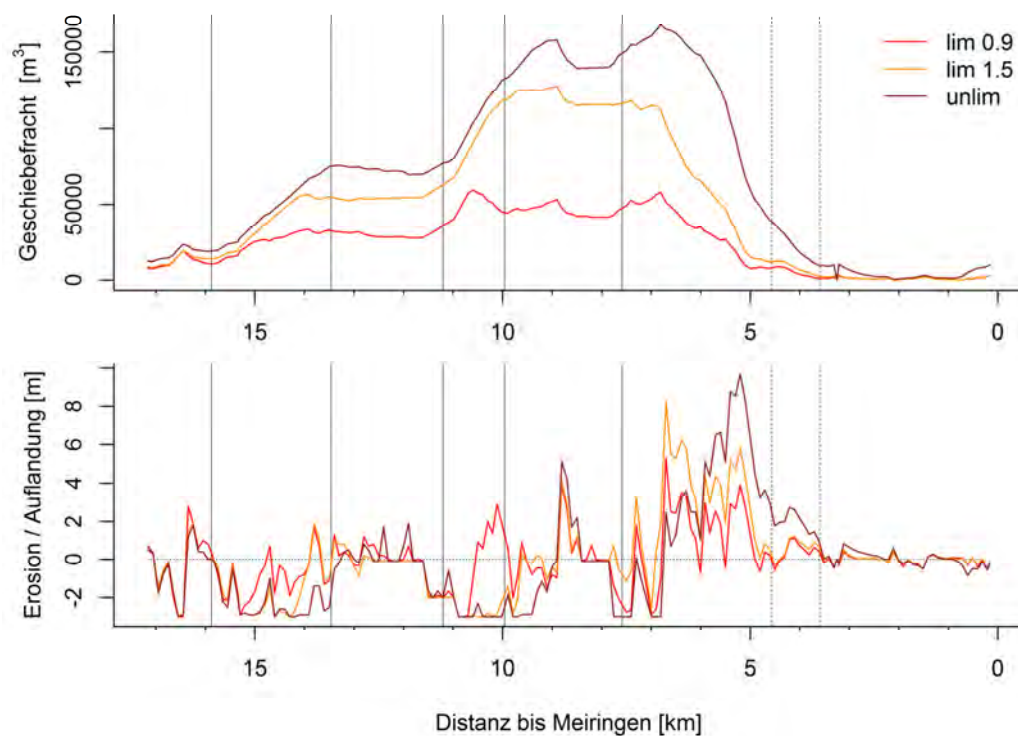


Abb. 23 Vergleich der Simulationsergebnisse mit unterschiedlicher Limitierung der Froude-Zahl. Dargestellt sind die Geschiebefracht (oben) und die Sohlenänderung (unten) beim Hochwasserereignis von 2005 ohne seitliche Sedimenteinträge. Die Berechnungen erfolgten mit der Geschiebetransportformel von Rickenmann (2001), mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) und mit einem Minimalwert der kritischen Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$) von 0.08.

3.6.2 Limitierung des verfügbaren Materials oder Vergröberung der Kornverteilung

Eine weitere Methode zur Vermeidung zu grosser Sohlenerosion ist die Vergröberung der Kornverteilung anstelle der Limitierung des verfügbaren Materials. Für diese Variante wurde in den Abschnitten, in denen in den vorhergehenden Simulationen mit einer Limitierung des verfügbaren Materials gerechnet wurde (Tabelle 7), eine künstlich erstellte, extra grobe Kornverteilung eingefügt (Abb. 24). Zusätzlich zu den Stellen gemäss Tabelle 7 wurde auch oberhalb km 15 eine grobe Kornverteilung eingefügt, weil sich dort in den früheren Simulationen (Abb. 12) eine grobe Endkornverteilung ergibt. Die Vergröberung wurde durch das Einfügen von grossen Blöcken, die vielleicht bei den Linienzahlanalysen zu wenig berücksichtigt wurden, in die Kornverteilungen erreicht (Abschätzung der Blockkonzentration in Steilstrecken: siehe Anhang A4). Durch diese Methode wird vor Allem das D_{84} stark vergrößert, das D_{50} bleibt ungefähr gleich (Abb. 24, blaue Linien). Die Dicke des Alluviums wurde in für diese Variante über die ganze Fliesstrecke auf drei Meter gesetzt. Alle anderen Modelleinstellungen und Inputparameter wurden gleich belassen.

Im Verlauf der Simulation ändert sich das D_{84} an den meisten Stellen mit einer extra groben Kornverteilung nur wenig, aber das D_{50} wird an einigen wenigen Stellen noch gröber (Abb. 24, rote Linien).

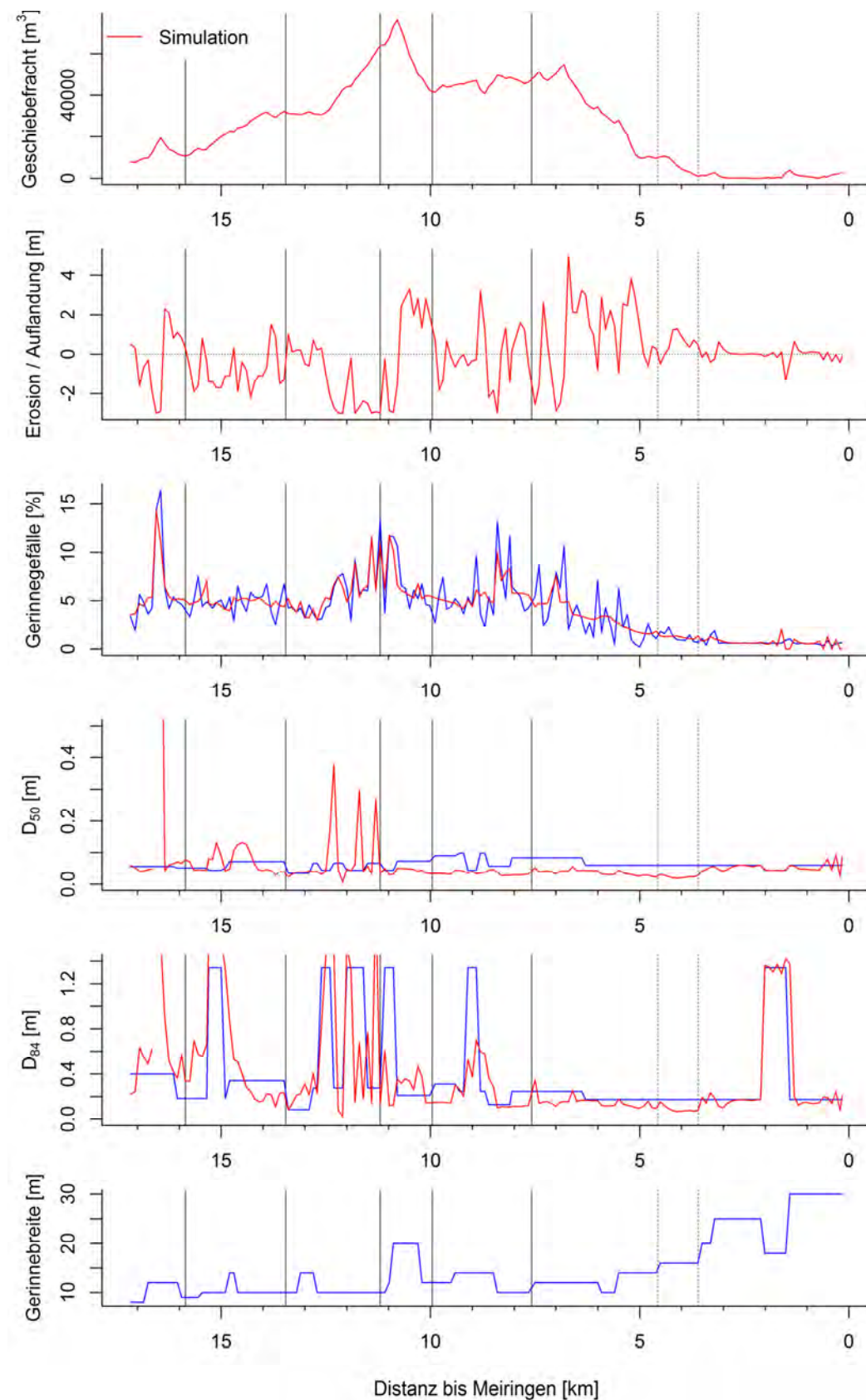


Abb. 24 Simulierter Geschiebetransport und Sohlenänderungen für das Hochwasserereignis vom August 2005 in der Hasliaare ohne seitliche Sedimenteinträge, unter Verwendung einer groben Kornverteilung an einigen Stellen zur Vermeidung grösserer Sohlenerosionen.

Die beiden Varianten (Limitierung des verfügbaren Materials oder Vergrößerung der Kornverteilung) führen grundsätzlich zu sehr ähnlichen Resultaten (Abb. 25). Im Bereich Guttannen bis zur Mündung vom Spreitgraben (km 13 – km 11) verhindert eine Limitierung des verfügbaren Materials eine Erosion der Sohle. In diesem Abschnitt tritt bei einer Vergrößerung der Kornverteilung Erosion auf und die transportierte Fracht erhöht sich. Da der Spreitgraben sehr viel Material in den Hauptfluss transportiert ist diese Auswirkung jedoch nur gering ersichtlich. Die beiden Varianten zur Stabilisierung der Sohle haben ähnliche Auswirkungen auf die Simulation des Geschiebetransportes. Realistischerweise sollte jedoch eher die Variante der Vergrößerung der Kornverteilung gewählt werden. Bei Feldbegehungen können allfällige Felsabschnitte bestimmt werden und dann wäre diese Methode ebenfalls berechtigt.

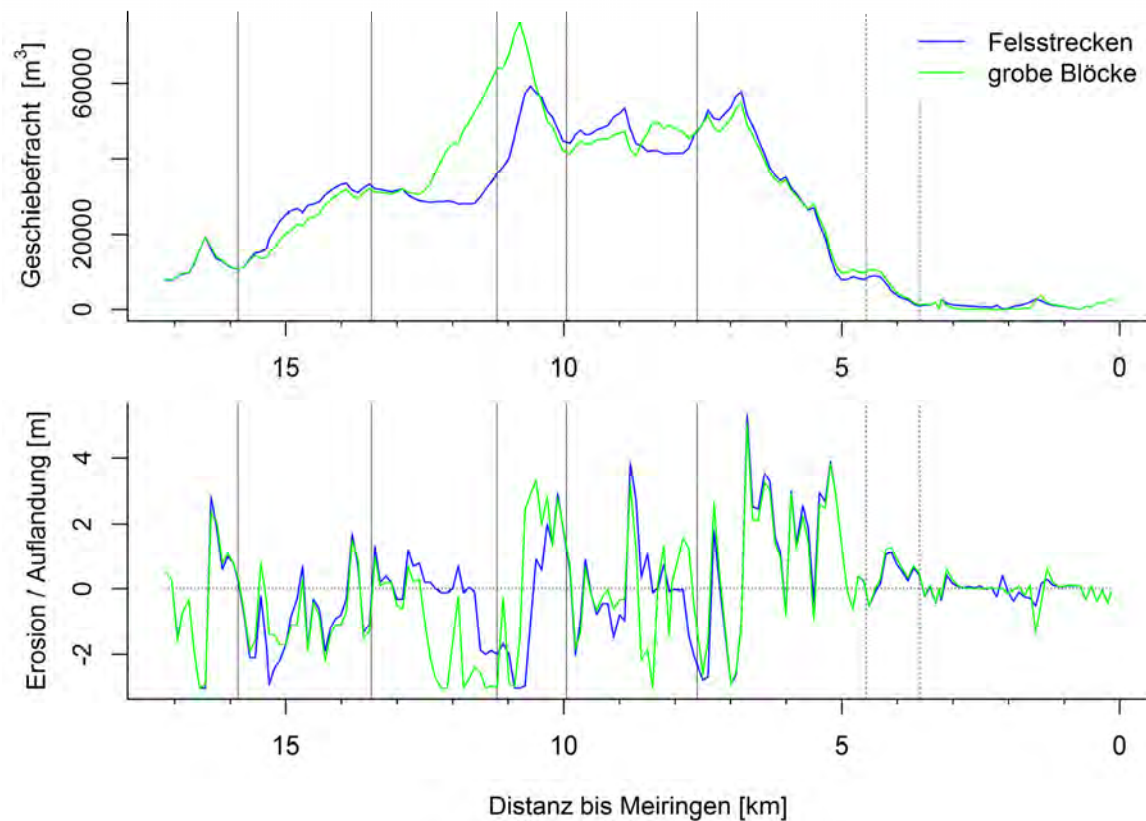


Abb. 25 Vergleich der beiden Varianten zur Stabilisierung der Sohle. Dargestellt sind der Geschiebetransport und die Sohlenänderungen während des Hochwasserereignisses von 2005 ohne seitliche Sedimenteinträge.

3.7 Wahl der Versteckfunktion

Für die Bestvariante, berechnet mit der Transportformel von Rickenmann (2001), wurde der Einfluss der Wahl von drei verschiedenen Versteckfunktionen untersucht, durch welche die kritische Schubspannung bei Transportbeginn für die verschiedenen Kornfraktionen unterschiedlich verändert wird. Simulationen wurden für ein Hochwasserszenario ohne seitliche Sedimenteinträge durchgeführt (Abb. 26). Die Wahl unterschiedlicher Versteckfunktionen ergibt für den untersuchten Fall keine wesentlichen Unterschiede in den Geschiebefrachten und Sohlenänderungen. In einigen wenigen Abschnitten zeigen die Versteckfunktionen mit einem Potenzansatz, entweder mit $m = -0.8$ (nahe bei „equal mobility“) oder mit $m = 0$ (keine Versteckeffekte) eine Tendenz zu stärkeren Sohlenänderungen (auch Erosion).

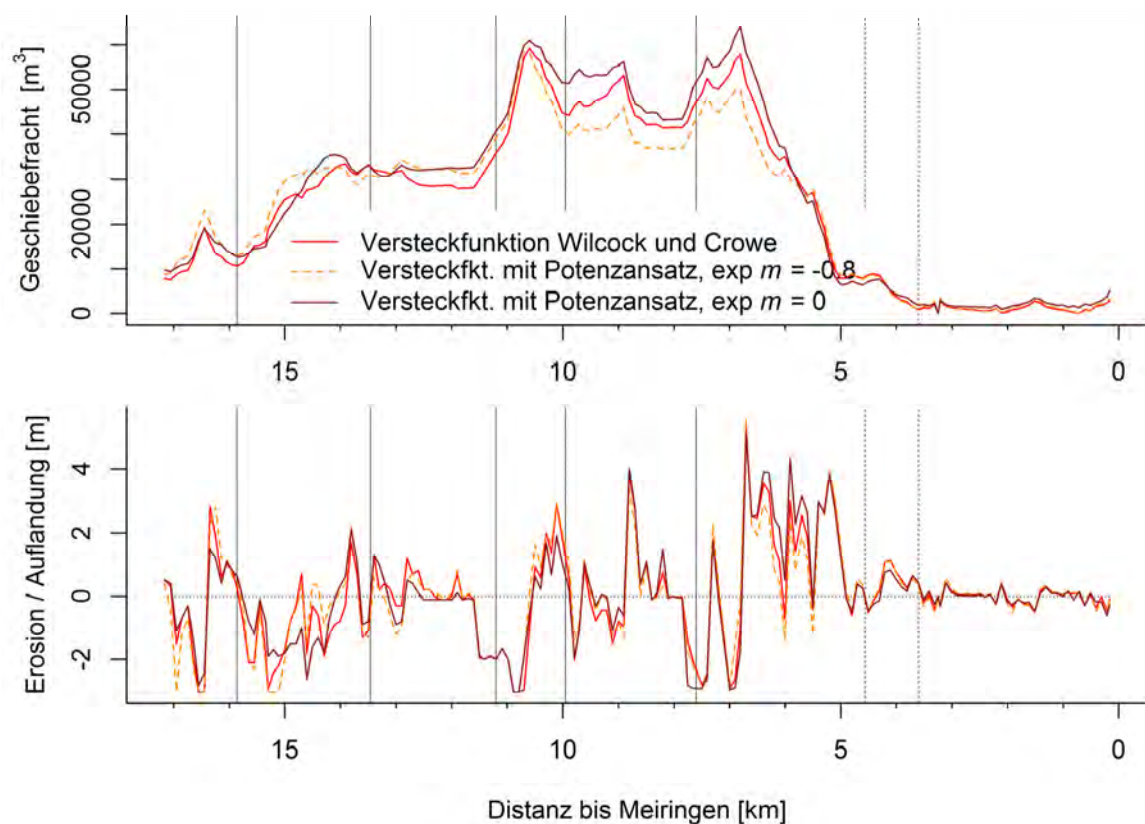


Abb. 24 Vergleich der unterschiedlichen Ansätze der Versteckfunktion. Dargestellt sind der Geschiebetransport und die Sohlenänderungen während des Hochwasserereignisses von 2005 ohne seitliche Sedimenteinträge.

4 Literaturverzeichnis

- AquaVision (2007): Intempéries d'aout 2005. Influence des ouvrages d'accumulation sur les cours d'eau de la Sarine, l'Aare, la Reuss et la Linth. AquaVision Engineering Sàrl, Ecublens. Mars 2007.
- AfW (1939a): Untersuchungen in der Natur über Bettbildung, Geschiebe- und Schwebstoffführung. Erhebungen an der Hasliaare und ihre Auswertung unter Heranziehung von Ergebnissen in Versuchsanstalten. Eidg. Post- und Eisenbahndepartement, Mitteilung Nr. 33 des Amtes für Wasserwirtschaft, Bern, 1939.
- AfW (1939b): Deltaaufnahmen des Eidgenössischen Amtes für Wasserwirtschaft mit Angaben über die geologisch – petrochemischen Verhältnisse der Einzugsgebiete. Eidg. Post- und Eisenbahndepartement, Mitteilung Nr. 34 des Amtes für Wasserwirtschaft, Bern, 1939.
- Bezzola, G.R., Hegg, C. (eds). (2008): Ereignisanalyse Hochwasser 2005, Teil 2–Analyse von Prozessen, Massnahmen und Gefahregrundlagen. Bern, Bundesamt für Umwelt BAFU, Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, Umwelt-Wissen Nr. 2508.
- Böckli, M., Rickenmann, D., Heimann, F.U.M., Badoux, A. (2015a): Brenno – Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow*. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, Schweiz.
- Böckli, M., Rickenmann, D., Heimann, F.U.M., Bieler, C., Burkhard, L., Badoux, A. (2015b): Kleine Emme – Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow*. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, Schweiz.
- Carvalho, F., Schulte, L. (2013): Morphological control on sedimentation rates and patterns of delta floodplains in the Swiss Alps. *Geomorphology*, 198, 163-176.
- Hählen, N.(2010): Murgänge Spreitgraben Guttannen. Fachleute Naturgefahren Schweiz, Herbstkurs 2010: Objektschutz. N. Hählen, Oberingenieurkreis I, Thun, 20. 10. 2010.
- Fehr, R. (1987): Einfache Bestimmung der Korngrössenverteilung von Geschiebmaterial mit Hilfe der Linienzahlanalyse. *Schweizer Ingenieur und Architekt*, 105, 1104-1109.
- Flussbau (2009a): Ereignisanalyse Hochwasser 2005. Sohlenveränderungen und Geschiebefrachten. Flussbau AG, Bern, unveröffentlichter Bericht, im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt BAFU, Bern, 31.05.2009.
- Flussbau (2009b): Ereignisanalyse Hochwasser 2005. Seitenerosion. Flussbau AG, Bern, unveröffentlichter Bericht, im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt BAFU, Bern, 31.05.2009.
- geo7-HZP (2006): Gefahrenkarte – Hydrologie im OIK I. Auftraggeber Tiefbauamt des Kantons Bern, Oberingenieurkreis I. geo7 AG, Bern, und Hunziker, Zarn und Partner, Aarau, Juli 2006.
- geo7-HZP-IUB-EB (2007): Extremhochwasser im Einzugsgebiet der Aare, EHW Aare. Auftraggeber Tiefbauamt des Kantons Bern, Wasserwirtschaftsamt. Geo7 AG, Bern, Ingenieur-Unternehmung AG, Bern, Hunziker, Zarn und Partner, Aarau, Emch + Berger AG Bern, Spiez, 30.11.2007.
- Geotest-HZP (2007): Guttannen, Murgang Rotloui, Lösungsorientierte lokale Ereignisanalyse. Auftraggeber Tiefbauamt des Kantons Bern, Oberingenieurkreis I. Geotest AG, Zollikofen, und Hunziker, Zarn und Partner, Aarau, Bericht Nr. 05187.2, 01.02.2007.
- Geotest (2010): Guttannen, Murgang Spreitloui, Beurteilung Geschiebeeintrag und Rückstau der Aare. Geotest AG, Zollikofen, Bericht Nr. 09237.3, 29.03.2010.
- Geotest (2010b): Guttannen, Murgang Spreitloui, Analysen und Prognosen. Geotest AG, Zollikofen, Bericht Nr. 09237.8, 14.12.2010.

- Geotest (2012): Guttannen, Murgang Spreitloui, Analyse und Prognose. Bericht Nr. 14092371.3. Geotest AG, Zollikofen, 14.03.2012.
- Grant G.E. (1997): Critical flow constraints flow hydraulics in mobile-bed streams: A new hypothesis. *Water Resources Research*, 33(2), 349 – 358.
- Huggel C., Clague J.J., Korup O. (2011): Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, 77-91.
- Heimann, F.U.M., Rickenmann, D., Turowski, J.M. (2015a): *sedFlow* – a tool for simulating fractional bedload transport and longitudinal profile evolution in mountain streams. *Earth Surface Dynamics*, 3, 15-34, doi: 10.5194/esurf-3-15-2015.
- Heimann, F.U.M., Rickenmann, D., Böckli, M., Badoux, A., Turowski, J.M., Kirchner, J.W. (2015b): Calculation of bedload transport in Swiss mountain rivers using the model *sedFlow*: proof of concept. *Earth Surface Dynamics*, 3, 35–54, doi:10.5194/esurfd-3-35-2015.
- HZP (2007): Geschiebestudie Aare Innertkirchen. Auflandungsproblematik infolge des Murgangs Rotloui in Guttannen. Auftraggeber Tiefbauamt des Kantons Bern, Oberingenieurkreis I. Hunziker, Zarn und Partner, Aarau, Projekt Nr. A-369, Dezember 2007.
- Korridorstudie (2013): Korridorstudie Grimsel. Kurzbericht (Korridorstudie Grimselstrasse) sowie Anhang 1: Objektblätter (Gefahrenabklärung periglaziales Gefahrenpotential Grimselstrasse). Auftraggeber Tiefbauamt des Kantons Bern, Oberingenieurkreis I. Geotest AG, Zollikofen und geo7 AG, Bern, 30.4.2013 sowie 8.3.2014.
- KWO (2011): KWO Grimselstrom, Geschäftsbericht 2011. Kraftwerke Oberhasli AG, Innertkirchen.
- kwo-bauetappen (2007): Angabe über die KWO Bauetappen von 1925 – 2007. Innertkirchen, 8. Oktober 2007 / Zin.
- Magirl, C.S., Gartner, J.W., Smart, G.M., Webb, R.H. (2009): Water velocity and the nature of critical flow in large rapids on the Colorado River, Utah. *Water Resources Research*, 45, W05427, doi:10.1029/2009WR007731.
- Nitsche, M., Rickenmann, D., Kirchner, J.W., Turowski, J.M., Badoux, A. (2012): Macroroughness and variations in reach-averaged flow resistance in steep mountain streams. *Water Resources Research*, 48, W12518, doi:10.1029/2012WR012091.
- Rickenmann, D. (2001): Comparison of bed load transport in torrent and gravel bed streams. *Water Resources Research*, 37, 3295 – 3305.
- Rickenmann, D., Recking, A. (2011): Evaluation of flow resistance in gravel-bed rivers through a large field data set. *Water Resources Research*, 47, W07538. doi: 10.1029/2010WR009793.
- Rickenmann, D., Heimann, F., Böckli, M., Turowski, J.M., Bieler, C., Badoux, A. (2014a): Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow* in zwei Gebirgsflüssen der Schweiz. *Wasser Energie Luft*, 106(3), 187-199.
- Rickenmann, D., Heimann, F.U.M., Turowski, J.M., Bieler, C., Böckli, M., Badoux, A. (2014b): Simulation of bedload transport in the Hasliaare River with increased sediment input. In: A.J. Schleiss, G. De Cesare, M.J. Franca, M. Pfister (eds.), *River Flow 2014*, CRC Press, Balkema, pp. 2273-2281 (pdf version).
- Rickenmann, D., Böckli, M., Heimann, F.U.M., Badoux, A. (2015): Synthesebericht: Das Modell *sedFlow* und Erfahrungen aus Simulationen des Geschiebetransportes in fünf Gebirgsflüssen der Schweiz. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, Schweiz.

- Scheuner, T., Keusen, H.R., McArdell, B.W., Huggel, C. (2009): Murgangmodellierung mit dynamisch physikalischem und GIS-basiertem Fliessmodell - Fallbeispiel Rotlauigraben, Guttannen, August 2005. *Wasser Energie Luft*, 101(1), 15-21.
- Stähli, M., Raymond Pralong, M., Zappa, M., Ludwig, A., Paul, F., Bosshard, T., Dupraz, C.(2011): Auswirkungen auf die Wasserverfügbarkeit und Stromproduktion an den Beispielen Oberhasli und Mattmark. *Wasser Energie Luft*, 103(4), 285-291.
- Tobler, D., Kull, I., Hählen, N. (2012): Gefahrenmanagement der Murgänge im Spreitgraben, Guttannen. *Swiss Bulletin für angewandte Geologie*, 17(2), 53-61.
- Wilcock, P., Crowe, J. (2003): Surface-based Transport Model for Mixed-Size Sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(2), 120-128.
- Viviroli, D., Gurtz, J., Zappa, M. (2007): The Hydrological Modelling System PREVAH. *Geographica Bernensia P40*, Bern, Institute of Geography, University of Bern, ISBN 978-3-905835-01-0.

5 Anhang

5.1 A1: Fotos zur Gerinne-Situation in verschiedenen Jahren

Fotodokumente 1, 2, 3 und 4: Quelle: Hunziker, Zarn und Partner. Geschiebeuntersuchung Eintrag Spreitlouibach. Sitzung vom 11. Mai 2010. Fotodokumente 5,6 und 7: Quelle: Nils Hählen, Aufnahmen zwischen 2009 und 2012.

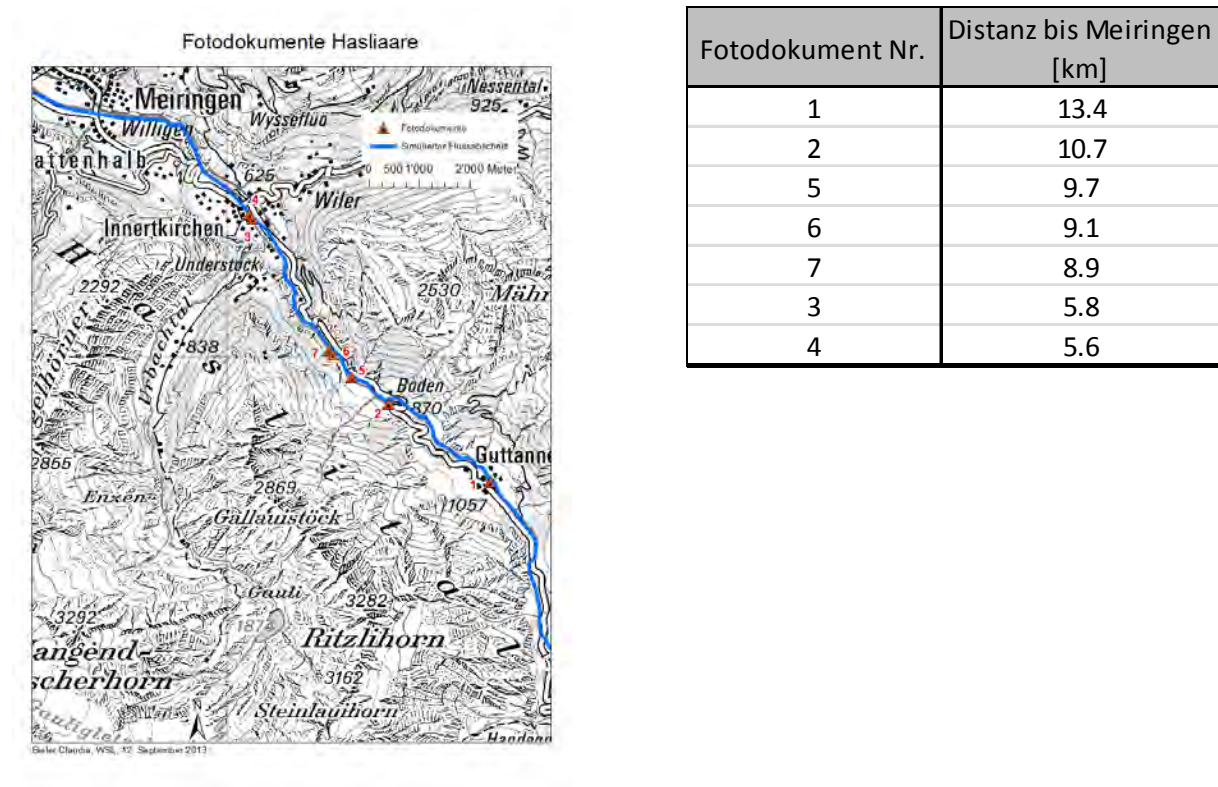


Abb. 25: Standorte der fotografierten Stellen entlang der Hasliaare. Die roten Nummern sind analog zu denjenigen auf den Fotos.

Guttannen



Boden

2



2006



2010



2013

KWO-Brücke

3



2006



2010



2013

Unterhalb KWO-Brücke

4



2006



2010



2013

Innerer Ürweid

6



2006

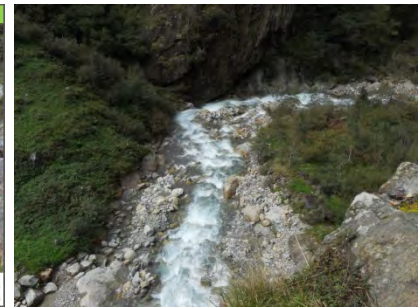


2010



2013

5



5



Der Zubringer fließt nicht mehr am gleichen Ort in die Hasliaare.



7



5.2 A2: Mögliche Murgangfrachten der Seitenbäche

Tabelle A2-1: Frachten der fünf Zubringer in den Jahren 2030 und 2060. Quelle: Korridorstudie (2013)

Jahr	Szenario / Fracht [m3] Wahrscheinlichkeit			
	Gross	Mittel	Klein	
2030	7'500	15'000	20'000	Rote Grabe
2060	12'500	20'000	40'000	
2030	44'000	51'000	131'500	Bänzlauibach
2060	51'000	58'000	142'000	
2030	10'000	200'000	300'000	Spreigraben
2060	200'000	300'000	500'000	
2030	65'000	130'000	255'000	Rotlauibach
2060	270'000	335'000	550'000	
2030	9'000	13'500	30'250	Loibbach
2060	18'500	38'000	57'000	

5.3 A3: Fotos zu den Steilstrecken und zu den groben Blöcken

Tabelle A3-1: Bemerkungen zu den aufgenommenen Standorten und die Angabe der genauen Kilometrierung.

Standort	Stelle	Fluss-km	Bemerkung
1	nach Handegg	16.3	Sperre vorhanden, Absturzhöhe = 0.75m, Ufer sind stabilisiert mit Blocksatz (wurde nicht gezählt für # Blöcke)
2	Guttannen	12	Kein Zugang möglich, grosse Blöcke (> 3m) sind von der Strasse her sichtbar, teilweise hohe Abstürze über grosse Blöcke
3	Spreitgraben	11	Spreitgraben bringt sehr viel Material, Bett vn Mündung bis Brücke Boden ist teilweise sehr grob, Breite zwischen 23 und 60 Meter.
4	Inneri Ürweid	9.1	Verbauungen oberhalb der Aufnahmestelle.
5	Üsseri Ürweid	7.4	Eher flacher Abschnitt, Kiesbänke in der Flussmitte, keine groben Blöcke, Geschiebepotential eher gross, Fels an der Seite anstehend.

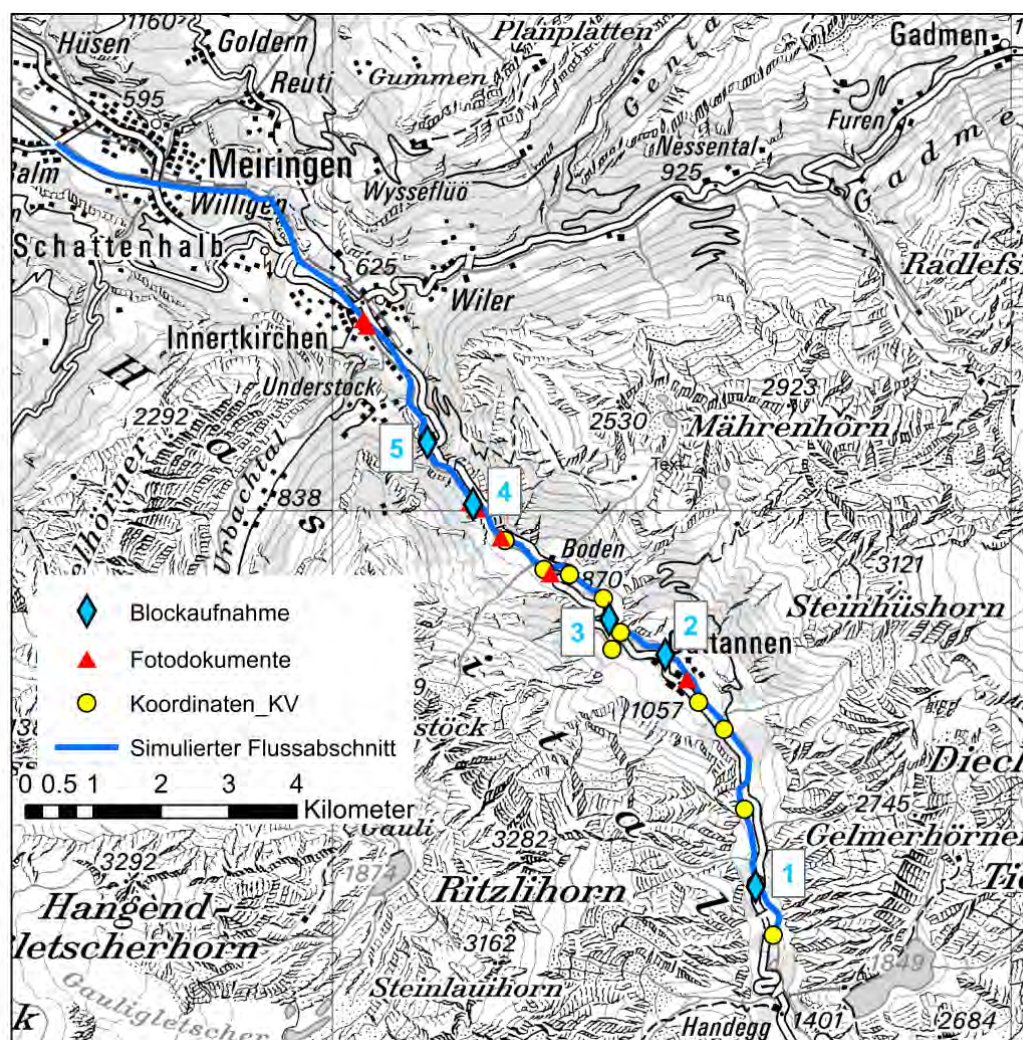


Abb. 26: Übersichtskarte der Standorte für die Aufnahme von Fotos, Linienzahlanalysen und Blockkonzentrationen. Die blauen Zahlen beziehen sich auf die Standorte in Tabelle A3-1.



Standort 1, Unterhalb Handegg: Grobe Blöcke sind erkennbar. Die Absturzhöhe der Schwelle beträgt 0.75 m.



Standort 2, Guttannen: Kein Zugang zum Flussbett möglich, grobe Blöcke sind von der Strasse aus sichtbar. Grosse Energieverluste bzw. sehr hoher Fliesswiderstand sind plausibel. Eine Vergröberung der Kornverteilung im Vergleich zu benachbarten Gerinneabschnitten ist plausibel.



Standort 3, Spreitgraben: Viele grobe Blöcke sind vorhanden. Die Breite variiert zwischen 23 und 60 m.



Standort 4, Inneri Ürweid: Hier sind weniger grobe Blöcke vorhanden als bei den anderen drei untersuchten Standorten flussaufwärts davon.



Standort 5, Üsseri Ürweid: die steile Strecke war nicht zu sehen. Es liegen keine Blöcke vor. Eine Limitierung der verfügbaren Geschiebefracht kann nicht bestätigt werden. Aufgrund der Situation wurde keine Blockkonzentration bestimmt.



Grobe Blöcke unterhalb Einmündung Rote Graben. Sichtbare Gerinnestrecke ist ca. 400 m lang, entspricht km 7.58 – km 7.18.

5.4 A4: Abschätzung der Blockkonzentrationen in Steilstrecken

Diese Limitierung des verfügbaren Materials hat den gleichen Effekt, wie eine lokale Vergrößerung der Kornverteilung. Das Modell *sedFlow* zeigt die Eigenschaft, bei einem Gefällsknick die erodierbare Schicht abzutragen und damit das Gefälle auszugleichen. Deshalb müssen diese Stellen für die Simulationen stabilisiert werden. Dies geschieht entweder über eine gröbere Kornverteilung oder eine Limitierung des erodierbaren Untergrundes. Deswegen wurden alle steilen Stellen der Simulationsstrecke genauer betrachtet. Es wurde darauf geachtet, wie sich die Kornverteilung im Vergleich zu flacheren Stellen unterscheidet. Im September 2013 wurde bei einer Feldbegehung die Blockkonzentration Γ an fünf Stellen entlang des simulierten Abschnittes gemessen. Dabei wurden auf einer spezifischen Fläche alle Blöcke mit einer b-Achse > 0.5 m gezählt. Die Anzahl der Blöcke mit einer b-Achse > 1 m wurde zusätzlich notiert. Mit der Formel $\Gamma = (n \cdot \pi \cdot D_b^2) / (4 \cdot W \cdot L)$ wurde die Blockkonzentration berechnet. Je nach Annahme des mittleren Durchmessers D_b verändert sich die Konzentration relativ stark. In Tabelle A4-1 sind die aufgenommenen Werte und die genauen Standorte angegeben. Am Standort 2 (km 12.6 – 11.6) konnte das Flussbett nicht begangen werden, deswegen wurden lediglich Fotos von der Strasse her gemacht. Diese sind im Anhang A1 zu finden. Man kann sehen, dass zwischen Guttannen und der Einmündung des Spreitgrabens grobe Blöcke im Flussbett liegen. Teilweise treten relativ hohe Abstürze auf. Daher ist eine künstliche Vergrößerung der Korngrösse in diesem Abschnitt plausibel.

Es muss erwähnt werden, dass an gewissen Stellen sehr grobe Blöcke (b-Achse > 4 m) vorhanden waren. In Tabelle A4-2 sind die Resultate der Blockkonzentrationsanalyse zu sehen. Durch die Variation des Durchmessers D_b verändern sich die Werte an den verschiedenen Stellen. Die Konzentrationen variieren zwischen 1.9 % und 17 % (diese Werte sind im Vergleich mit einer früheren Studie von Nitsche (2012) relativ klein). Fotos aller Standorte sind im Anhang A1 zu finden. Die Resultate zeigen, dass eine Limitierung bzw. Vergrößerung der Kornverteilung an diesen Standorten gerechtfertigt ist (ausser für Standort 5).

Tabelle A4-1: Daten für die Bestimmung der Blockkonzentration an verschiedenen Stellen entlang der Hasliaare.

Standort	Stelle	Fluss-km	Länge [m]	Breite [m]	Fläche [m ²]	# Blöcke > 0.5 m	# Blöcke > 1 m
1	nach Handegg	16.3	52.8	12.6	666	87	25
2	Guttannen	12	-	-	-	-	-
3	Spreitgraben	11	23	23	529	133	51
4	Inneri Ürweid	9.1	30	16.4	491	47	14
5	Üsseri Ürweid	7.4	-	15.3	-	-	-

Tabelle A4-2: Blockkonzentrationen Γ an den drei aufgenommenen Stellen in der Hasliaare. Diese wurden mit der Formel $\Gamma = (n \cdot \pi \cdot D_b^2) / (4 \cdot W \cdot L)$ berechnet, wobei D_b ein mittlere Korngrösse der berücksichtigten Blöcke ist. Die Werte variieren je nach gewähltem D_b relativ stark. Für den Fall $D > 0.5$ m wurden jeweils ALLE aufgenommenen Blöcke verwendet. Für den Fall $D > 1$ m wurden nur die Blöcke > 1 m gezählt.

Standort	Stelle	Blockkonzentration: $D > 0.5$ m, für $D_b = 0.5$ m	Blockkonzentration: $D > 0.5$ m, für $D_b = 0.75$ m	Blockkonzentration: $D > 1.0$ m, für $D_b = 1.5$ m
1	nach Handegg	2.6%	5.8%	4.4%
2	Guttannen			
3	Spreitgraben	4.9%	11.1%	17.0%
4	Inneri Ürweid	1.9%	4.2%	3.4%
5	Üsseri Ürweid			

Kleine Emme:

Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow*



Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft

Forschungseinheit Gebirghydrologie und Massenbewegungen

8903 Birmensdorf, Schweiz

Martin Böckli, Dieter Rickenmann, Claudia Bieler,
Florian U.M. Heimann, Lynn Burkhard, Alexandre Badoux

10. März 2015



Eidg. Forschungsanstalt für Wald,
Schnee und Landschaft WSL

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	2
1.1	Simulationsberechnungen zum Geschiebetransport im Projekt SEDRIVER.....	2
1.2	Simulierter Gerinneabschnitt.....	2
1.3	Das Geschiebetransport-Simulationsprogramm sedFlow	3
1.4	Weitere Anwendung von sedFlow	4
2	Untersuchungsgebiet und Grundlagen.....	5
2.1	Bisherige Studien zur Kleinen Emme	5
2.2	Einzugsgebiet und Gerinneverbauungen.....	5
2.2.1	Hauptzuflüsse	5
2.2.2	Geologie und Felsabschnitte.....	5
2.2.3	Verbauungen	6
2.2.4	Wasserfassungen	7
2.2.5	Hochwasserereignisse	7
2.3	Beobachtungen zum Geschiebetransport während der Eichperiode	7
2.3.1	Sohlenveränderungen entlang des Gerinnes.....	7
2.3.2	Annahmen zu Ein- und Austrägen von Geschiebe in Bezug auf den simulierten Gerinneabschnitt.....	8
2.3.3	Geschiebefrachtdiagramm.....	9
2.4	Hydrologie.....	11
2.4.1	BAFU Abflussmessungen	11
2.4.2	Verwendete Hydrologie für die Eichperiode.....	11
2.4.3	Niederschlags–Abfluss Simulationen mit dem Modell PREVAH.....	13
2.4.4	Hochwasserszenarien für die Zukunft	13
2.5	Kornverteilungen.....	14
2.6	Rechteckprofile für sedFlow Simulationen	15
3	Simulationen für die Eichperiode 2000 - 2005	17
3.1	Abflussberechnung und Geschiebetransportformel.....	17
3.2	Angaben zur Variation der Randbedingungen und Eingabeparameter	18
3.2.1	Kornverteilung.....	18
3.2.2	Gerinnegeometrie	20
3.2.3	Seiteneinträge	20
3.3	Simulationsergebnisse zum Geschiebetransport für die Eichperiode.....	21
3.4	Sensitivitäten der Eingabeparameter	24
3.5	Wahl der Versteckfunktion.....	25
4	Simulationen für mögliche Hochwasser in der Zukunft (Szenarien)	26
5	Literaturverzeichnis.....	29

1 Einleitung

1.1 Simulationsberechnungen zum Geschiebetransport im Projekt SEDRIVER

Mit dem an der WSL entwickelten Modell *sedFlow* wurden Geschiebetransportsimulationen in der Kleinen Emme durchgeführt. Die Hauptziele dieses Berichtes sind:

- Präsentation der Grundlagendaten zu den Geschiebetransportberechnungen in der Kleinen Emme
- Präsentation der Resultate zu folgenden Berechnungen:
 1. Eichung des Modelles für die Periode 2000 bis 2005
 2. Abschätzung des Geschiebetransportes während zukünftiger Hochwasserereignisse

Für die Eichung des Modelles wurde die Geschiebebilanz zwischen 2000 und 2005 rekonstruiert, u.a. basierend auf Querprofilvermessungen und auf der Dokumentation und Analyse des Hochwassers vom August 2005. Die hier dargestellten Arbeiten wurden innerhalb des Projektes „SEDRIVER“ (SNF Projekt Nr. 4061-125975) im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes NFP61 des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (SNF) durchgeführt.

1.2 Simulierter Gerinneabschnitt

Das Einzugsgebiet der Kleinen Emme weist in Littau - unweit der Einmündung in die Reuss – eine Fläche von 477 km² auf. Die Kleine Emme wird im oberen Abschnitt auch Waldemme genannt und entspringt im östlichen Teil der Brienzer Rothorn-Kette. Nach der Quelle durchfliesst sie bei Flühli einen Talkessel mit einem Gefälle von 1.5 %. Die nachfolgende Lammschlucht hat ein Gefälle von 4 %. Die Wiss Emme und die Waldemme vereinigen sich vor Schüpfheim zur Kleinen Emme. Das Gefälle nimmt auf 0.5 % ab. Nach der Mündung der Fontanne fliesst die Kleine Emme auf einer Breite von 30 m kanalisiert bis zur Mündung in die Reuss. Das Gefälle nimmt von 0.8 % bei Wolhusen auf 0.4 % bei Littau ab. Die geschiebeführenden Wildbäche Rümli (vor Malters) und Renggbach (nach Malters) münden auf dieser Strecke in die Kleine Emme (Abb. 1).

Die simulierte Untersuchungsstrecke (Abb. 2) wurde durch die Verfügbarkeit der vermessenen Querprofile bestimmt. Von Doppleschwand (km 25) bis zur Mündung des Renggbachs oberhalb von Littau (km 5.6) wird ein Flussabschnitt mit einer Länge von 19.4 km simuliert. Das Gerinnegefälle beträgt auf den obersten 2 km zwischen 0.5 bis 3.5 %. Unterhalb der Mündung der Fontanne bis nach Littau schwankt es ungefähr zwischen 0.5 und 1.5 % (tendenziell kleiner im unteren Bereich). Entlang dieses Abschnitts ist die Kleine Emme mit zahlreichen Sohlschwellen stabilisiert. Das mittlere Nettogefälle (unter Abzug der Absturzhöhen der Schwellen) der Untersuchungsstrecke beträgt 0.87 %.

Beim Hochwasserereignis vom 20. – 22. August 2005 wurden an der Kleinen Emme Brücken und Schwellen beschädigt. Nach Verklausungen trat der Fluss an mehreren Stellen über die Ufer. Bei Emmenbrücke wurde eine Ufersicherung zerstört sowie Schienen unterspült. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass während des Hochwassers im Jahr 2005 an der Kleinen Emme grossflächige Schäden aufgetreten sind. Die seitlichen Überflutungen traten vor allem im Bereich Littau bis zur Mündung in die Reuss auf. Daher wurden die Simulationen für die Eichperiode nur bis zur Mündung des Renggbachs durchgeführt. Die Kleine Emme weist nur noch an wenigen Abschnitten eine natürliche Dynamik auf.

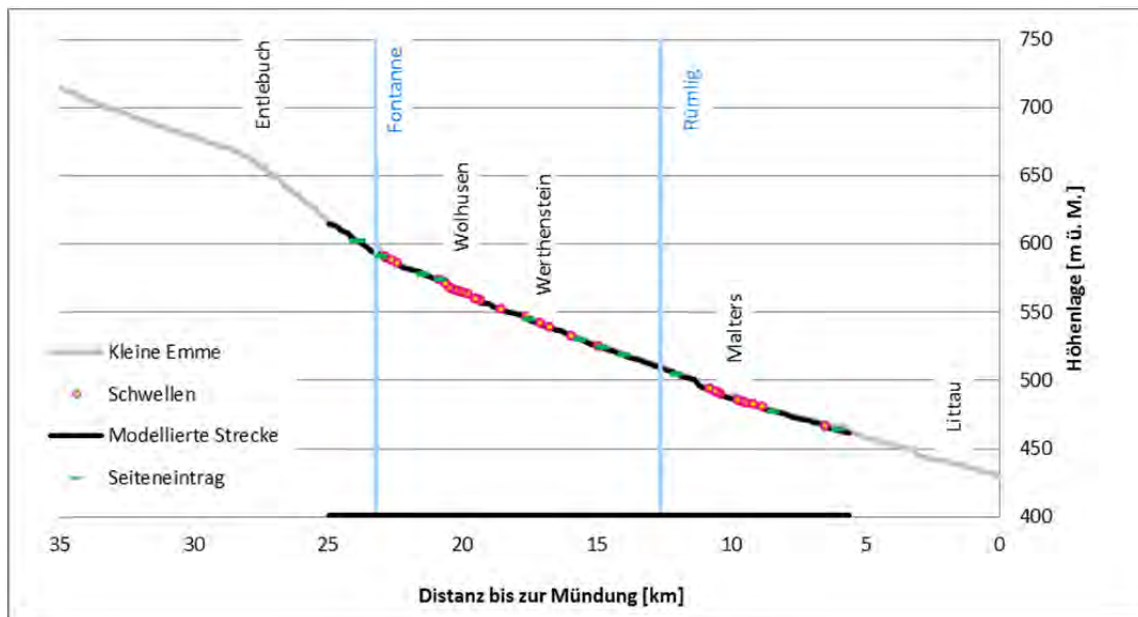


Abb. 1 Längsprofil der Kleinen Emme von der Mündung der Wiss Emme in die Kleine Emme (oberhalb Waldemme) bei Schüpfheim bis nach Littau zur Mündung der Kleinen Emme in die Reuss. Die schwarz markierte Strecke wurde mit dem Programm sedFlow simuliert. In blau sind die zwei relevantesten Zubringer Fontanne und Rümli markiert. Die wichtigsten Ortschaften entlang der Kleinen Emme sind zur Orientierung ebenfalls angegeben. An den roten Punkten befinden sich die 30 Schwellen, die grünen Markierungen zeigen Standorte mit Seiteneinträgen infolge von Ufererosion in die Kleine Emme während des Hochwassers 2005.

1.3 Das Geschiebetransport-Simulationsprogramm sedFlow

Das Geschiebetransportsimulationsprogramm sedFlow wurde an der WSL im Rahmen des Projektes SEDRIVER entwickelt (Heimann et al., 2015a; 2015b). Es wurde speziell für Berechnungen in Gebirgsflüssen konzipiert, mit den folgenden wesentlichen Elementen: (i) Berücksichtigung neuer Ansätze zur Berechnung des Geschiebetransportes in steilen Gerinnen mit Makrorauigkeit, (ii) Berechnung von fraktionsweisem Transport; (iii) schnelle Berechnungszeiten zur Modellierung ganzer Einzugsgebiete und zur Szenarien-Analyse mit automatisierten Simulationsberechnungen vieler Varianten bezüglich der Eingabeparameter.

Das Programm sedFlow ist im Synthesebericht zu den Anwendungen von sedFlow in Schweizer Gebirgsflüssen (Rickenmann et al., 2015) näher beschrieben, eine ausführliche Beschreibung findet sich auch in Heimann et al. (2015a) und eine zusammenfassende Beschreibung in Rickenmann et al. (2014).

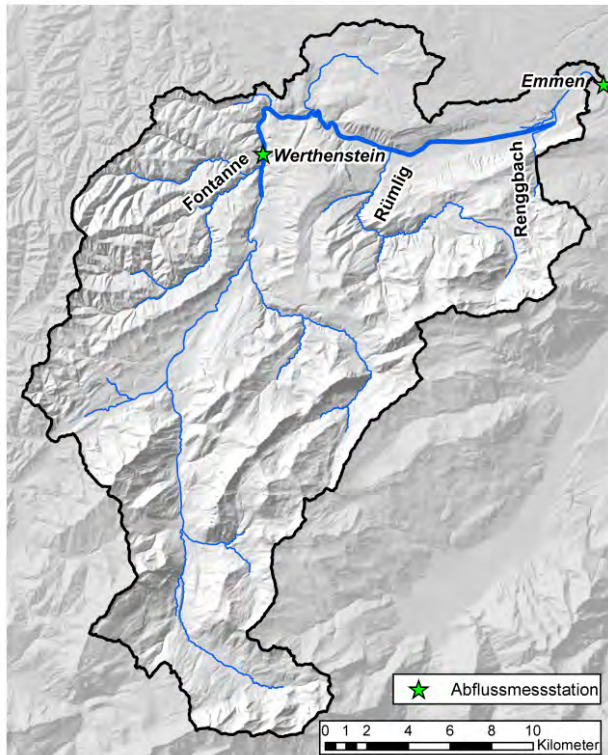


Abb. 2 Einzugsgebiet der Kleinen Emme. Die dicke blaue Linie zeigt die simulierte Untersuchungsstrecke. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (JA100118).

1.4 Weitere Anwendung von sedFlow

Im Rahmen des NFP61 Projektes SEDRIVER der WSL und der EAWAG wurden die Folgen des Klimawandels auf das Abflussgeschehen und den Geschiebetransport in Gebirgsflüssen sowie mögliche Auswirkungen davon auf die Qualität von Fischhabitaten untersucht.

In Schweizer Gebirgsflüssen hat die Klimaerwärmung verschiedene Einflüsse, welche die Population der Bachforellen (*Salmo trutta fario*) direkt betreffen. Es ist unter anderem davon auszugehen, dass aufgrund der Klimaänderung die Winterabflüsse ansteigen werden, was auch auf die Häufigkeit von Hochwasserereignissen mit Geschiebetransport im Winterhalbjahr einen Einfluss haben kann (KOHS, 2007; BAFU, 2012). Eine Zunahme der Hochwasserabflüsse und eine damit verbundene Zunahme der winterlichen Erosionstiefen in Gebirgsflüssen könnte wiederum die Laichplätze der Bachforellen gefährden (Unfer et al., 2010). Zudem hat auch die Beeinflussung des Abflussregimes durch Wasserkraftanlagen einen ungünstigen Einfluss auf die Fischpopulationen.

In einer separaten Studie wurden (i) in verschiedenen Abschnitten voralpiner und alpiner Flüsse Untersuchungen zur Laichaktivität der Bachforelle durchgeführt, wobei insbesondere die Eingrabungstiefe der Fischeier studiert wurde; (ii) für die beiden Gebirgsflüsse Kleine Emme und Brenno wurden Geschiebetransport-Modellierungen für die nahe (2021-2050) und ferne (2070-2099) Zukunft realisiert, mit besonderem Augenmerk auf die maximale Erosionstiefe in den Wintermonaten (während der Laichperiode der Bachforellen); (iii) basierend auf diesen und weiteren Informationen wurden die möglichen Auswirkungen des Klimawandels im Zusammenhang mit dem Geschiebetransport auf die Laichaktivität von Bachforellen diskutiert. Eine detaillierte Beschreibung der Vorgehensweise und alle erarbeiteten Resultate dieser weiteren Anwendung von sedFlow ist in Junker et al. (2014) sowie in Badoux et al. (2014) beschrieben.

2 Untersuchungsgebiet und Grundlagen

2.1 Bisherige Studien zur Kleinen Emme

Wie bereits erwähnt wurde, ist die Kleine Emme seit langem ein verbauter Fluss. Zur Hydrologie und zum Geschiebehaushalt der Kleinen Emme liegen viele Berichte und Studien liegen. Die Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der Eidg. Technischen Hochschule Zürich hat im Jahr 1997 eine Geschiebehaushaltstudie der Kleinen Emme erstellt (VAW, 1997). Dabei wurde vor allem das Verhalten der Kleinen Emme in Bezug auf die Kiesentnahme und die Sohleneintiefungen untersucht. Diese Studie sollte eine Grundlage für zukünftige Verbauungen sein. Nach dem Hochwasserereignis im Jahr 2005 haben sich unterschiedliche Büros und Amtsstellen mit der Kleinen Emme beschäftigt. Das Büro Hunziker, Zarn und Partner (HZIP) führte eine Geschiebehaushaltsstudie von der Mündung der Fontanne bis in die Reuss durch. Mittels eines 1 D Geschiebetransportmodells wurde der Geschiebetransport simuliert. Falls die Randbedingungen sich nicht stark ändern, gehen HZIP in der Zukunft von ähnlichen Geschiebefrachten und Sohlenveränderungen wie bisher aus (HZIP, 2008). Zum Hochwasser 2005 an der Kleinen Emme existieren technische Berichte zur Ereigniskartierung und den Schäden (Bart, 2005; Oeko-B, 2006) sowie zur Wetterlage (Bart, 2005). Im Rahmen der Ereignisanalyse des Bundes zum Hochwasser 2005 (Bezzola und Hegg, 2007, 2008) verfasste die Flussbau AG einen Teil der Untersuchungen zu den Gerinneprozessen (Flussbau 2009a; 2009b).

2.2 Einzugsgebiet und Gerinneverbauungen

2.2.1 Hauptzuflüsse

Die zwei bedeutenden Seitenzubringer Fontanne (km 23.3) und Rümli (km 12.6) werden für die Simulation des Geschiebetransportes in der Kleinen Emme berücksichtigt (Abb. 1 und 2). Alle weiteren Zubringer führen im Allgemeinen sehr wenig Abfluss und tragen nur wenig Geschiebe in die Kleine Emme ein, weshalb sie in den Simulationen nicht berücksichtigt werden.

Die Fontanne mit einem Einzugsgebiet von 63 km² ist stark verbaut und fliesst vor Wolhusen in die Kleine Emme. Das Einzugsgebiet der Fontanne liegt im Napfgebiet und fliesst durch relativ instabile Nagelfluh. Die Korngrösse dieses Materials ist relativ klein. Der Rümli mit einem Einzugsgebiet von 65 km² fliesst bei Schachen zwischen Werthenstein und Malers in die Kleine Emme. Der Rümli fliesst durch die Pilatuskette über relativ stabiles Kalkgestein. Die Korngrössen des transportierten Materials sind eher grösser (HZIP, 2008). Der Renggbach ist ein kleiner Seitenzubringer, welcher vor Littau in die Kleine Emme mündet.

2.2.2 Geologie und Felsabschnitte

Die Kleine Emme fliesst von Flühli bis zur Mündung in die Reuss in Littau im Molassegebiet. Unterhalb der Mündung der Entlen wird das Gefälle steiler und die Kleine Emme fliesst durch Nagelfluhgebiet. Vor allem im oberen Bereich der simulierten Flussstrecke befinden sich mehrere Felsstrecken mit einer gesamten Streckenlänge von 1310 m. An diesen Stellen liegt nur sehr wenig bewegliches Material für den Geschiebetransport in der Sohle bereit. Die Geschiebefracht kann auf diesen Abschnitten nur geringfügig zunehmen, deshalb ist die exakte Angabe der Felsabschnitte für die Geschiebetransport-Simulationen sehr relevant. Mithilfe des Geologischen Atlas der Schweiz (Blatt 1149 Wohlhusen; Kellerhals und Haefeli, 2002), der Konsultation von Luftbildern sowie eines

externer Berichtes (HZP, 2008) wurden die Standorte für die aufgeführten Felsabschnitte bestimmt. In Tabelle 1 ist die exakte Kilometrierung der Felsstrecken angegeben.

Tabelle 1 Kilometerangaben der Felsstrecken auf der simulierten Untersuchungsstrecke (HZP, 2008; Geologischer Atlas der Schweiz).

von km	bis km
24.6	24.55
23.6	23.5
23.3	23.2
22.8	22.4
22	21.8
21	20.6
18.75	18.6
16.35	16.25

2.2.3 Verbauungen

Bereits Anfangs des 19. Jh. wurden an der Kleinen Emme Verbauungen angeordnet. Durch die Einengung wurde Land gewonnen, allerdings führte es zu unerwünschten Sohleneintiefungen. Nachdem die Zubringer teilweise ebenfalls verbaut wurden und darin Geschiebe entnommen wurde, hat sich die Geschiebelieferung verkleinert. Dies führte zu vermehrter Erosion der Flusssohle in der Kleinen Emme. Die alten Verbauungen wurden teilweise bereits vor dem Hochwasser 2005 ersetzt. (VAW, 1997). Entlang der simulierten Flussstrecke befinden sich ca. 30 Schwellen, welche sich vor allem um die Ortschaften Wolhusen und Werthenstein konzentrieren (Abb. 1). Die genaue Lokalisierung erfolgte aufgrund von Angaben aus den GIS-Daten des Kantons Luzern (<http://www.geo.lu.ch/map/oekomorphologie>) und eines externen Berichtes (VAW, 1997). Die Absturzhöhen der Schwellen variieren zwischen 0.1 und 2 m (Tabelle 2). Sofern keine Informationen vorhanden waren, wurde eine Absturzhöhe von 0.5 m angenommen. Im Juli 2005 wurden einige Daten zu Verbauungen in der Kleinen Emme aufgenommen und diese standen für die Analyse zur Verfügung. Es muss erwähnt werden, dass in den letzten Jahren viele neue Verbauungen an der Kleinen Emme realisiert wurden.

Tabelle 2: Kilometerangaben der 30 Schwellen auf der simulierten Untersuchungsstrecke (GIS-Daten Kanton Luzern, ökomorphologische Fachdaten von Erhebungen aus den Jahren 2004/05 und 2012).

Kilometer [km] oberhalb Mündung	Höhenkote [mü.M.]	Absturz- höhe [m]	Kilometer [km] oberhalb Mündung	Höhenkote [mü.M.]	Absturz- höhe [m]	Kilometer [km] oberhalb Mündung	Höhenkote [mü.M.]	Absturz- höhe [m]
22.873	590.57	1.67	19.8	563.08	0.46	10.783	494.34	0.50
22.625	588.10	0.10	19.5	560.07	0.50	10.6	492.39	0.22
22.439	586.16	1.16	19.45	559.50	0.50	10.474	490.72	0.50
20.85	573.50	0.10	19.317	558.72	2.00	10.4	490.04	0.50
20.615	570.60	0.65	18.576	552.13	0.30	9.718	485.76	0.20
20.46	568.06	0.35	17.606	546.73	2.00	9.6	484.64	0.15
20.41	567.68	0.45	17.065	541.63	0.74	9.425	483.69	0.15
20.27	566.39	0.20	16.735	538.71	0.50	9.144	482.12	0.23
20.115	565.15	0.60	15.911	532.64	0.70	8.845	480.23	0.50
19.985	564.17	0.50	14.918	525.09	0.20	6.47	466.62	0.25

2.2.4 Wasserfassungen

Ab Wolhusen wird das Wasser der Kleinen Emme an vier Stellen für die Stromproduktion in ein Wehr geleitet: Gewerbekanal in Wolhusen, Steinerwehr (Malters), Thorenbergwehr (Malters) und Wehr Emmenweid (Littau). Die Konzessionswassermengen liegen bei 3 und 9 m³/s (VAW, 1997). Je ein Wehr bei Wolhusen (km 20.8) und bei Werthenstein (km 16.7) wurden als Schwellen ins System eingebaut, da sie über die gesamte Flussbreite ausgeführt sind. Das Wehr bei Wolhusen wurde mit 0.1 m, dasjenige in Werthenstein mit 0.5 m Absturzhöhe berücksichtigt.

2.2.5 Hochwasserereignisse

Im August 2005 kam es zum grössten Hochwasser seit Beginn der Pegelmessungen an der Kleinen Emme im Jahr 1936. In Littau wurde ein Abfluss von 650 m³/s gemessen. Dies führte zu grossen Überflutungen in Malters, Littau und an einigen flussaufwärts liegenden Standorten (Bart, 2005; Bezzola und Hegg 2007; 2008). Bereits in den Jahren 1984, 2002 sowie im Jahr 2007 wurden bei der Messstation Littau Abflusswerte von mehr als 500 m³/s gemessen (Scherrer 2012).

2.3 Beobachtungen zum Geschiebetransport während der Eichperiode

2.3.1 Sohlenveränderungen entlang des Gerinnes

Als Datengrundlage für die Simulationen dienen in der Kleinen Emme Querprofile im Abstand von ca. 50 bis 200 m, welche in den Jahren 2000 (September) und 2005 (November) aufgenommen wurden. Diese wurden vom BAFU vermessen und standen auch für die vorliegende Studie zur Verfügung. Aus diesen Querprofilaten wurde zusammen mit weiteren Beobachtungen ein Geschiebebudget abgeleitet.

In der Ereignisanalyse des BAFU zum Hochwasser 2005 wurde aus den Sohlenveränderungen ein Geschiebefrachtdiagramm erstellt (Flussbau, 2009a). Dafür wurden die Daten der Querprofilvermessungen des BAFU verwendet. In jedem Profil wurde der Bereich der beweglichen Sohle definiert und daraus die Sohlenbreite und die Lage der mittleren Sohle ermittelt. Aus dem Vergleich der mittleren Sohlen vor und nach dem Ereignis sowie der Distanz zwischen den Profilen wurde die Volumenänderung zwischen jeweils zwei Profilen berechnet. Diese Werte wurden anschliessend über die Gewässerlänge kumuliert (Abb. 3). Aus der so erhaltenen Volumenbilanz für die Sohle lässt sich erkennen, welche Geschiebemengen durch Sohlenerosion mobilisiert bzw. im Bereich der Flusssohle abgelagert wurden (Flussbau 2009a). Durch die WSL wurde aus den Sohlenveränderungen der BAFU Querprofile auf analoge Weise die Volumenänderungen bestimmt (Abb. 4).

Die mittlere Höhe der Flusssohle verändert sich um weniger als einen Meter. Die höchsten Erosionstiefen treten vor allem im oberen Bereich der Untersuchungsstrecke bei Wolhusen auf und betragen bis zu 0.8 m. Die maximalen Ablagerungen treten im Bereich der flussabwärts liegenden Ortschaften Werthenstein und Malters auf und betragen maximal 0.8 m.

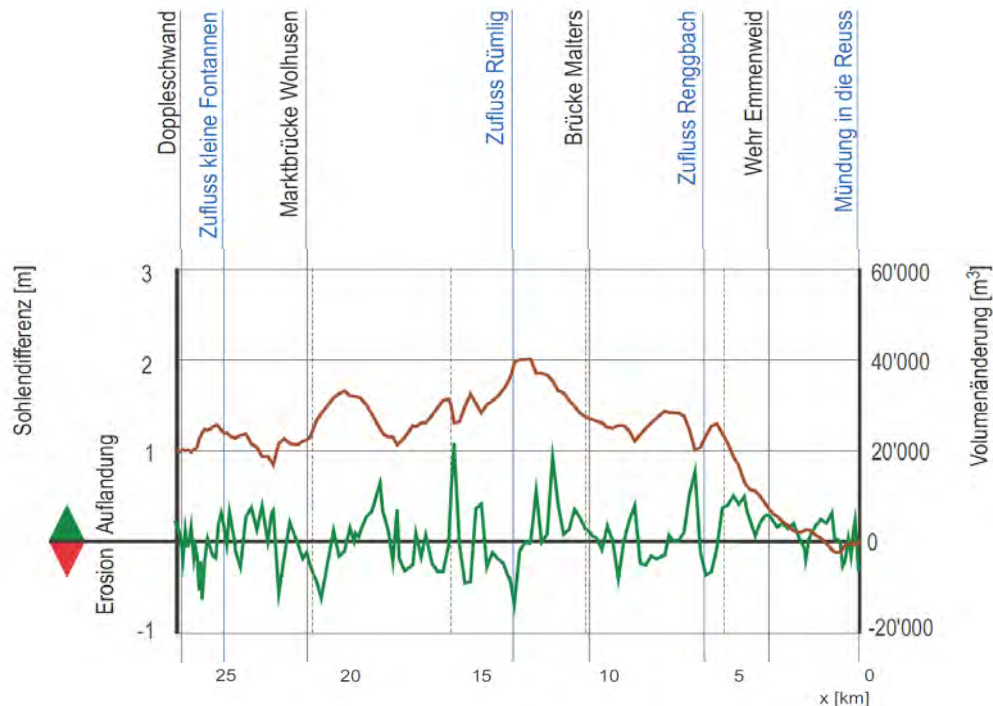


Abb. 3 Sohlenveränderung und Volumenänderung der Kleinen Emme für die Periode 2000 - 2005 gemäss Bezzola und Hegg (2008) bzw. Flussbau (2009a). Die Werte in der Abszisse geben die Distanz bis zur Mündung an. Grüne Linie = Sohlendifferenz 2000 – 2005, braune Linie = Volumenänderung 2000 – 2005.

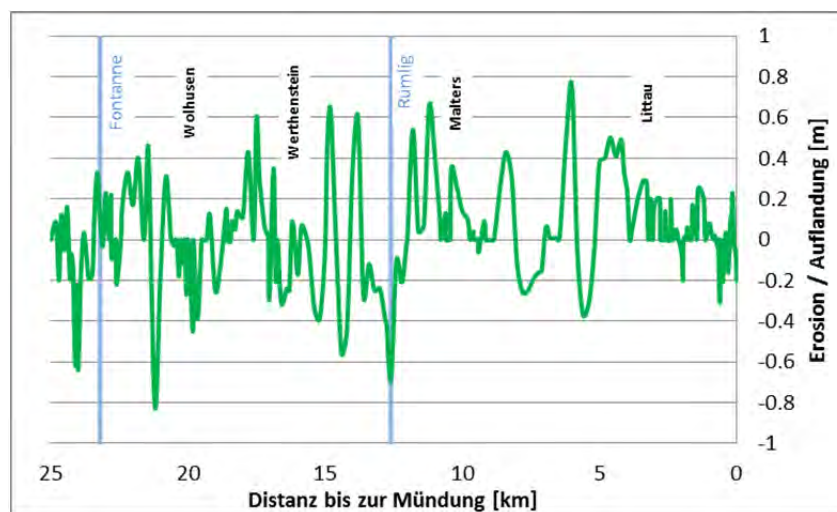


Abb. 4: Resultierende Sohlenveränderung der Kleinen Emme für die Periode 2000 – 2005 nach Berechnung der WSL.

2.3.2 Annahmen zu Ein- und Austrägen von Geschiebe in Bezug auf den simulierten Gerinneabschnitt

Während der Periode 2000 – 2005 spielt in der Kleinen Emme die Seitenerosion eine wesentliche Rolle für den Geschiebetransport, die Sedimenteinträge durch Zubringer sind hingegen weniger wichtig. Für die während des Hochwassers 2005 mobilisierte Geschiebefracht wurden die Geschiebeeinträge durch Seitenzubringer sowie durch Ufererosion geschätzt (Flussbau, 2009b). Dabei zeigte sich, dass von der gesamten mobilisierten Geschiebefracht fast die Hälfte aus Seitenerosionsprozessen stammte (Abb. 5).

Diese Geschiebeeinträge aus Seitenerosion traten verteilt über die gesamte simulierte Flusslänge auf (Tabelle 3). Die dabei mobilisierten Volumen wurden für die Erstellung des Geschiebefracht-diagramms verwendet.

Tabelle 3 Gesamtvolumen der Geschiebeeinträge durch Seitenerosion in die Kleine Emme während des Hochwassers 2005 (Flussbau, 2009b).

Standort [km]	Volumen [m ³]
6	24595
8.4	25298
12	26000
14	7682
14.8	14666
15.6	1297
17.5	6286
20.8	1496
21.46	1496
23	698
23.9	698

2.3.3 Geschiebefrachtdiagramm

Die oben beschriebene Datengrundlage war ausreichend für eine detaillierte Geschiebebilanzierung in der Kleinen Emme. Im Rahmen der Analyse des Hochwassers 2005 wurde ein Geschiebefrachtdiagramm für die Periode 2000 – 2005 durch die Flussbau AG (Flussbau, 2009a) erstellt (Abb. 5). Um die aus den Sohlenveränderungen abgeleiteten Geschiebefrachten zu plausibilisieren, wurden auch Transportrechnungen durchgeführt (Abb. 5). An der Kleinen Emme wurde die Transportkapazität mittels Normalabflussrechnung an einer ausgewählten Stelle berechnet. Die Hydraulik wurde nach Strickler, die Transportrechnung mit der Formel von Meyer-Peter-Müller modifiziert nach Hunziker berechnet (Flussbau, 2009a).

Durch die WSL wurde ebenfalls ein Geschiebefrachtdiagramm für die Periode 2000 – 2005 erstellt (Abb. 6). Der eine Teil der Geschiebefracht wurde über die Volumenänderungen aus den Querprofil-Vergleichen berechnet. Dabei wurde die Sohldifferenz zweier benachbarten Profile mit der mittleren Breite und der Länge des Abschnitts bis zum nächsten Profil multipliziert. Für die Erstellung des Geschiebefrachtdiagramms wurden zusätzlich die Seiteneinträge aus der Studie zum Hochwasser 2005 (Flussbau, 2009a) übernommen. Aufgrund der Querprofilvermessungen, der Geschiebestudien sowie der Ereignisanalyse zum Hochwasser 2005 wurde geschätzt, dass der Austrag der Kleinen Emme in die Reuss (mit Ausbaggerungen) ca. 160'000 m³ betrug. Dabei wurde vereinfachend angenommen, dass die Geschiebefracht bei km 5 ebenfalls ca. 160'000 m³ betrug. Der Eintrag am Beginn der simulierten Strecke bei Doppleschwand von ca. 25'000 m³ wurde aufgrund der Bilanzierung gerinne-aufwärts ab der Mündung in die Reuss ermittelt (Abb. 6). Die drei steileren Anstiege in der Geschiebefracht im unteren Abschnitt der simulierten Strecke (km 12, 8.4 und 6) entsprechen den Seiteneinträgen an diesen Stellen. Diese betragen jeweils ca. 25'000 m³ (Tabelle 3).

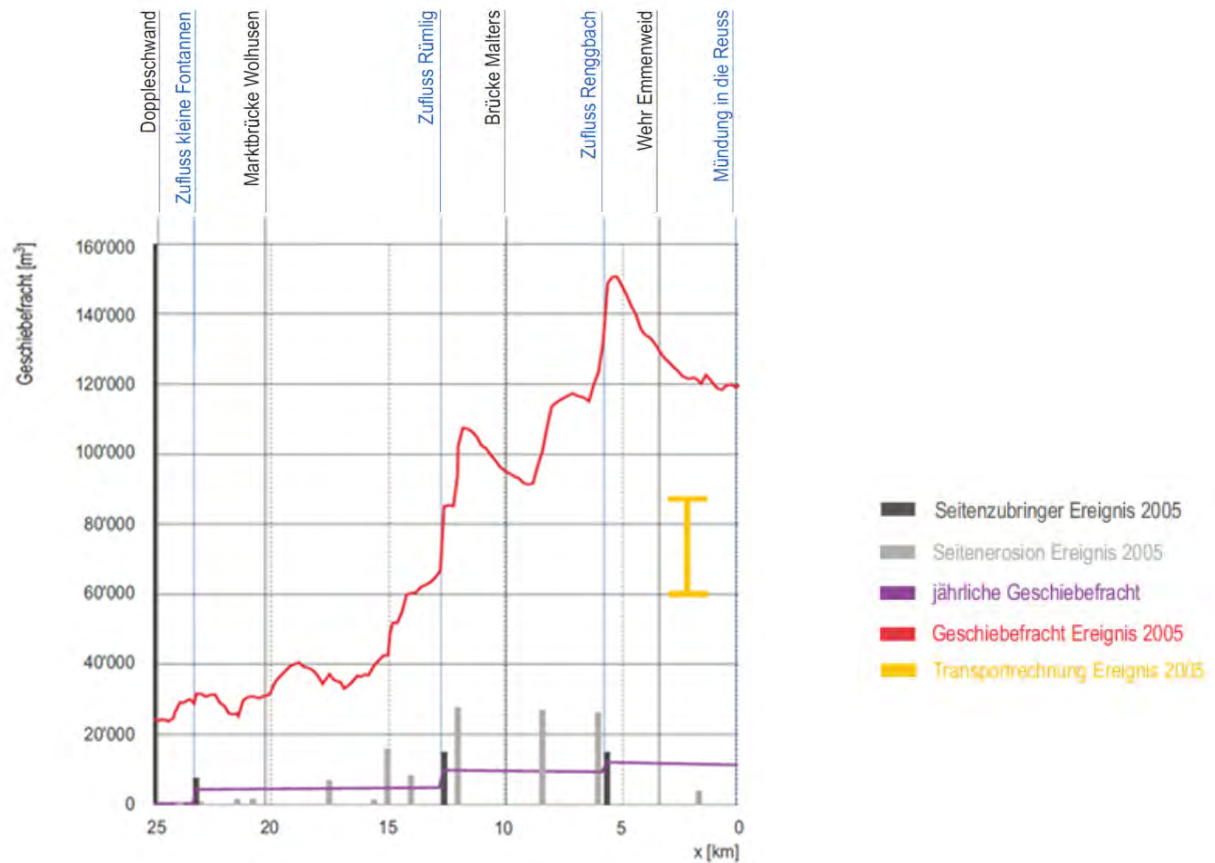


Abb. 5 Geschiebefrachtdiagramm für das Hochwasser 2005 gemäss BAFU (2008) bzw. Flussbau (2009a). Die Abszisse gibt die Distanz zur Mündung an.

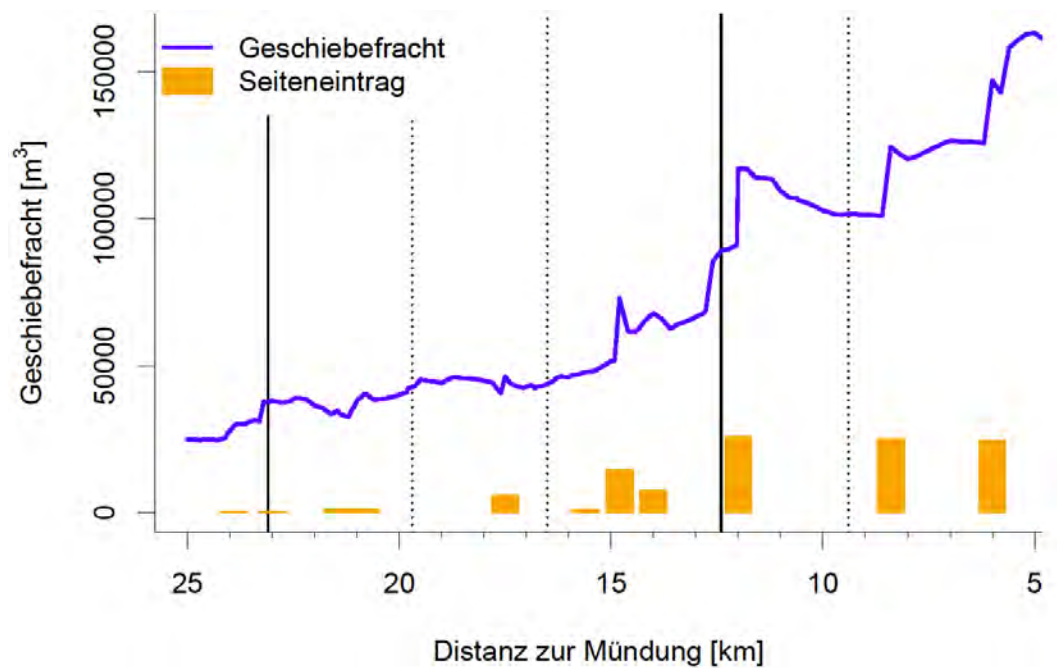


Abb. 6 Durch die WSL ermitteltes Geschiebefrachtdiagramm für die Kleine Emme für die Periode 2000–2005. Die orangenen Balken geben die während des Hochwassers 2005 durch Seitenerosion eingetragenen Geschiebefrachten an.

2.4 Hydrologie

2.4.1 BAFU Abflussmessungen

Im Einzugsgebiet der Kleinen Emme betreibt das Bundesamt für Umwelt BAFU an zwei Standorten Abflussmessungen (Abb. 2): In Werthenstein seit dem Jahr 1985 (Einzugsgebietsgrösse 311 km²) und in Emmen seit 2013 (Einzugsgebietsgrösse 477 km²). Die Station in Emmen ersetzt dabei die Station Littau, Reussbühl, welche von 1978 bis 2012 nahezu an der gleichen Stelle in Betrieb war. In Tabelle 4 ist die Hochwasserstatistik für die Messstationen Werthenstein und Littau angegeben. Die Simulationen mit sedFlow wurden für die Periode 2000 – 2005 für eine Dauer von 6 Jahren durchgeführt. Die vom BAFU gemessenen Abflüsse an den beiden Messstationen sind eine wichtige Grundlage für die Simulationen.

Tabelle 4 Hochwasserwahrscheinlichkeiten (Jahreshochwasser) bei den Messstationen (<http://www.hydrodaten.admin.ch/de/2487.html>).

Messstation	Werthenstein	Littau
Messperiode [m ³ /s]	1985 – 2011	1978 – 2011
HQ ₂ [m ³ /s]	196	313
HQ ₅ [m ³ /s]	265	418
HQ ₁₀ [m ³ /s]	320	489
HQ ₃₀ [m ³ /s]	417	595
HQ ₅₀ [m ³ /s]	468	644
HQ ₁₀₀ [m ³ /s]	544	712

2.4.2 Verwendete Hydrologie für die Eichperiode

Die Daten der Abflussmessstation definieren die Hydrologie in den benachbarten Gerinneabschnitten, soweit keine wichtigen Zuflüsse vorhanden sind. Für die Geschiebetransportsimulationen müssen die Abflüsse über die ganze Gerinnelänge bekannt sein. Dazu wurden Ganglinien für die zwei wichtigen Zubringer Fontanne und Rümli sowie des Zuflusses am oberen Modellrand (Oberlauf) benötigt. Diese Ganglinien wurden aus den Daten der Abflussmessstationen und Resultaten aus dem Niederschlags-Abfluss Modell PREVAH (PREcipitation Runoff EVApotranspiration HRU Model; Viviroli et al., 2007; siehe Kap. 2.4.3) ermittelt.

Um die Ganglinie am oberen Rand der Simulationsstrecke bei Doppleschwand (km 25) zu erhalten, wurde die Differenz aus dem gemessenen Abfluss in Werthenstein und dem modellierten PREVAH Abfluss der Fontanne berechnet. Für den Zubringer Fontanne wurden die PREVAH Resultate verwendet. Die Ganglinie des Rümli wurde aus der Differenz zwischen den gemessenen BAFU Daten bei Werthenstein und dem gemessenen BAFU Daten bei Littau (unterhalb Simulationsausfluss) berechnet. Zwischen Littau und dem oberhalb liegenden Simulationsende mündet der Zubringer Rengbach in die Kleine Emme. Dieser wird nicht mehr in der Simulation berücksichtigt. Deswegen wurde die vom BAFU gemessene Ganglinie in Littau um 5 % vermindert (VAW, 1997). Die Summe aller eingespeisten Ganglinien soll demnach 95 % der gemessenen Abflüsse in Littau ergeben.

Über die gesamte Untersuchungsperiode stieg der maximale Abfluss während des Hochwassers 2005 auf 611 m³/s. Der Grenzabfluss in der Kleinen Emme liegt bei ca. 50 – 70 m³/s (HZZ, 2008).

Die verwendeten Ganglinien des Oberlaufes, der Fontanne, des Rümli und die gesamte Abflussganglinie ab Mündung Rümli bis zum Modellende in Littau sind in Abbildung 7 dargestellt. Es ist ersichtlich, dass die Fontanne den tiefsten Anteil zur Wasserfracht beiträgt. Der Oberlauf trägt

64 %, die Fontanne 10 % und der Rümli mit Umgebung 26 % zur gesamten Wasserfracht im System bei (gemittelte Werte über die gesamte Simulationsperiode). Die Hochwasserspitzen treten nicht zur gleichen Zeit auf.

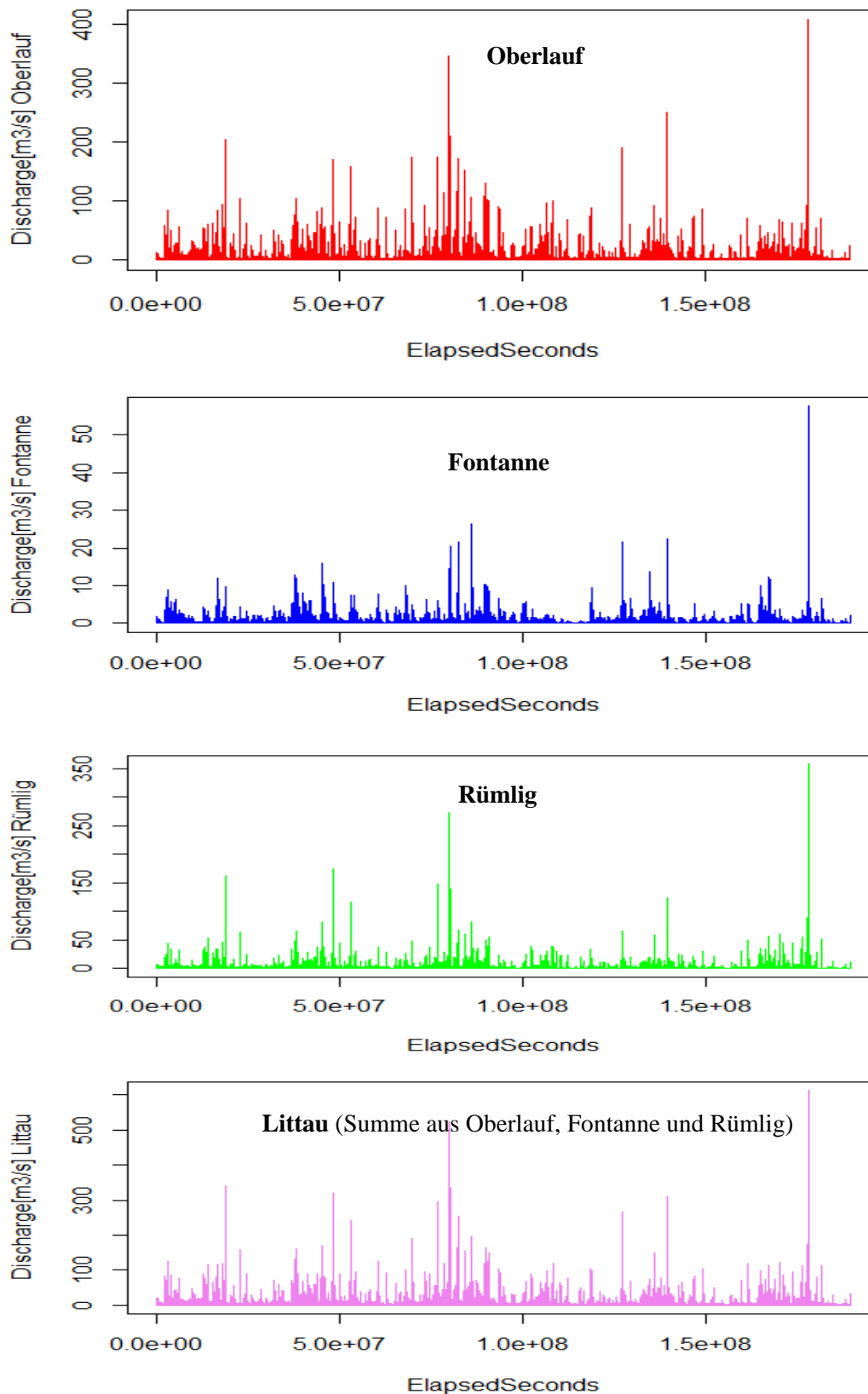


Abb. 7 Verwendete Abflussganglinien an den vier Standorten Oberlauf (oberes Ende der Simulationsstrecke), Fontannen, Rümli und Littau (unteres Ende der Simulationsstrecke) für die Simulationen der Bestvarianten. Die Ganglinie ist hier über die sechs Jahre der Eichperiode dargestellt.

2.4.3 Niederschlags–Abfluss Simulationen mit dem Modell PREVAH

Für die Niederschlag–Abfluss Simulationen mit dem Modell PREVAH wurde das Einzugsgebiet der Kleinen Emme in mehrere Teileinzugsgebiete unterteilt (Abb. 8). Damit sind Ganglinien über das ganze Einzugsgebiet verteilt bekannt. Für diese Arbeit wird aus den Simulationen nur der Abfluss der Fontanne, der sich aus drei Teileinzugsgebieten zusammensetzt, weiterverwendet.

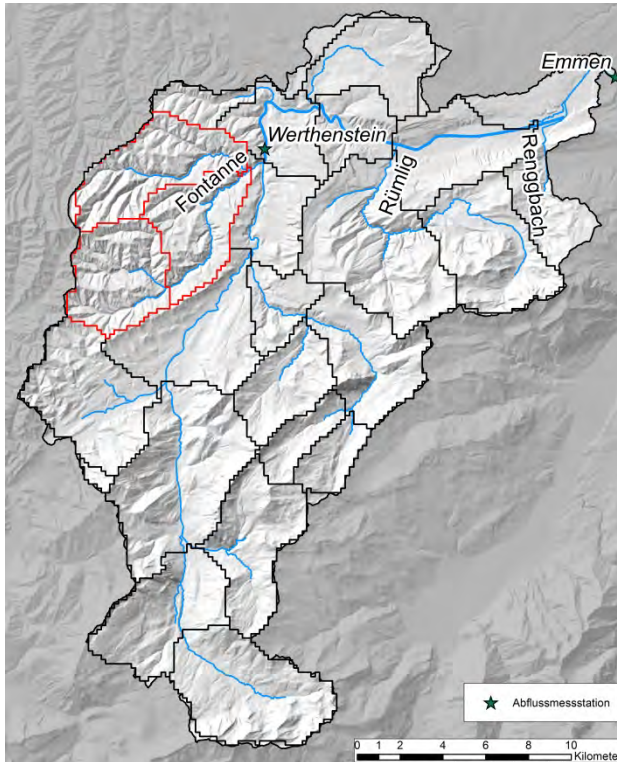


Abb. 8 Teileinzugsgebiet für die Abflusssimulation mit PREVAH. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (JA100118).

2.4.4 Hochwasserszenarien für die Zukunft

Für die Bildung möglicher zukünftiger Hochwasserszenarien wurden die Form der Abflussganglinie, das Abflussvolumen und die Hochwasserspitze variiert. Für die Form der Ganglinien wurden drei Varianten gewählt: Eine front-, eine mitten- und eine schlussbetonte Form. Dafür wurden historische Ganglinien vom November 1979, August 2005 und März 1981 verwendet (Abb. 9). Der Grenzabfluss für Start und Ende wurde auf $65 \text{ m}^3/\text{s}$ festgelegt. Für die Volumina wurde die Hochwasserfracht des Ereignisses 2005 als Referenzwert verwendet und mit einer exponentiellen Skala von $-\frac{1}{3}$ bis $+1$ zur Basis 2 variiert (Tabelle 5). Für die Abflussspitzen wurde das 50-jährliche Ereignis als Referenz genommen (mit $HQ_{50} = 644 \text{ m}^3/\text{s}$, entspricht etwa dem Ereignis 2005), und in sechs Stufen zwischen einem HQ_{30} und HQ_{300} variiert (mit $HQ_{30} = 595 \text{ m}^3/\text{s}$ und $HQ_{300} = 824 \text{ m}^3/\text{s}$; Tabelle 6). Mit den drei unterschiedlichen Formen der Hochwasserganglinien mit verschiedenen Abflussfrachten und -spitzen wurden anschliessend die potentielle Geschiebeverfrachtung und Sohlenveränderung gerechnet.

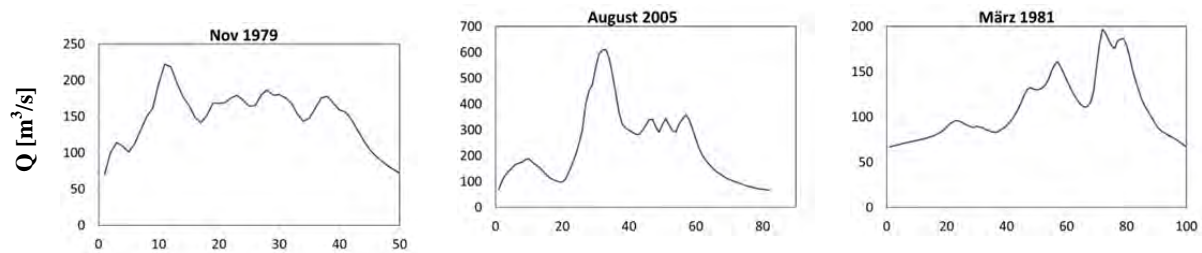


Abb. 9 Die drei ausgewählten Hochwasserganglinien für die Szenarienbildung: frontbetont (Nov 1979), mittenbetont (August 2005) und schlussbetont (März 1981)

Tabelle 5 Variation der Abflussfrachten für die Bildung der Hochwasserszenarien

2^{exp}	$-\frac{1}{3}$	$-\frac{1}{6}$	0	$\frac{1}{6}$	$\frac{1}{3}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{5}{6}$	1
Faktor	0.79	0.89	1	1.12	1.26	1.41	1.59	1.78	2

Tabelle 6 Variation der Hochwasserspitzen für die Bildung der Hochwasserszenarien

Jährlichkeit	30	40	50	75	100	150	200	250	300
Abfluss [m^3/s]	595	623	644	685	712	753	782	805	824

Die vom BAFU gefittete Log-Pearson-III Verteilung wurde visuell durch ein Exponentialgesetz angenähert.

2.5 Kornverteilungen

Die Kornverteilung in der Kleinen Emme wurde von Burkhard (2011) mit Hilfe von 15 Linienzahlanalysen nach der Methode von Fehr (1987) bestimmt. Ergänzt wurden diese Grundlage mit vorhergehend von der WSL aufgenommenen Daten zur Kornverteilung. Abbildung 10 zeigt die Variation der charakteristischen Korngrößen D_{84} und D_{50} entlang der Untersuchungsstrecke.

Die Methode der Linienzahlanalyse ermöglicht mit relativ kleinem Aufwand eine Aussage über die Zusammensetzung des Sohlenmaterials in Gebirgsflüssen und Wildbächen. Dabei wird die Verteilung der Grobkomponenten im Feld ausgemessen und die Feianteile werden anschliessend mittels einer Fuller-Verteilung angenähert. Für die Simulation des Geschiebetransportes in *sedFlow* muss zwischen dem an der Oberfläche der Sohle liegenden Deckschichtmaterial und dem die Sohle bildenden Unterschichtmaterial unterschieden werden. Für die Umrechnung der Linienzahlanalyse in eine Korngrößenverteilung der Unterschicht wird ein Feinanteil von 25 % und in eine Korngrößenverteilung der Deckschicht ein Feinmaterialanteil von 10 % angenommen.

Für eine erfolgreiche Durchführung einer Linienzahlanalyse ist die Wahl des geeigneten Standortes von grosser Bedeutung. Je nachdem wozu die Korngrößenverteilung gebraucht wird, muss das Material in der Sohle oder am Uferstrand untersucht werden. Im Fall der Geschiebetransportsimulation interessiert die Korngrößenverteilung des Materials an der Flusssohle. Da diese aufgrund der Wasserführung der Kleinen Emme und der Strömung nicht einfach analysiert werden kann, wurden die Linienzahlanalysen in der Uferregion durchgeführt.

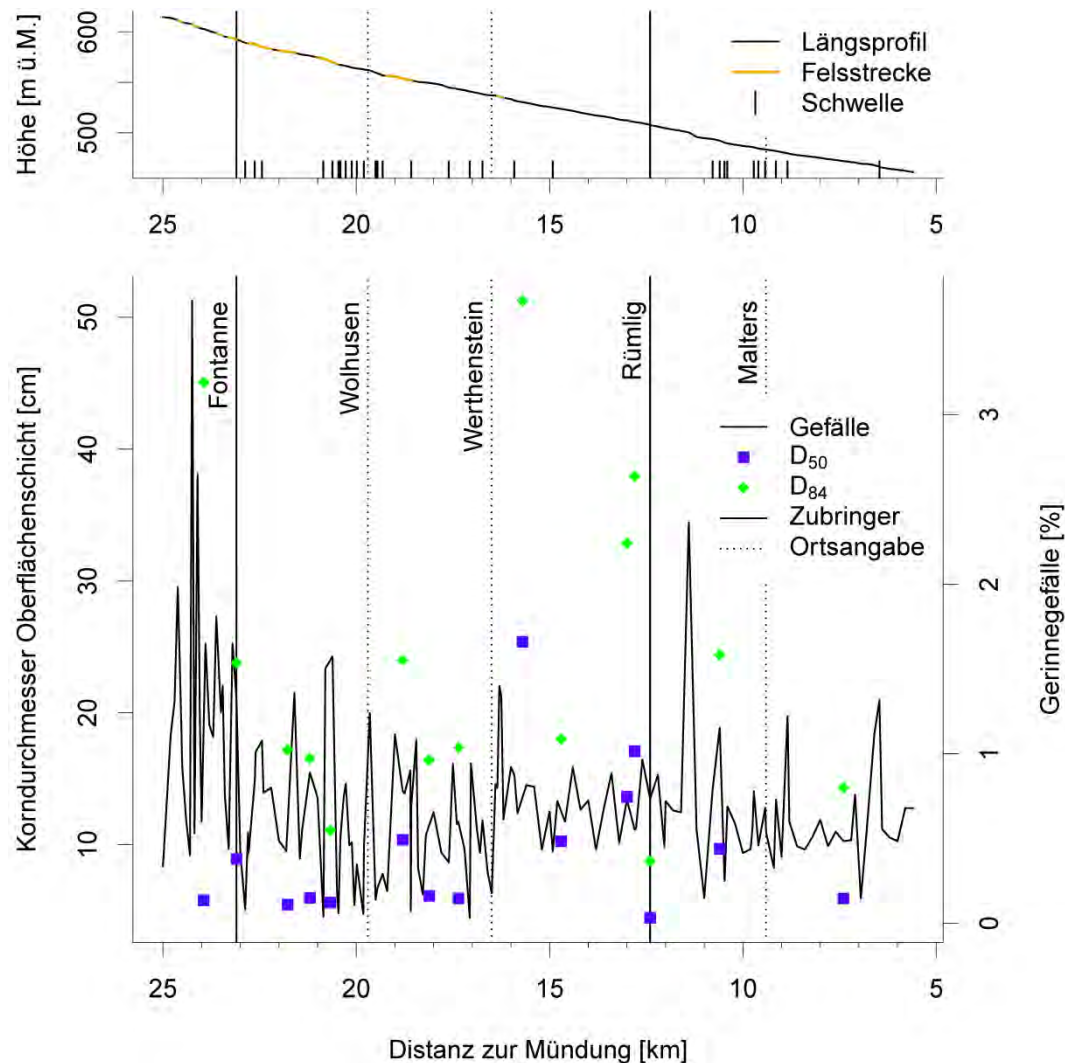


Abb. 10 Oben: Längsprofil entlang der Simulationsstrecke der Kleinen Emme mit Lokalisierung der Felsstrecken und der Schwellen. Unten: Charakteristische Korndurchmesser D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht sowie Gerinnegefälle. Die Einmündung von Seitenbächen und einige Ortschaften sind zur genaueren Orientierung angegeben.

2.6 Rechteckprofile für sedFlow Simulationen

Da im Modell *sedFlow* mit Rechteckprofilen gerechnet wird, wurden die vom BAFU vermessenen Querprofile durch Rechteckprofile angenähert. Dazu wurden die Originalprofile geglättet und ihre Ufer wurden auf die gleiche Höhe gebracht. Um dies zu erreichen, können unterschiedliche Ansätze gewählt werden (Abb. 11, Schritt 1). In dieser Arbeit wurde Variante 2 gewählt. Der tiefer gelegene Böschungspunkt wurde vertikal auf die gleiche Höhe gebracht, wie der höher gelegene. Für jedes Profil wurde anschliessend ein Rechteck berechnet, welches bei einem repräsentativen Abfluss die äquivalente Fläche zur Originalprofilfläche aufweist. Dazu wurde mit einer Fließwiderstandsgleichung der Abfluss in eine Abflusstiefe umgerechnet. Für diese Abflusstiefe wurde ein Rechteckprofil mit demselben durchflossenen Querschnitt und hydraulischen Radius ermittelt. Für den repräsentativen Abfluss wurde hier das Mittel von Q_{\max} und Q_{crit} gebildet (Schritt 2, Variante 1). Als Q_{\max} wurde der maximal gemessene Abfluss in Littau während der Eichperiode eingesetzt. Der Wert wurde flussaufwärts über die Simulationsstrecke verkleinert. Q_{crit} ist der kritische Abfluss bei Transportbeginn.

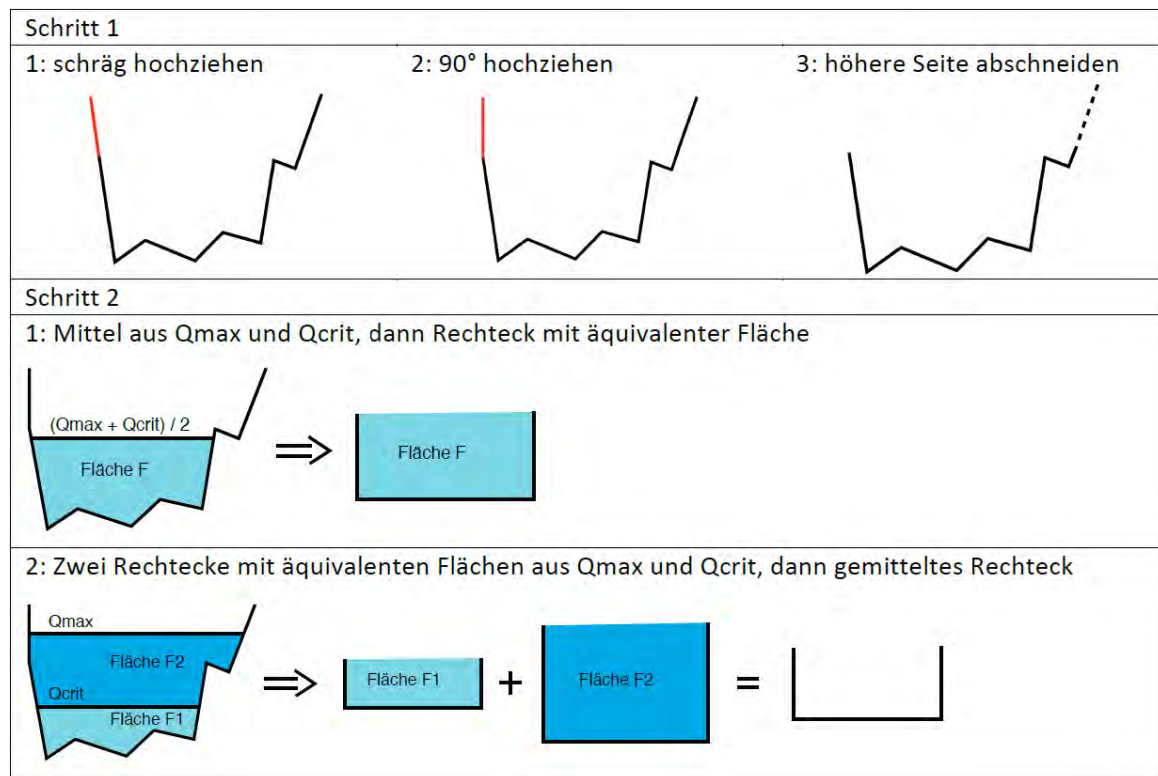


Abb. 11 Schema für die Umrechnung der Querprofile in Rechteckprofile (Burkhard 2011). Für Schritt 1 können drei verschiedene Varianten verwendet werden, für Schritt 2 können zwei verschiedene Varianten eingesetzt werden.

3 Simulationen für die Eichperiode 2000 - 2005

Für die Modelleichung wurde versucht, die Beobachtungen zum Geschiebetransport für die Eichperiode so gut wie möglich durch die Simulationen mit *sedFlow* zu reproduzieren, d.h. sowohl die Geschiebefracht als auch die Sohlenveränderungen möglichst gut abzubilden. Dabei wird durch die Wahl der Transportformel sowie des Grenzwertes $\theta_{c50,min}$ (minimale kritische dimensionslose Sohlenschub-spannung bei Transportbeginn) in erster Linie das Niveau des Geschiebetransportes bzw. der Geschiebefracht beeinflusst. In zweiter Linie werden die Sohlenveränderungen bzw. die lokalen (abschnittswisen) Änderungen des Transportverhaltens durch die Wahl der Versteckfunktion und des entsprechenden Exponenten (z.B. Gl. 3a)¹, durch die Anfangskornverteilung sowie durch die repräsentative Gerinnebreite bestimmt.

Die Güte der während der Eichung erhaltenen Simulationsergebnisse für die Eichperiode wurde im Wesentlichen anhand der gemessenen Sohlenveränderungen (Eintiefung bzw. Auflandung) sowie anhand der Entwicklung der Geschiebefracht über die Untersuchungsstrecke visuell beurteilt. Zudem wurde überprüft, ob sich die Entwicklung der Kornverteilung in einem plausiblen Rahmen bewegt.

3.1 Abflussberechnung und Geschiebetransportformel

Bei der Kleinen Emme wurde die Abflussveränderung entlang des Gerinnes wegen vielen Abschnitten mit Gerinnegefällen S kleiner als 1 % mit der kinematischen Welle nach Liu und Todini (2002) und einem impliziten numerischen Verfahren (Option i) unter Verwendung des Fließgesetzes von Manning-Strickler (Gl. 1b) gerechnet.

Bei der Eichung wurden mehrere im Modell *sedFlow* implementierte Formelsätze für den Geschiebetransport getestet. Mit den Geschiebetransportformeln von Rickenmann (2001) und von Wilcock und Crowe (2003), in beiden Fällen in Kombination mit dem reduzierten Energieliniengefälle nach Rickenmann und Recking (2011), konnten für die Kleine Emme plausible Resultate erhalten werden, insbesondere was das generelle Niveau der transportierten Geschiebefrachten betrifft. Um die lokalen Änderungen über die Untersuchungsstrecke besser abbilden zu können, wurden vor allem die Kornverteilungen in den als homogen betrachteten Gerinneabschnitten variiert. Bei diesem Teil der Optimierung handelte es sich zu einem gewissen Grad um eine Feinjustierung. Die teilweise sehr kleinräumigen Änderungen der Korngrößenverteilung führte dazu, dass für die Bestvarianten pro Formelkombination ca. 20 Simulationen nötig waren. Für die Bestvariante wurde die Geschiebetransport-formeln von Rickenmann (2001) mit der Versteckfunktion von Wilcock und Crowe (2003) kombiniert (Gl. 3b,d) und der Wert $\theta_{c50,min} = 0.06$ gesetzt; die Versteckfunktion mit Potenzansatz gemäss Gl. (3a) mit unterschiedlichen Exponenten (z.B. mit $m = -0.8$ oder mit $m = 0$, d.h. ohne Versteck-Effekte) ergab viel weniger plausible Resultate. Hier werden vor allem die Simulationsergebnisse mit der Formel von Rickenmann (2001) näher diskutiert und graphisch dargestellt. Berechnungen mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) ergaben ein etwas tieferes Niveau der simulierten Geschiebefrachten.

¹ Alle Verweise auf Gleichungen (bzw. Gl.Nr. sowie abgekürzte Variablen) und Optionen der hydr. Berechnung beziehen sich auf den Synthesebericht (Rickenmann et al., 2015)

3.2 Angaben zur Variation der Randbedingungen und Eingabeparameter

Als Referenz für die Eichung des Modelles wurden das Geschiebefrachtdiagramm und die Sohlenveränderungen zwischen 1999 und 2005 verwendet. Als Inputparameter dienten die vermessenen Querprofile, die ermittelte Hydrologie, die aufgenommenen Kornverteilungen und die rekonstruierten Seiteneinträge durch Ufererosion beim Hochwasser 2005. Bei der Eichung wurden einzelne Parameter angepasst, bis die Geschiebeprozesse während der Eichperiode zufriedenstellend rekonstruiert werden konnte (Bestvariante).

Für die Simulationsstrecke in der Kleinen Emme und für die Eichperiode von 2000 bis 2005 sind die meisten Rahmenbedingungen für den Geschiebetransport relativ gut bekannt. Mit den zwei BAFU Abflussmessstationen bestehen bei der Hydrologie nur geringe Unsicherheiten. Neben den Querprofilvermessungen sind die Seitenerosionen infolge des Hochwassers 2005 durch die Ereignisanalyse gut quantifiziert, und wegen der häufigen Geschiebeentnahmen im Mündungsbereich ist der Geschiebeaustrag ebenfalls bekannt. Damit ist die Geschiebebilanz des Untersuchungsgebietes gut bestimmt. Da die Kleine Emme entlang der Untersuchungsstrecke weitgehend kanalisiert ist, sind die Querprofile und die Gerinnebreite ebenfalls gut definiert. Neben der Wahl der Geschiebetransportformel und der Festlegung der Bedingungen beim Transportbeginn (Versteckfunktion, Grenz- oder Referenzschubspannung) verbleibt somit im Wesentlichen die Kornverteilung, welche für die Optimierung der Simulationsresultate in einem plausiblen Bereich variiert wurde.

3.2.1 Kornverteilung

Die Korngrößenverteilungen können mit der Methode der Linienzahlanalyse nur mit einer beschränkten Genauigkeit bestimmt werden (vor allem was die Umrechnung in eine Kornverteilung der Unterschicht betrifft). Die auf Kiesbänken aufgenommenen Linienzahlanalysen sind nicht unbedingt repräsentativ für das ganze Flussbett. Zudem ist nicht bekannt, wie die im Rahmen des Projektes aufgenommenen Korngrößen dem Sohlenzustand im Jahre 2000 entsprechen. Wegen dieser Unsicherheiten wurde für die Simulationen eine Anpassung der räumlichen Verteilung der Korngrößen innerhalb eines plausiblen Bereichs vorgenommen.

Die aufgenommenen Kornverteilungen in der Kleinen Emme sind in Abbildung 12 gezeigt, gemäss Linienproben der WSL und von Burkhard (2012). Dargestellt sind die charakteristischen Korndurchmesser D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht entlang der Untersuchungsstrecke (wobei jeweils 50% respektive 84% des Gewichtsanteils des Sohlenmaterials feiner sind).

Für die Simulation des Geschiebetransportes in der Kleinen Emme wurden schliesslich acht repräsentative Kornverteilungen aus den auf Feldmessungen basierenden Korngrössenanalysen ausgewählt. Die Eichung erfolgte aufgrund der Anpassung der Geschiebefracht und der Sohlenveränderung an die gemessenen Werte. Je nach Transportformel wurde eine spezifische Kornverteilungsabfolge entlang des Flussabschnittes angepasst. Die für die Bestvariante gewählten (optimierten) Kornverteilungen sind ebenfalls in Abbildung 12 eingetragen. Zum Vergleich ist für die Bestvariante in Abbildung 13 auch die simulierte End-Kornverteilung gezeigt. Angaben zur Kornverteilung in den Zubringern Fontanne und Rümli sind in Tabelle 7 dargestellt.

Tabelle 7 D_{84} und D_{50} der verwendeten Kornverteilungen in den Zubringern Fontanne und Rümli.

	D_{50} [m]	D_{84} [m]
Fontanne	0.038	0.084
Rümli	0.048	0.138

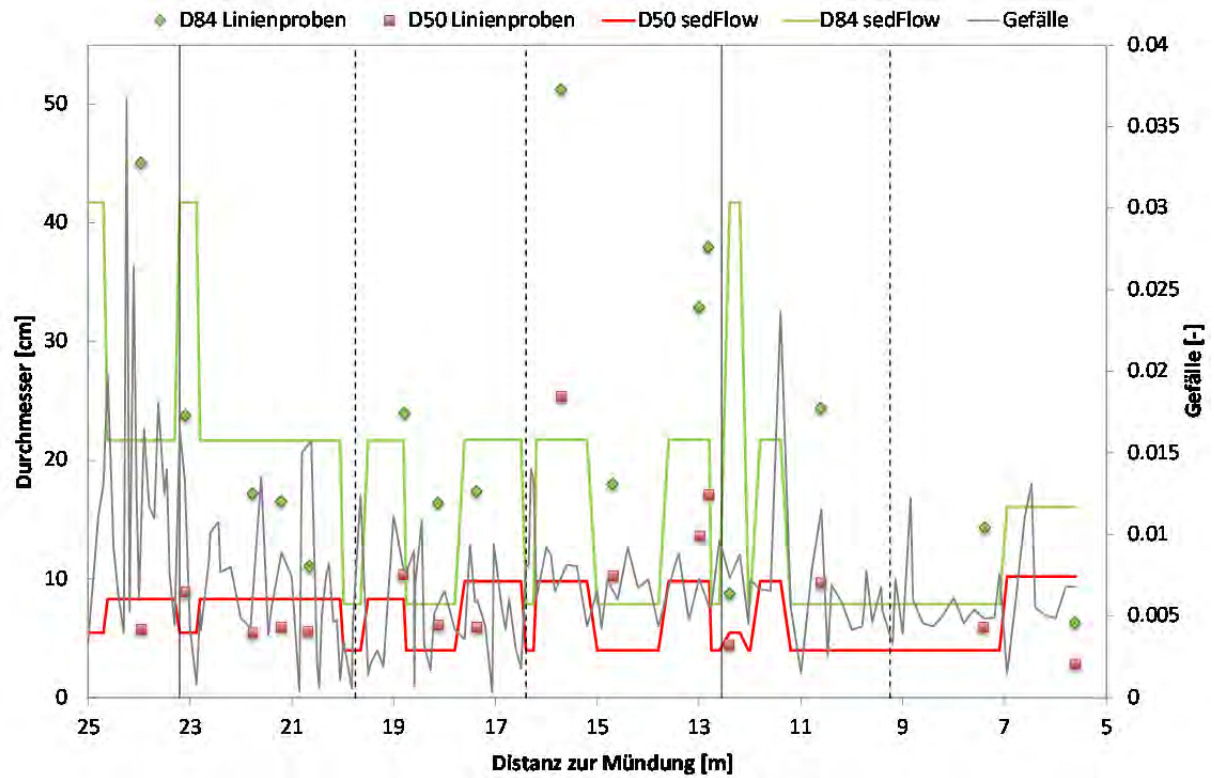


Abb. 12 Charakteristische Korndurchmesser D_{50} und D_{84} der aufgenommenen Linienzahlanalysen (einzelne Datenpunkte), sowie D_{50} und D_{84} der Kornverteilungen, die für die Bestvariante verwendet wurden (Linien).

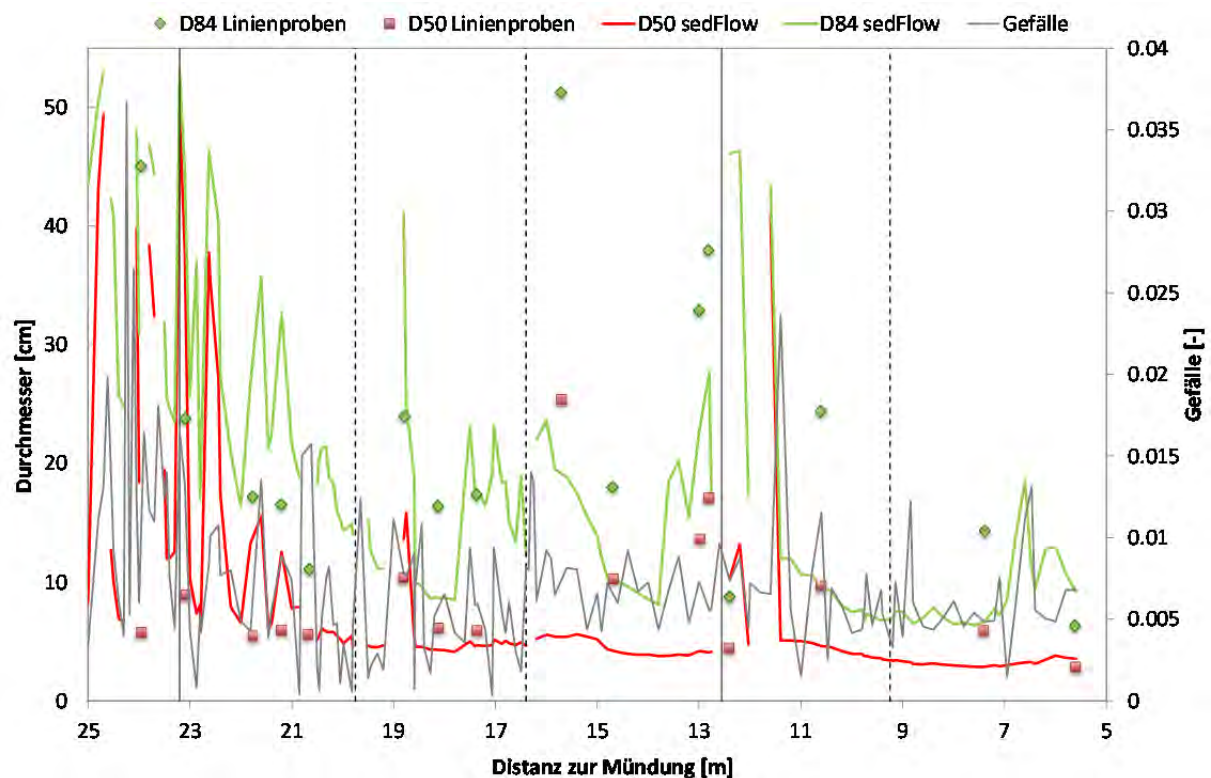


Abb. 13 Charakteristische Korndurchmesser D_{50} und D_{84} der aufgenommenen Linienzahlanalysen (einzelne Datenpunkte), sowie D_{50} und D_{84} der Kornverteilungen bei Simulationsende (Linien) für die Bestvariante.

3.2.2 Gerinnegeometrie

Die Gerinnegeometrie bleibt für alle Simulationen gleich. Die Inputparameter Gerinnebreite und Sohlenhöhe sind mit kleinen Unsicherheiten behaftet und können deswegen als relativ genau angenommen werden. Die Gerinnebreite variiert in der Kleinen Emme zwischen 26 und 74 m. Die mittlere Gerinnebreite liegt bei 40 m. Das Gerinnegefälle ist aufgrund der vermessenen Querprofile ebenfalls relativ genau bekannt. Nicht genau bekannt sind die Absturzhöhen bei den Schwellen für den Ausgangszustand. Diese wurden aufgrund von Feldbeobachtungen geschätzt und bei den durchgeführten Simulationen nicht verändert.

3.2.3 Seiteneinträge

Der Geschiebeeintrag durch die Seitenbäche (Fontannen, Rümli) sowie am oberen Modellrand wurde für die Simulation auf einen realistischen Wert gebracht, der aus den vorhandenen Geschiebestudien übernommen wurde (HZZ, 2008; Flussbau, 2009b). Gefälle und Kornverteilung der Seitenbäche Fontannen und Rümli sowie am oberen Modellrand wurden entsprechend angepasst. Die Einträge durch Ufererosion wurden als punktuelle Geschiebeeinträge proportional zum Abfluss im Hauptfluss auf die gesamte Dauer des Hochwassers im August 2005 aufgeteilt, wobei die Zugabe räumlich verteilt über die beobachteten Erosionsstrecken erfolgte.

3.3 Simulationsresultate zum Geschiebetransport für die Eichperiode

Bei der Optimierung zeigte sich, dass für die Kleine Emme mit den Geschiebetransportformeln von Rickenmann (2001) (Abb. 14) und von Wilcock und Crowe (2003) (Abb. 15) plausible Resultate erreicht werden konnten, insbesondere was das generelle Niveau der transportierten Geschiebefrachten betrifft.

Bei der Kleinen Emme kann mit der Anpassung der Kornverteilung die Simulation der Geschiebefracht erheblich beeinflusst werden. Die anderen Parameter der Hydrologie und der Gerinnegeometrie, welche relativ genau bekannt sind, wurden nur in der Sensitivitätsanalyse variiert.

Vergleicht man die Simulationsresultate der Bestvariante mit den Beobachtungen, so wird die Geschiebefracht insgesamt sehr gut abgebildet (Abb. 14a), während die Sohlenveränderungen nur teilweise zufriedenstellend simuliert werden (Abb. 14b). Die im Modell resultierenden Kornverteilungen (charakterisiert durch das D_{50} und D_{84} in Abb. 14d, 14e) sind über weite Bereiche den Beobachtungen recht ähnlich für den Anfangs- und Endzustand. Auf den obersten ca. 4 km ergibt sich bei der Modellierung eine z.T. deutliche Vergrößerung, welche auf die vielen Felsstrecken in diesem Abschnitt (mit einer dünnen Alluvionsschicht im Modell) zurückzuführen ist.

Ein weiteres gutes Simulationsresultat konnte mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) erreicht werden (Abb. 15), wobei ein konstanter Sandanteil von 20 % angenommen wurde. Der Sandanteil beeinflusst die Grösse der sogenannten Referenzschubspannung, welche einen ähnlichen Einfluss auf den Geschiebetransport hat wie die kritische dimensionslose Sohlenschubspannung z.B. in der Transportformel von Rickenmann (2001). Mit einem Sandanteil von 20 % ergibt sich eine vergleichsweise kleine Referenzschubspannung, und damit erhält man die grössten Geschiebefrachten bei den Berechnungen mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003). Diese Simulation wurde mit der gleichen Anfangs-Kornverteilung wie bei der Bestvariante mit der Transportformel von Rickenmann (2001) durchgeführt; die simulierten End-Kornverteilungen für D_{84} liegen bei beiden Transportformeln trotz unterschiedlicher Versteckfunktionen in einer ähnlichen Grösse (während die simulierten End-Kornverteilungen für D_{50} bei der Formel von Wilcock und Crowe (2003) etwas kleiner sind). Bezüglich der transportierten Geschiebefracht ergibt die Simulation mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) generell (bis zu 50 %) kleinere Werte für die obersten 18 Flusskilometer und etwas grössere Werte für die untersten 4 Flusskilometer als die Transportformel von Rickenmann (2001).

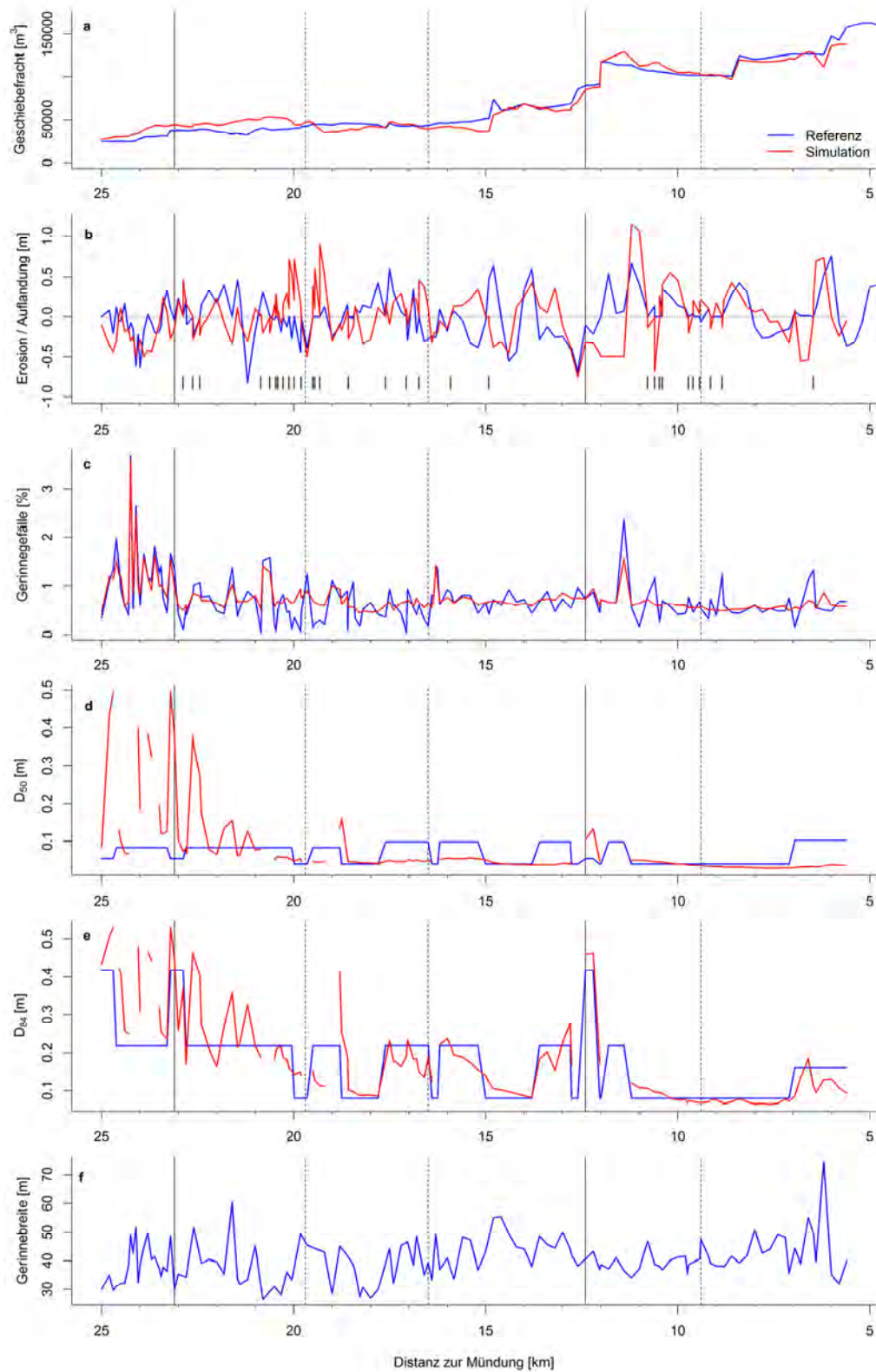


Abb. 14 Simulationsresultate der Bestvariante mit der Transportformel von Rickenmann (2001) für die Eichperiode von 2000 bis 2005, berechnet mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2013) (und mit $\theta_{c50,min} = 0.06$, s. auch Rickenmann et al., 2015). Dargestellt sind die Geschiebefracht, die Sohlenveränderung (Erosion bzw. Auflandung), das Gerinnegefälle, die charakteristischen Korngrößen D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht sowie die Gerinnebreite. Referenz = Messung bzw. Anfangszustand, Simulation = berechneter Endzustand.

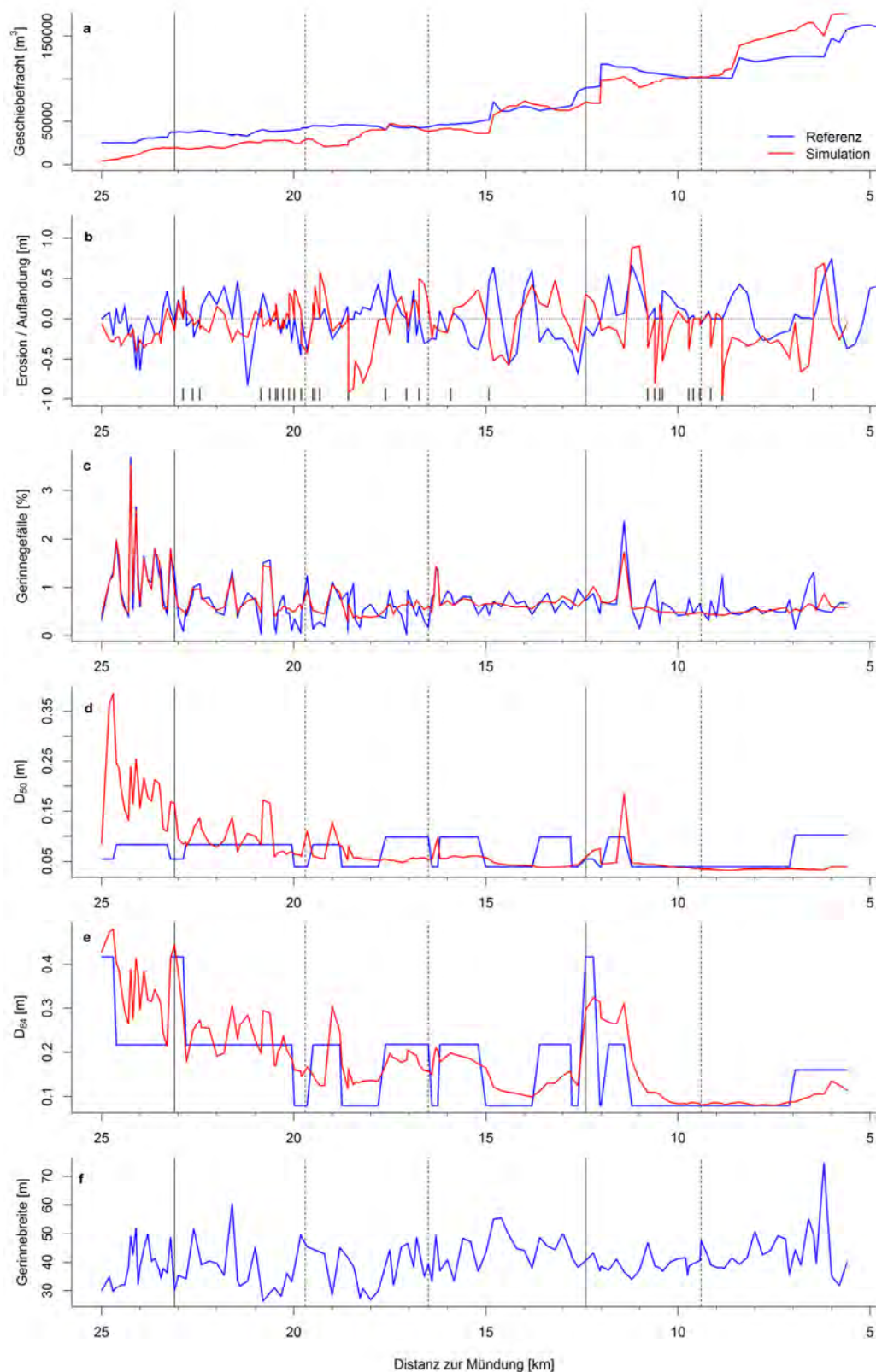


Abb. 15 Simulationsresultate für die Eichperiode von 2000 bis 2005, berechnet mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003), mit konstantem Sandanteil von 20%. Dargestellt sind die Geschiebefracht, die Sohlenveränderung (Erosion bzw. Auflandung), das Gerinnegefälle, die charakteristischen Korngrößen D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht sowie die Gerinnebreite. Referenz = Messung bzw. Anfangszustand, Simulation = berechneter Endzustand.

3.4 Sensitivitäten der Eingabeparameter

Für die Sensitivitätsanalyse wurden die Werte der folgenden Eingabedaten, im Vergleich zur Bestvariante, um $\pm 30\%$ variiert: (i) die Kornverteilungen, (ii) die kritische Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$), (iii) die Gerinnebreiten und (iv) die Ganglinien. Dabei wurde jede mögliche Kombination der variablen Parameter (Referenzwert, Minimal-, und Maximalwert) aus Kornverteilung, kritischer Schubspannung, Gerinnebreite sowie Ganglinie gebildet. So wurden 81 Simulationen durchgeführt (Abb. 16). Für die Änderung der Kornverteilung wurden nur die mittleren Durchmesser der Kornfraktionen verändert, während die relativen Anteile der Kornfraktionen an der gesamten Kornverteilung beibehalten wurden. Die verwendete Formel war diejenige von Rickenmann (2001) (Gl. 2a), kombiniert mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) (Gl. 3b, 3d).

Betrachtet man die beiden mittleren Quartile (25 – 75 % aller simulierten Werte), so ist die Sensitivität der genannten Parameter auf die absoluten Sohlenveränderungen eher gering (Abb. 16). Bei den extremen Perzentilen (2.5 bzw. 97.5 % aller simulierten Werte) ergeben sich in den Abschnitten von km 16 bis km 11 sowie von km 9 bis km 6 etwas stärkere Änderungen mit z.T. deutlich erhöhter Sohlenerosion v.a. in lokal steileren Strecken. Bei den Geschiebefrachten ergibt sich bezogen auf einen mittleren Wert von ca. 62'000 m³ (im Bereich von km 13) für das 75 %-Perzentil eine relative Erhöhung um einen Faktor 2.1 und für das 97.5 %-Perzentil um einen Faktor 5.7.

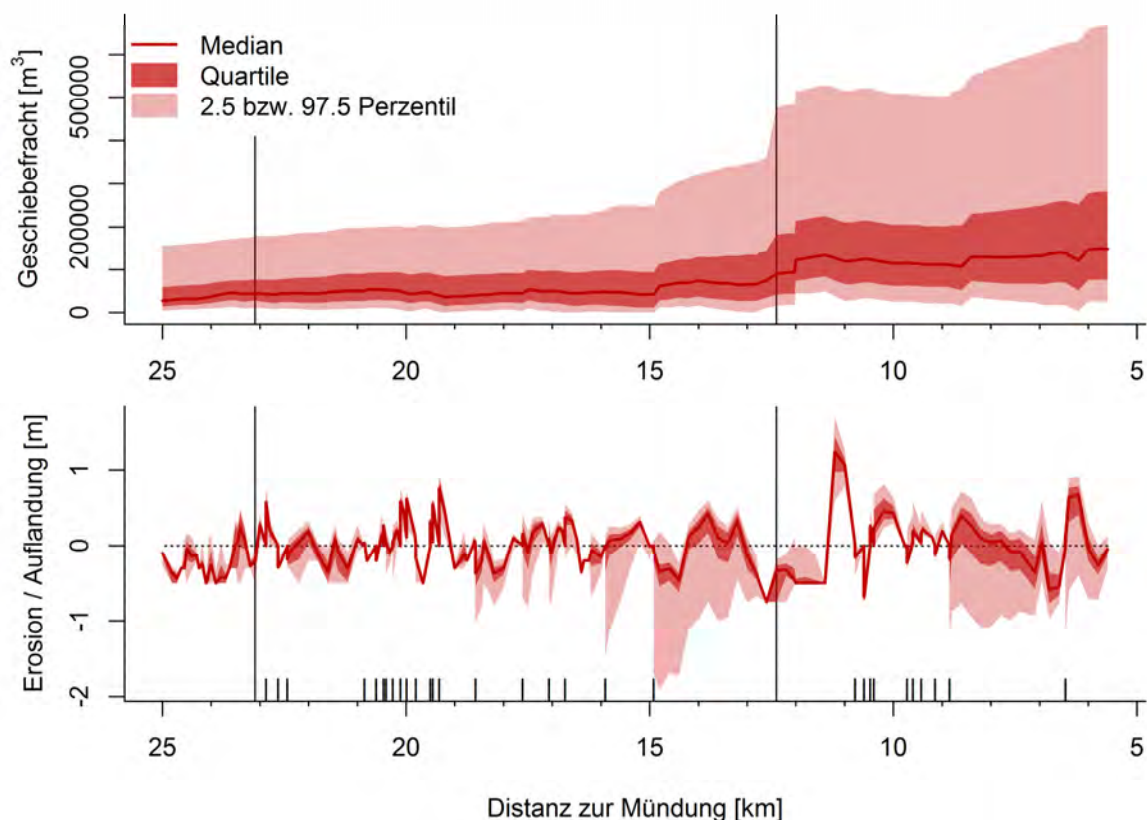


Abb. 16 Geschiebefracht (oben) und Sohlenveränderung (unten) von 81 Simulationen der Sensitivitätsanalyse für die Kleine Emme. Resultate der Transportformel von Rickenmann (2001), Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003). Der Minimalwert der kritischen Schubspannung bei Transportbeginn ($\theta_{c50,min}$) hatte die Werte 0.042, 0.06 und 0.078.

3.5 Wahl der Versteckfunktion

Für die Bestvariante, berechnet mit der Transportformel von Rickenmann (2001), wurde der Einfluss der Wahl von verschiedenen Versteckfunktionen untersucht, durch welche die kritische Schubspannung bei Transportbeginn für die verschiedenen Kornfraktionen unterschiedlich verändert wird. Die Versteckfunktionen mit einem Potenzansatz ergeben für die Kleine Emme bei sonst gleichen Rahmenbedingungen generell grössere transportierte Geschiebefrachten und führen in gewissen Gerinneabschnitten zu mehr Erosion oder Auflandung als bei der Bestvariante (Abb. 17).

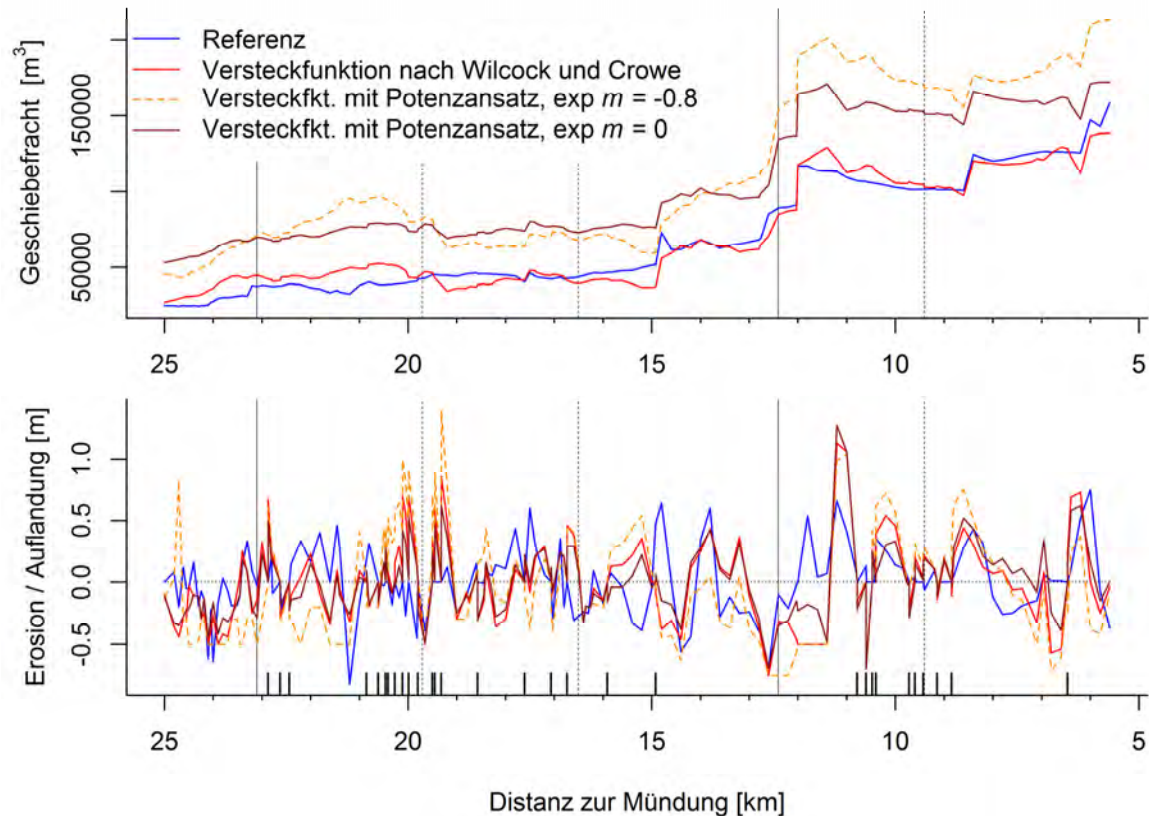


Abb. 17 Vergleich der der Simulationsresultate für unterschiedliche Ansätze der Versteckfunktion. Dargestellt sind die Geschiebefracht und die Sohlenveränderungen für die Eichperiode (September 2000 – November 2005) berechnet mit der Transportformel von Rickenmann. Die rote Linie repräsentiert die Simulationsresultate der (kalibrierten) Bestvariante. Bei allen Varianten wurde mit $\theta_{c50,min} = 0.06$ gerechnet.

4 Simulationen für mögliche Hochwasser in der Zukunft (Szenarien)

Mit drei unterschiedlichen Formen von Hochwasserganglinien mit verschiedenen Abflussfrachten und Abflussspitzen (siehe Kap. 2.4.4) wurden die potentielle Geschiebeverfrachtung und Sohlenveränderung gerechnet. Pro Ganglinienform wurden 81 Simulationen durchgeführt. Die Simulationen wurden mit der Transportformel von Rickenmann (2001) in Kombination mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2013) und mit $\theta_{c50,min} = 0.06$ durchgeführt.

Für eine 100-jährliche Hochwasserspitze kombiniert mit einer grossen Wasserfracht (Faktor 1.26) zeigt Abbildung 18 den Einfluss der Ganglinienform auf die Simulationsresultate. Die Sohlenveränderung ist für alle drei Hochwasserganglinien ähnlich. Die transportierte Geschiebefracht unterscheidet sich z.T. aber stark. Vor allem im oberen Teil der Simulationsstrecke (km 25–11) ergaben sich unterschiedliche Frachten von bis zu einem Faktor 3. In den untersten 5 km wurden ähnliche Frachten simuliert.

Die unterschiedlichen Werte im oberen Teil der Simulationsstrecke sind aber nicht auf die verschiedenen Ganglinienformen zurückzuführen. Vielmehr ist die relative Verteilung des Gesamtabflusses auf die drei Teileinzugsgebiete (Oberlauf, Fontanne, Rümli) bei den drei Hochwasserganglinien sehr unterschiedlich (Tabelle 8). Dies ist vermutlich eine Folge unterschiedlicher Niederschlagsverteilungen im ganzen Einzugsgebiet; die Hochwasserspitzen und –frachten wurden normiert (siehe Kap. 2.4.4), nicht aber die Verteilung im Einzugsgebiet). Am Ende der Simulationsstrecke (Summe) sind die Abflussfrachten wieder identisch.

Die Auswertung der Szenarienanalyse ergibt für alle drei Ganglinienformen eine grosse Variabilität der Geschiebefracht (Abb. 19). Die Sohlenveränderung hingegen reagiert nicht sensitiv auf eine Veränderung der Hochwasserspitze oder –fracht.

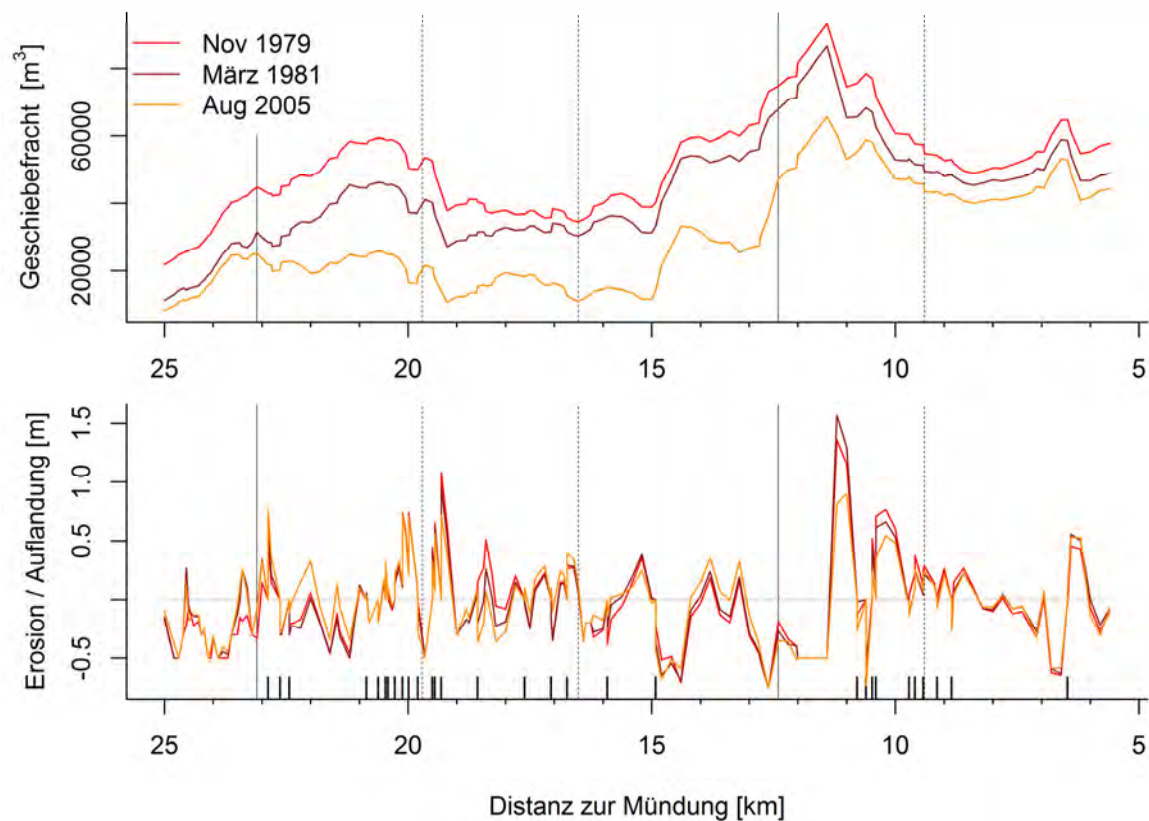


Abb. 18 Geschiebefracht und Sohlenveränderung für drei verschiedene Ganglinienformen. (i) Nov 1979: frontbetont; (ii) März 1981: schlussbetont; (iii) August 2005: mittenbetont. Dargestellt sind die Simulationsergebnisse gerechnet mit einer hundertjährigen Hochwasserspitze kombiniert mit einer grossen Wasserfracht (Faktor 1.26, vgl. Tabelle 6).

Tabelle 8 Abflussfrachten der drei Zubringer in der Simulationsstrecke der Kleinen Emme sowie Summe für die drei ausgewählten Hochwasserganglinien (Hundert-jährliche Hochwasserspitze kombiniert mit einer grossen Wasserfracht, d.h. mit Faktor 1.26).

	Abflussfracht [m ³]		
	Nov 1979	März 1981	Aug 2005
Oberlauf	$7.76 \cdot 10^7$	$5.23 \cdot 10^7$	$4.75 \cdot 10^7$
Fontanne	$5.25 \cdot 10^6$	$2.72 \cdot 10^7$	$9.69 \cdot 10^6$
Rümlig	$8.30 \cdot 10^6$	$1.16 \cdot 10^7$	$3.40 \cdot 10^7$
Summe	$9.12 \cdot 10^7$	$9.11 \cdot 10^7$	$9.12 \cdot 10^7$

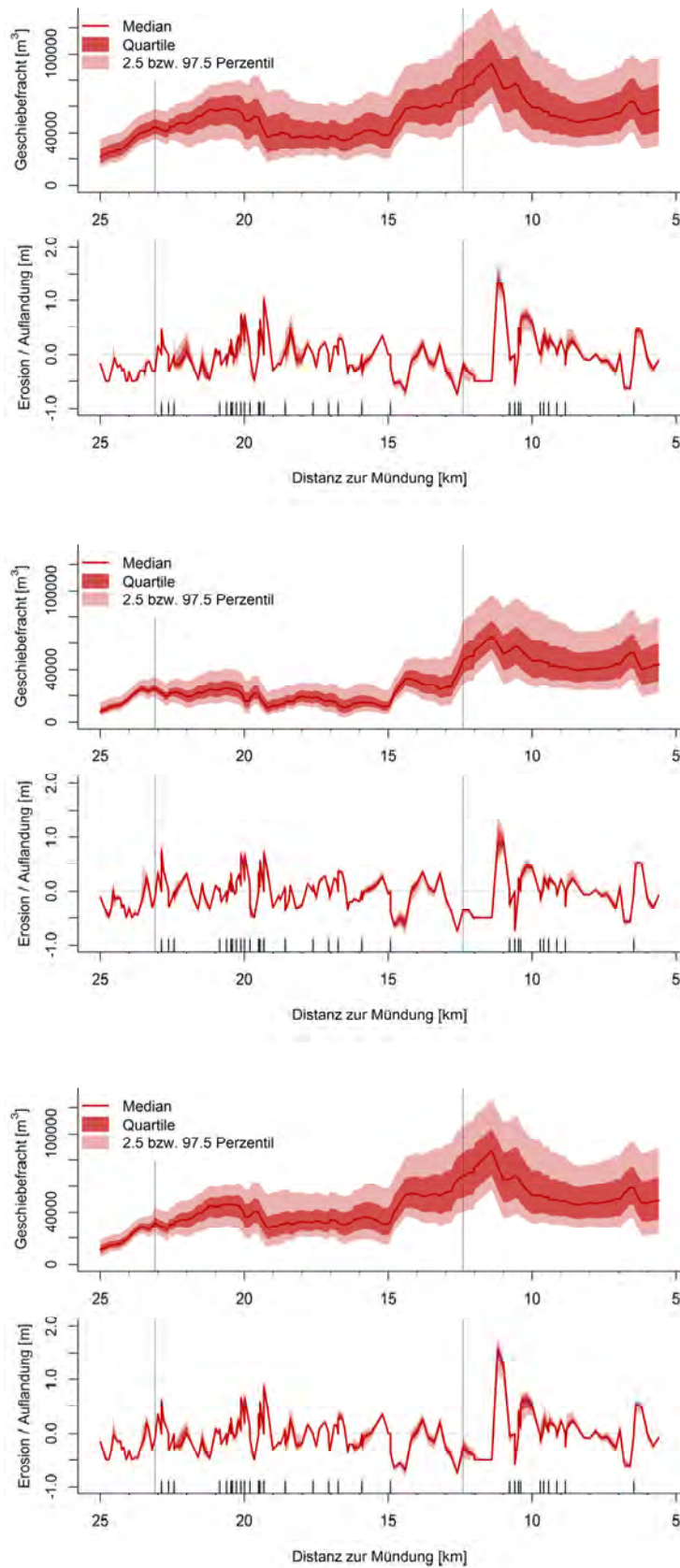


Abb. 19 Geschiebefracht und Sohlenänderung für mögliche Hochwasserszenarien in der Kleinen Emme. Dargestellt sind jeweils die Resultate von 81 Simulationen für die drei Formen der Hochwasserganglinien. (a) (oben) HW-Ganglinie von Nov 1979; (b) (Mitte) HW-Ganglinie von Aug 2005; (c) (unten) HW-Ganglinie von März 1981.

5 Literaturverzeichnis

- Badoux A., Peter, A., Rickenmann, D., Junker, J., Heimann, F., Zappa, M., Turowski, J.M. (2014): Geschiebetransport und Forellenhabitate in Gebirgsflüssen der Schweiz: mögliche Auswirkungen der Klimaänderung. *Wasser Energie Luft*, 106 (3), 200-209.
- BAFU (2012): Auswirkungen der Klimaänderung auf Wasserressourcen und Gewässer. Synthesebericht zum Projekt «Klimaänderung und Hydrologie in der Schweiz» (CCHydro). Bundesamt für Umwelt BAFU (Hrsg.), Bern. Umwelt-Wissen Nr. 1217, 76p.
- Bart (2005): Ereigniskartierung Kleine Emme. Ingenieure Bart AG, St. Gallen, im Auftrag des Kantons Luzern, Technischer Bericht, Bericht 21032-1, 15.9.2005, sowie Karte der Phänomene, September 2005.
- Bernhard, L. und Zappa, M. (2012): Natürlicher Wasserhaushalt der Schweiz und ihrer bedeutendsten Grosseinzugsgebiete (Schlussbericht CCHydrologie, Teilprojekt WHH-CH-Hydro). Unveröffentlichter Bericht der Eidg. Forschungsanstalt WSL zu Händen des Bundesamtes für Umwelt BAFU
- Bezzola, G.R., Hegg, C. (eds). (2007): Ereignisanalyse Hochwasser 2005, Teil 1–Prozesse, Schäden und erste Einordnung. Bern, Bundesamt für Umwelt BAFU, Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, Umwelt-Wissen Nr. 0707.
- Bezzola, G.R., Hegg, C. (eds). (2008): Ereignisanalyse Hochwasser 2005, Teil 2–Analyse von Prozessen, Massnahmen und Gefahregrundlagen. Bern, Bundesamt für Umwelt BAFU, Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, Umwelt-Wissen Nr. 2508.
- Burkhard, L. (2011): Simulation des Geschiebetransportes in Gebirgsflüssen während Hochwasserereignissen am Beispiel der Kleinen Emme (LU). Masterarbeit an der ETH Zürich und an der Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf.
- Fehr, R. (1987): Einfache Bestimmung der Korngrößenverteilung von Geschiebematerial mit Hilfe der Linienzahlanalyse. *Schweizer Ingenieur und Architekt*, 105, 1104-1109.
- Flussbau (2009a): Ereignisanalyse Hochwasser 2005. Sohlenveränderungen und Geschiebefrachten. Flussbau AG, Bern, unveröffentlichter Bericht, im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt BAFU, Bern.
- Flussbau (2009b): Ereignisanalyse Hochwasser 2005. Seitenerosion. Flussbau AG, Bern, unveröffentlichter Bericht, im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt BAFU, Bern.
- Heimann, F.U.M., Rickenmann, D., Turowski, J.M. (2015a): *sedFlow* – a tool for simulating fractional bedload transport and longitudinal profile evolution in mountain streams. *Earth Surface Dynamics*, 3, 15-34, doi: 10.5194/esurf-3-15-2015.
- Heimann, F.U.M., Rickenmann, D., Böckli, M., Badoux, A., Turowski, J.M., Kirchner, J.W. (2015b): Calculation of bedload transport in Swiss mountain rivers using the model *sedFlow*: proof of concept. *Earth Surface Dynamics*, 3, 35–54, doi:10.5194/esurfd-3-35-2015.
- HZP (2008): Kleine Emme, Geschiebehaushaltstudie. Abschnitt Fontanne bis Reuss. Hunziker, Zarn & Partner AG (HZP), Aarau, unveröffentlichter Bericht, im Auftrag des Kanton Luzern, Dienststelle Verkehr und Infrastruktur.
- Junker, J., Heimann, F.U.M., Hauer, C., Turowski, J.M., Rickenmann, D., Zappa, M., Peter, A. (2014): Assessing the impact of climate change on brown trout (*Salmo trutta fario*) recruitment. *Hydrobiologia*, online version, doi: 10.1007/s10750-014-2073-4.

- Kellerhals & Haefeli (2002): Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25'000, Blatt 1149 Wolhusen. Unpubliziertes Originaldokument, Kellerhals & Haefeli AG, Bern, deponiert im Archiv der Geologischen Landesaufnahme, Bundesamt für Landestopographie swisstopo, Wabern.
- KOHS (2007): Auswirkungen der Klimaänderung auf den Hochwasserschutz in der Schweiz. Ein Standortpapier der Kommission Hochwasserschutz im Schweizerischen Wasserwirtschaftsverband (KOHS), Wasser Energie Luft, 99, 55–57.
- Oeko-B (2005): Ereignisdokumentation Unwetter 21.-23.August 2005, Übersicht Ereignisse Kleine Emme (Wolhusen-Luzern). Oeko-B AG, Schüpfheim, im Auftrag des Kantons Luzern, Situationsplan, 27.12.2006.
- Rajczak, J., Pall, P., Schär, C. (2013): Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine Region. *Journal of Geophysical Research - Atmosphere*, 118, doi:10.1002/jgrd.50297.
- Rickenmann D., Heimann F., Böckli M., Turowski J.M., Bieler C., Badoux A. (2014): Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow* in zwei Gebirgsflüssen der Schweiz. *Wasser Energie Luft*, 106 (3), 187-199.
- Rickenmann, D., Böckli, M., Heimann, F.U.M., Badoux, A. (2015): Synthesebericht: Das Modell *sedFlow* und Erfahrungen aus Simulationen des Geschiebetransportes in fünf Gebirgsflüssen der Schweiz. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, Schweiz.
- Scherrer (2012): Hydrologische Grundlagen an den Seitenbächen der Kleinen Emme (Unterlauf). Beilage 2: Historische Hochwasser. Büro Scherrer AG, Reinach, Bericht 11/153, im Auftrag des Kantons Luzern, Verkehr und Infrastruktur, Abteilung Naturgefahren.
- Viviroli D., Gurtz J., Zappa M. (2007): The Hydrological Modelling System PREVAH. *Geographica Bernensia* P40, Bern, Institute of Geography, University of Bern, ISBN 978-3-905835-01-0.
- VAW (1997): Geschiebehaushalt Kleine Emme, Studie über den Geschiebehaushalt der Kleinen Emme und Prognose der zukünftigen Sohlenveränderungen zwischen der Lammschlucht und der Mündung in die Reuss. Versuchsanstalt für Wasserbau, ETH Zürich, Bericht Nr. 4106, im Auftrag des Tiefbauamtes des Kantons Luzern.

Lonza:

Geschiebetransportsimulationen mit *sedFlow*



Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft

Forschungseinheit Gebirgshydrologie und Massenbewegungen

8903 Birmensdorf, Schweiz

Martin Böckli, Dieter Rickenmann

10. März 2015



Eidg. Forschungsanstalt für Wald,
Schnee und Landschaft WSL

Inhalt

1	Einleitung	2
1.1	Ziele der Simulationsberechnungen	2
1.2	Simulierter Gerinneabschnitt.....	2
2	Grundlagen	3
2.1	Einzugsgebiet und Gerinneverbauungen	4
2.2	Beobachtungen zum Geschiebetransport für das Hochwasserereignis 2011	4
2.3	Beobachtungen zum Geschiebetransport für die Periode 1976 bis 2012	6
2.4	Angaben in der SOLID-Datenbank	6
2.5	Hydrologie.....	7
2.5.1	BAFU Abflussmessungen	7
2.5.2	Verwendete Hydrologie für das Hochwasserereignis 2011	7
2.5.3	Hydrologie für die Zeitperiode 1976 bis 2012	8
2.6	Kornverteilungen.....	9
3	Simulationsresultate zum Geschiebetransport	10
3.1	Angaben zur Variation der Randbedingungen und Eingabeparameter	10
3.2	Simulationsresultate Geschiebetransport für das Hochwasserereignis vom 10.10.2011.....	10
3.3	Sensitivität der Eingabeparameter.....	12
3.4	Diskussion der Simulationsresultate.....	13
3.5	Simulationsresultate Geschiebetransport für die Zeitperiode 1976 bis 2011	14
4	Literaturverzeichnis.....	17
5	Anhang	18

1 Einleitung

1.1 Ziele der Simulationsberechnungen

Mit dem an der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL entwickelten Modell *sedFlow* wurden Geschiebetransportsimulationen an der Lonza durchgeführt. Die Hauptziele dieses Berichtes sind:

- Präsentation der Grundlagendaten zu den Geschiebetransportberechnungen in der Lonza
- Präsentation der Resultate zu folgenden Berechnungen:
 1. Kalibrierung des Modelles anhand des Hochwasserereignisses vom 10.10.2011
 2. Validierung anhand von Daten zu Geschiebeablagerungen im Staubecken Ferden in der Periode 1976-2011

Für die Kalibrierung des Modelles wurde die abgeschätzte Geschiebebilanz des Hochwasserereignisses vom 10.10.2011 verwendet. Die hier dargestellten Arbeiten wurden im Rahmen des BAFU (GHO) Projektes „Feststofftransport in Gebirgseinzugsgebieten“ (Vertrags-Nr. 11.0026.PJ/ K154-7241) durchgeführt.

1.2 Simulierter Gerinneabschnitt

Die Lonza fliesst durch das Lötschental und mündet unterhalb von Steg/Gampel im Walliser Haupttal von Norden her in die Rhone. Die Simulationsstrecke erstreckt sich von der Fafleralp bis zum Stausee bei Ferden und hat eine Länge von 9.5 km. Bis zum Stausee entwässert die Lonza eine Fläche von 130.7 km² (Abb. 1). Das Längsgefälle entlang der Simulationsstrecke schwankt zwischen 2.2 und 13.6 % und beträgt im Mittel 4.7 %. Rund 25 % der Einzugsgebietsfläche sind vergletschert und das Abflussregime ist dementsprechend glazial mitgeprägt. Bis zum Staubecken Ferden ist der Abfluss weitgehend unbeeinflusst. In der Lonza trat im Oktober 2011 ein Hochwasserereignis mit viel Geschiebetransport auf, welches relativ gut dokumentiert wurde (Geoplan, 2012). Von diesem Ereignis sind die Einträge der aktiven Seitzenzubringer in die Lonza, sowie der Eintrag des Gebirgsflusses Lonza in den Stausee bei Ferden bekannt. In Blatten (1520 m ü.M.) in der Mitte der Simulationsstrecke befindet sich eine Abflussmessstation des BAFU.

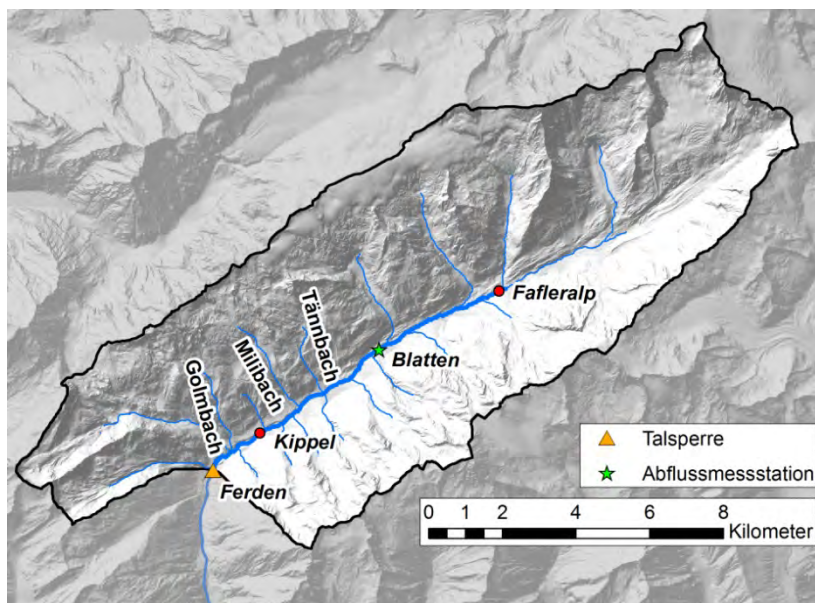


Abb. 1 Übersicht über das Einzugsgebiet der Lonza oberhalb von Ferden. Dargestellt sind der simulierte Gerinneabschnitt (blau, dick) und die wichtigsten Seitzenzubringer. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (JA100118).

1.3 Das Geschiebetransport-Simulationsprogramm *sedFlow*

Das Geschiebetransportsimulationsprogramm *sedFlow* wurde an der WSL im Rahmen des Projektes SEDRIVER entwickelt (Heimann et al., 2014a, 2014b). Es wurde speziell für Berechnungen in Gebirgsflüssen konzipiert, mit den folgenden wesentlichen Elementen: (i) Berücksichtigung neuer Ansätze zur Berechnung des Geschiebetransportes in steilen Gerinnen mit Makrorauigkeit, (ii) Berechnung von fraktionsweisem Transport, (iii) schnelle Berechnungszeiten zur Modellierung ganzer Einzugsgebiete und zur Szenarien-Analyse mit automatisierten Simulationsberechnungen vieler Varianten bezüglich der Eingabeparameter.

Das Programm *sedFlow* ist im Synthesebericht zu den Anwendungen von *sedFlow* in Schweizer Gebirgsflüssen (Rickenmann et al., 2015) näher beschrieben, eine ausführliche Beschreibung findet sich auch in Heimann et al. (2014a) und eine zusammenfassende Beschreibung in Rickenmann et al. (2014).

2 Grundlagen

2.1 Einzugsgebiet und Gerinneverbauungen

Die Lonza oberhalb von Ferden ist ein weitgehend unverbauter Gebirgsfluss mit einer starken Geschiebedynamik. Uferverbauungen sind in der Nähe von Blatten und Kippel in einigen wenigen Abschnitten vorhanden. Bei Blatten wird die Gerinnesohle durch einen natürlichen Felsaufschluss stabilisiert, was zu einem konvexen Knickpunkt im Längsprofil führt (Abb. 2). Ein weiterer konvexer Knickpunkt ist bei der Fafleralp beim oberen Ende der Simulationsstrecke zu finden. Diese Stabilisierung der Sohle ist vermutlich auf den Eintrag von grobem Material aus den Seitenbächen zurückzuführen.

Auf beiden Talseiten münden murgangsfähige Wildbäche in die Lonza. Im hinteren Teil des Lötschentals besteht ein grosser Teil der Einzugsgebiete der Seitenbäche aus vegetationslosen, unvergletscherten Flächen mit grossen Moränen. Diese stellen ein grosses Geschiebepotenzial für die Lonza dar. Im vorderen Teil des Lötschentals verhindert die enge und steile Talmorphologie eine Kegelbildung der Seitengerinne. Das aus den seitlichen Gerinnen zugeführte Material gelangt daher grösstenteils direkt in die Lonza (Geoplan, 2012).

2.2 Beobachtungen zum Geschiebetransport für das Hochwasserereignis 2011

Als Grundlage für die Kalibrierung wurden Abschätzungen des Geschiebetransports für das Ereignis vom 10.10.2011 verwendet. Von diesem Ereignis sind der Geschiebeeintrag der drei aktiven Seitenbäche Golmbach, Milibach und Tännbach in die Lonza, der Geschiebeeintrag der Lonza ins Staubecken bei Ferden und Ablagerungen in der Lonza im Gerinneabschnitt zwischen Tännbach und Ferden bekannt (Abb. 2). Für die Bestimmung der Erosions- und Ablagerungsfrachten der Seitenbäche und der Ablagerungen entlang der Lonza wurde nach dem Ereignis eine Befliegung durch das Büro in-Terra GmbH durchgeführt und die neu vermessene Topographie mit dem Höhenmodell DTM-AV 2m aus dem Jahr 2005 verglichen. Eine Abschätzung des Geschiebeeintrages ins Staubecken wurde durch die KW Lötschen gemacht. Für den oberen Teil der Simulationsstrecke zwischen Fafleralp und Tännbach wurde anhand von Feldbegehungen und Luftbildern durch André Henzen eine grobe Abschätzung des Geschiebeeintrages durch Seitenerosion gemacht (Grundlagen und genauere Angaben dazu in Geoplan, 2012).

Bei den Feststofffrachten aus Geländevermessungen und Vermessungen des Staubeckens sind auch die Feinanteile, die als Schwebstoffe transportiert wurden mitberücksichtigt. Um die als Geschiebe transportierten Feststoffanteile abzuschätzen, wurden die Frachten der Ereignisanalyse von Geoplan AG um 30 % reduziert. Die vorliegenden Abschätzungen sind mit einer grossen Unsicherheit verbunden. Der Anteil der Feinsedimente von 30 % entspricht einer groben Annahme und könnte tendenziell auch höher liegen, was tiefere Werte des Geschiebetransportes zur Folge hätte. Alle Angaben zu den Geschiebevolumen sowie zu den Sohlenänderungen beinhalten auch das Porenvolumen.

Auf Basis der Differenzenkarte von digitalen Geländemodellen vor und nach dem Ereignis (Geoplan 2012) wurde die Sohlenänderung im Gerinne der Lonza ab km 4.5 bis zum oberen Ende des Staubeckens Ferden berechnet (Abb. 3). In diesem Abschnitt wurde generell viel Material abgelagert. Im Mündungsbereich des Golmbachs bzw. im Bereich der Stauwurzel des Beckens Ferden kam es zu einer Auflandung von bis zu 14 m.

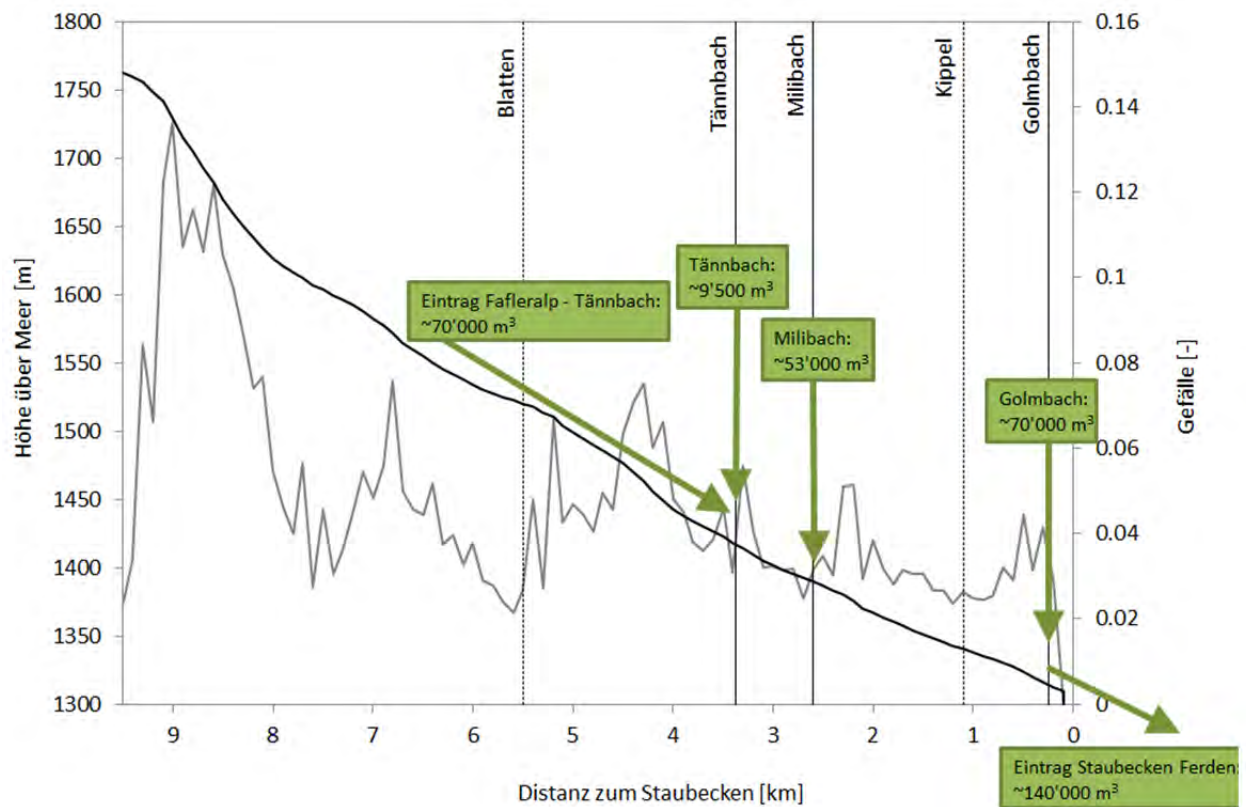


Abb. 2 Geschiebeeinträge in die Lonza und Geschiebeabtrag ins Staubecken Ferden während des Hochwasserereignisses vom 10.10.2011.

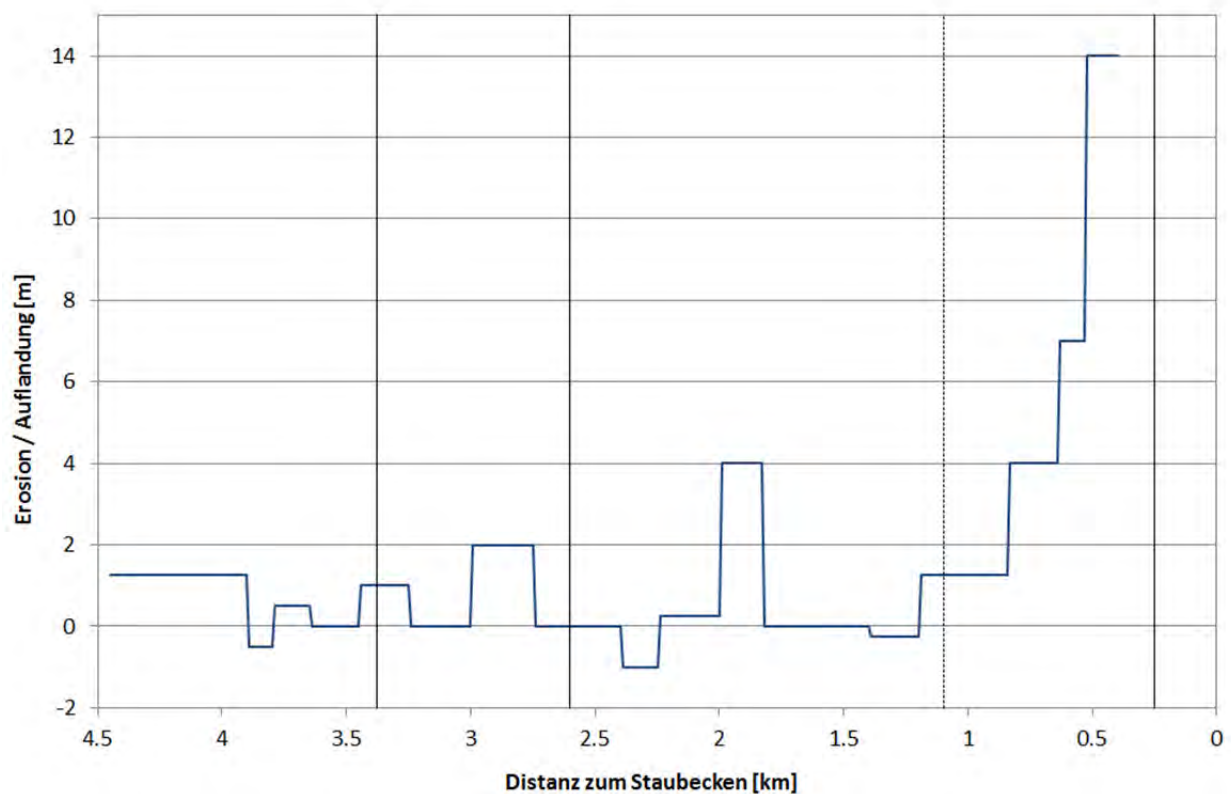


Abb. 3 Sohlenänderungen entlang des Gerinnebetts der Lonza (Grundlage: Differenzenkarte der Studie von Geoplan, 2012).

2.3 Beobachtungen zum Geschiebetransport für die Periode 1976 bis 2012

Von der Enalpin AG wurden Ablagerungsvermessungen im Staubecken Ferden während der Zeitperiode von 1976 bis 2013 durchgeführt (Abb. 4). Seit 1982 wurden die Ablagerungen regelmässig alle zwei Jahre mittels eines Echolots vermessen und das Staubecken gespült. Nach den zwei ausserordentlichen Hochwassern vom 15./16.10.2000 und vom 10.10.2011 wurde jeweils zusätzlich eine Vermessung und eine Spülung gemacht. Insgesamt sind die Feststoffeinträge ins Staubecken von 21 Perioden bekannt. Die angegebenen Werte beinhalten auch das Feinmaterial, das in der Lonza als Schwebstoff transportiert wird. Von den Ablagerungen im Staubecken wird ungefähr ein Viertel als Geschiebe transportiert (mündliche Aussage von Hermann Salzgeber, Enalpin AG).

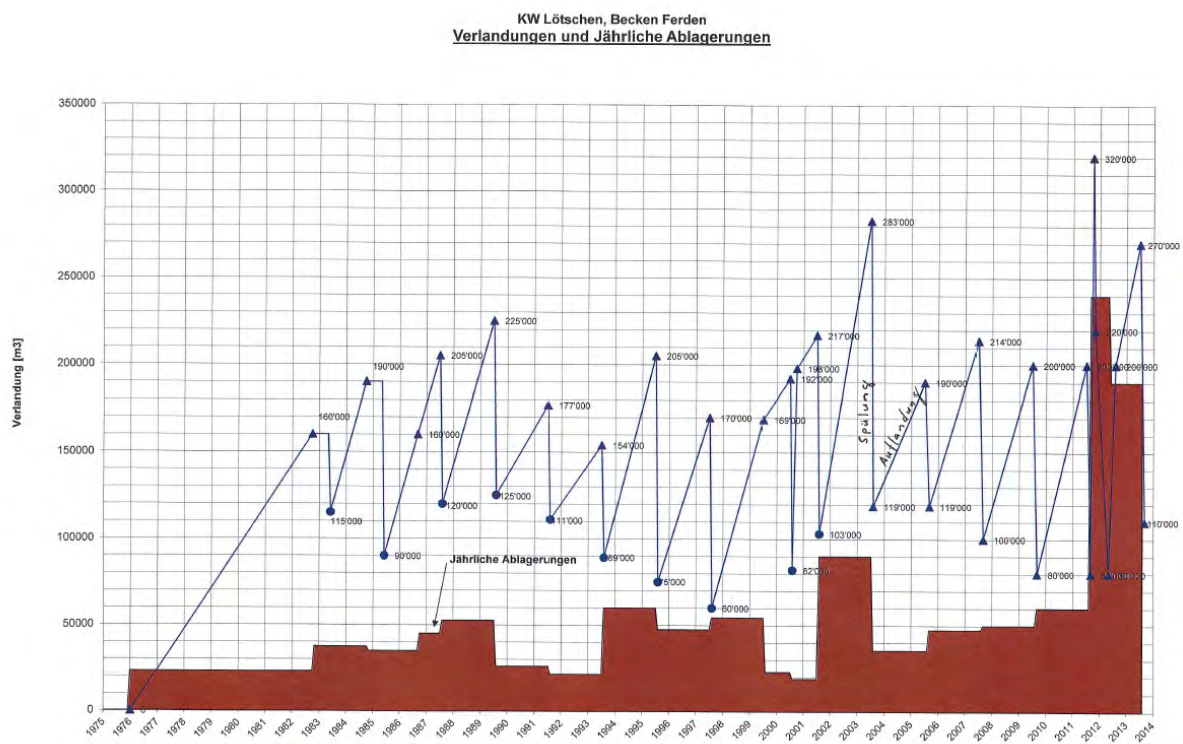


Abb. 4 Stauraumverlandung und Spülungen im Staubecken Ferden im Zeitraum 1976 bis 2013 (Abbildung der Enalpin AG)

2.4 Angaben in der SOLID-Datenbank

Für die Kalibrierung des Modelles waren ursprünglich Einträge aus der SOLID-Datenbank des BAFU zu Feststoffablagerungen im Staubecken Ferden vorgesehen. In der Datenbank sind drei Einträge vorhanden (Tabelle 1). Diese Daten wurden von den Kraftwerksbetreibern Enalpin AG an den Kanton Wallis und vom Kanton an den Bund weitergegeben. Die Daten der SOLID-Datenbank ergeben für die Periode 1.1.2007 bis 15.7.2009 Frachten von 100'000 m³ und 120'000 m³, was in der Grössenordnung den Feststoffablagerungen von 95'000 m³ und 100'000 m³ nach Abbildung 4 entspricht. Für den Zeitraum 2003 bis 2006 hingegen gibt es keinen Eintrag in der SOLID-Datenbank, während nach Abbildung 4 total 251'000 m³ Feststoffe abgelagert wurden. Die Werte aus der SOLID-Datenbank wurden hier nicht weiter verwendet.

Tabelle 1 Einträge in der SOLID-Datenbank des BAFU

Geschiebe [m ³]	Datum von	Datum bis
0	01-Jan-03	31-Dez-06
100'000	01-Jan-07	15-Aug-07
120'000	16-Aug-07	15-Aug-09

2.5 Hydrologie

2.5.1 BAFU Abflussmessungen

Die BAFU-Abflussmessstation bei Blatten ist seit 1956 in Betrieb. Die Hochwasserstatistik (Abb. 5) umfasst den Zeitraum 1956 bis 2011 (55 Jahre). Die grösste Hochwasserspitze wurde während des Ereignisses von 1971 gemessen. Sie entspricht mit 81 m³/s einem hundertjährigen Ereignis.

Der maximal gemessene Abfluss während des Ereignisses vom 10. Oktober 2011 beträgt 71.2 m³/s. Dieser wurde vom BAFU aufgrund von Messwertverfälschungen durch Geschiebe nachträglich auf 60 m³/s korrigiert (Geoplan, 2012).

Jährlichkeit [Jahre]	Abfluss [m ³ /s]
2	35
5	45
10	52
30	65
50	72
100	81
300	99

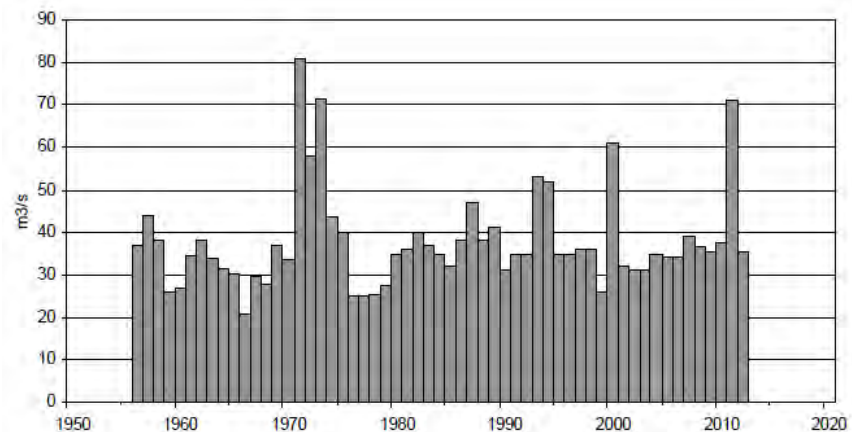


Abb. 5 Hochwasserstatistik der Lonza bei der BAFU-Abflussmessstation Blatten (<http://www.hydrodaten.admin.ch/lhg/de>)

2.5.2 Verwendete Hydrologie für das Hochwasserereignis 2011

Für die Geschiebetransportsimulationen muss der Abfluss entlang der simulierten Gerinnestrecke bekannt sein oder abgeschätzt werden. Dazu wurde die BAFU-Abflussganglinie bei Blatten auf die verschiedenen Teileinzugsgebiete der Zubringer aufgeteilt (20 % Gisentella, 20 % UistreTalbach, 20 % InnreTalbach, 40 % Oberlauf Lonza).

Für die Rekonstruktion des Abflusses beim Staubecken Ferden liegen Messungen des Kraftwerkes Lötschen (Enalpin AG) vor: i) Überlauf durch die Hochwasserentlastungsanlage; ii) Durchfluss durch die Turbinen und iii) Pegelstand im Staubecken. Mit dem Pegelstand im Staubecken und einem digitalen Höhenmodell wurde von der WSL die Veränderung des Stauseevolumens während des Ereignisses berechnet. Aus den drei Datensätzen Überlauf durch die Hochwasserentlastungsanlage, Durchfluss durch die Turbinen und Veränderung des Stauseevolumens konnte eine Zuflussganglinie ins Staubecken abgeschätzt werden (Abb. 6).

Es wurde angenommen, dass 80 % des Zuflusses zwischen Blatten und Ferden aus den drei Bächen Golmbach, Milibach und Tännbach stammen (Geoplan, 2012). Dieser Abfluss wurde anhand der Flächenanteile der Einzugsgebiete, die sich im Hauptniederschlagsgebiet befanden, auf die drei Bäche

aufgeteilt. Die restlichen 20 % des Zuflusses wurden je zur Hälfte auf den Gafenbach und den Färdbach aufgeteilt.

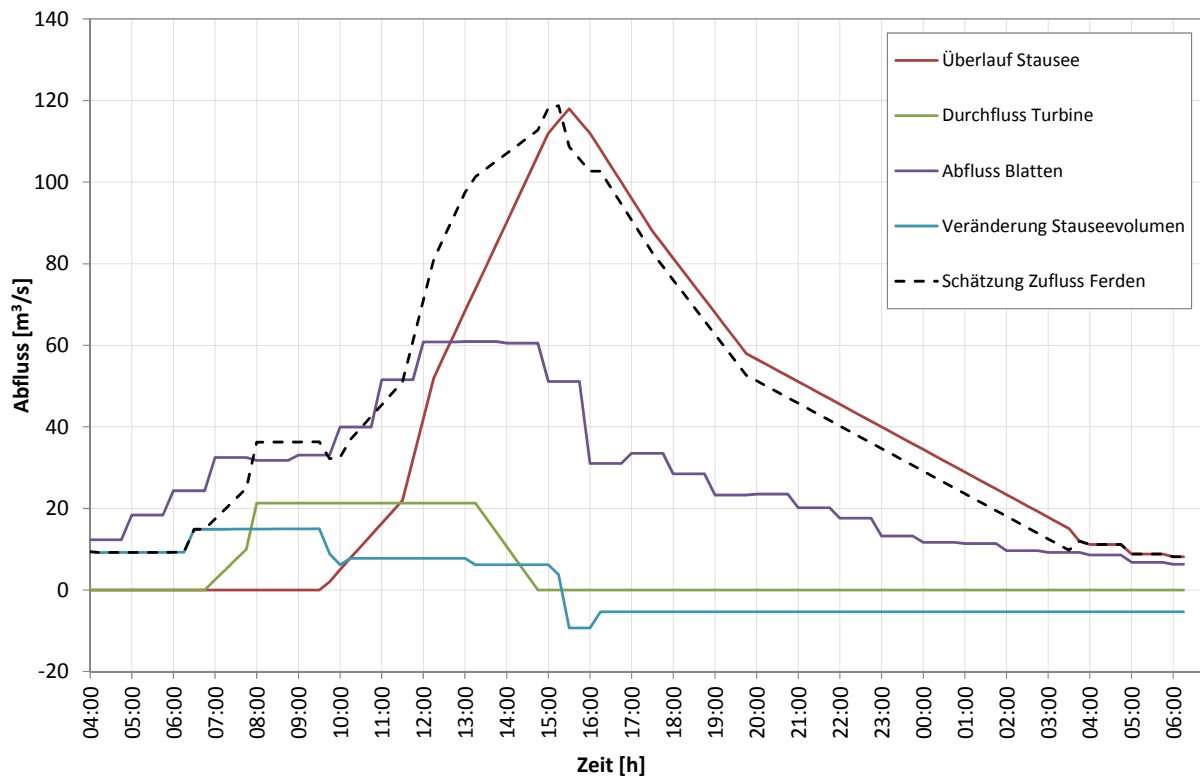


Abb. 6 Schätzung des Zuflusses ins Staubecken Ferden während des Hochwasserereignisses vom 10.10.2011. Daten zu Überlauf Stausee, Durchfluss Turbine und Pegel im Staubecken von der Enalpin AG; Abfluss Blatten: gemessene Werte der BAFU Abflussmessstation; Veränderung Stauseevolumen und Zufluss Ferden abgeschätzt von der WSL. Skala von Ordinate gilt für Überlauf, Durchfluss, Abfluss, Veränderung Stauseevolumen und Schätzung Zufluss).

2.5.3 Hydrologie für die Zeitperiode 1976 bis 2012

Analog zur Hydrologie für die Eichperiode wurde die Abflussganglinie der Station Blatten für die Validierung auf die verschiedenen Teileinzugsgebiete der Zubringer aufgeteilt (20 % Gisentella, 20 % UistreTalbach, 20 % InnreTalbach, 40 % Oberlauf Lonza).

Um eine Abflussganglinie beim Staubecken Ferden zu erhalten, wurde die gemessene Ganglinie bei Blatten mit einem Flächenfaktor hochskaliert. Das Einzugsgebiet der Lonza bis Blatten beträgt 77.8 km^2 , bis zum Staubecken Ferden 130.7 km^2 . Die so erhaltene Ganglinie zwischen Blatten und Ferden wurde für die Simulationen flächenanteilmässig auf die Seitenbäche Färdbach (49 %), Golmbach (11 %), Gafenbach (9 %), Milibach (15 %) und Tännbach (16 %) aufgeteilt.

Diese Aufteilung unterscheidet sich im Vergleich zur Aufteilung für das Hochwasserereignis 2011, bei welchem der Hauptniederschlag nicht gleichmässig über das ganze Einzugsgebiet verteilt war sondern hauptsächlich über den Teil-Einzugsgebieten des Golmbachs, Milibachs und des Tännbachs auftrat.

2.6 Kornverteilungen

Kornverteilungen wurden über die ganze Gerinnelänge mittels Linienzahlanalysen nach Fehr (1987) aufgenommen. Das Gerinne wurde nach den Faktoren Gerinneneigung, Gerinnebreite und Lage der Seitzubringer in quasi-homogene Abschnitte unterteilt. Für jeden Abschnitt wurde eine repräsentative Kornverteilung erstellt (Abb. 7). Für die Geschiebetransportberechnungen mit *sedFlow* wurden die Linienzahlanalysen in eine gröbere Kornverteilung der Oberflächenschicht und eine feinere Kornverteilung der Unterschicht umgerechnet, wobei der Feinanteil mit Körnern < 1 cm bei der Oberflächenschicht auf 10 % und bei der Unterschicht auf 25 % festgesetzt wurde. Die Werte der charakteristischen Korndurchmesser der Oberflächenschicht variieren für D_{50} zwischen 3 und 12.5 cm, und für D_{84} zwischen 13 und 54 cm.

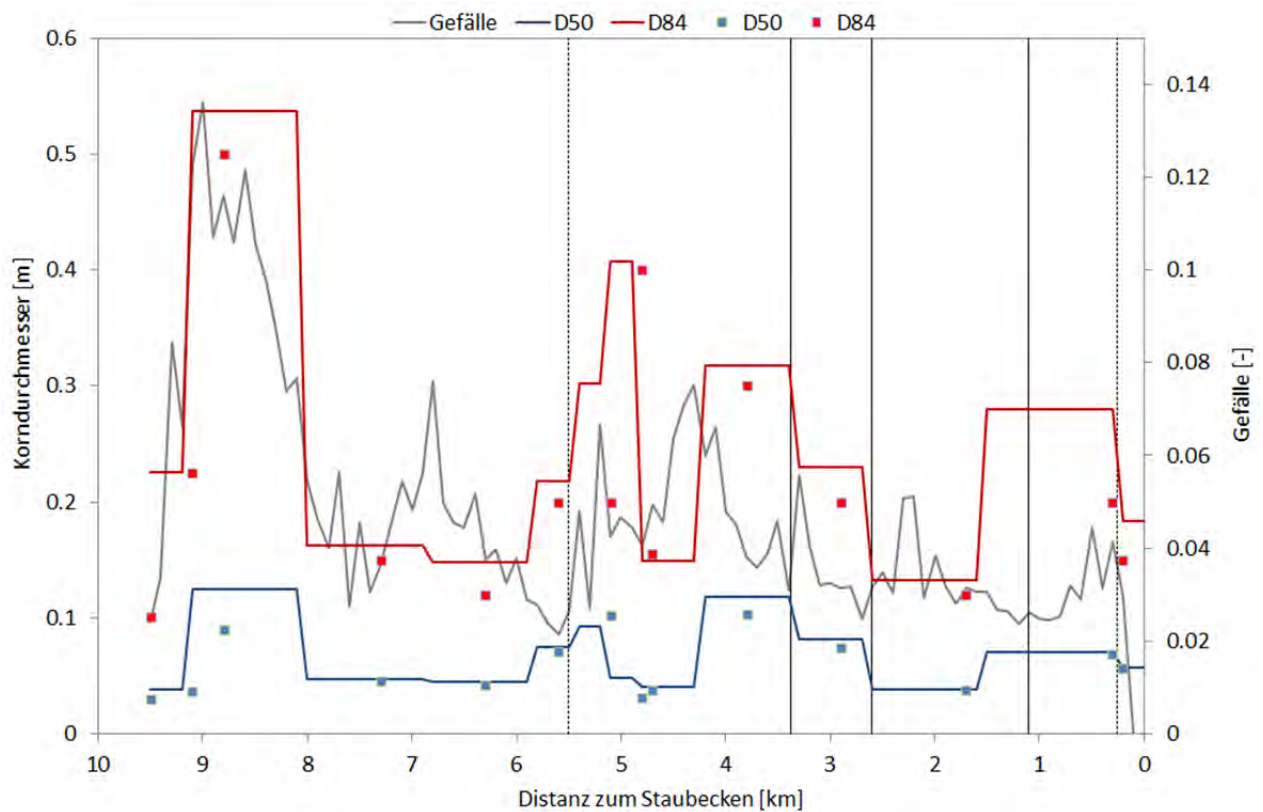


Abb. 7 Kornverteilungen in der Lonza gemäss Linienproben der WSL. Dargestellt sind die charakteristischen Korndurchmesser D_{50} und D_{84} der Oberflächenschicht entlang der Untersuchungsstrecke (wobei jeweils 50 % respektive 84 % des Gewichtsanteils des Sohlenmaterials feiner sind).

3 Simulationsresultate zum Geschiebetransport

3.1 Angaben zur Variation der Randbedingungen und Eingabeparameter

Für die Lonza oberhalb des Staubeckens Ferden liegen keine kontinuierlichen Querprofilvermessungen vor. Die Gerinnebreite wurde im Feld und mithilfe von Luftbildern bestimmt. Das Längsprofil wurde mit einem digitalen Höhenmodell ermittelt. Als Vergleichsgrundlage für die Kalibrierung liegen nur punktuelle Angaben zu den Geschiebeeinträgen aus den drei aktiven Seitenbächen (für das Hochwasser 2011) und zum Geschiebeaustrag am Ende der Untersuchungsstrecke ins Staubecken Ferden vor (für das Hochwasser 2011 und die Zeitperiode 1976 – 2011). Es wurde deshalb darauf verzichtet, die Eingabeparameter wie Korngrößenverteilung und Gerinnebreite an einzelnen Stellen entlang der Untersuchungsstrecke zu variieren. Im Rahmen einer Sensitivitätsstudie wurde der Einfluss einer Variation verschiedener Parameter auf die simulierte Geschiebefracht entlang der ganzen Untersuchungsstrecke betrachtet (siehe Kap. 3.3).

3.2 Simulationsresultate Geschiebetransport für das Hochwasserereignis vom 10.10.2011

Mit den Geschiebetransportformeln nach Rickenmann (2001) und Wilcock und Crowe (2003) wurde versucht, das Hochwasserereignis vom 10.10.2011 möglichst gut nachzurechnen. Die Transportformel nach Rickenmann (2001) wurde (i) ohne Berücksichtigung von Versteckeffekten (d.h. Gl. 3a mit einem Exponenten $m = 0$)¹ angewandt sowie ii) mit der Versteckfunktion mit einem Potenzansatz nach Parker (2008) (Gl. 3a mit einem Exponenten $m = -0.8$) und (iii) mit der Versteckfunktion nach Wilcock und Crowe (2003) (Gl. 3b, 3d). Die Grenzs Schubspannung für den Bewegungsbeginn (θ_{c50}) wurde mit dem empirischen Ansatz von Lamb et al. (2008) berechnet und das Minimum ($\theta_{c50,min}$) auf 0.03 festgelegt. Die Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) wurde mit einem fixen Sandanteil von $F_s = 0.20$ verwendet. Bei beiden Transportformeln wurde anstelle des Sohlengefälles ein reduziertes Energieliniengefälle nach Rickenmann und Recking (2011) verwendet (Gl. 4). Für den Fliesswiderstand wurde bei allen Varianten das Fliessgesetz von Ferguson (2007) in der q-basierten Version von Rickenmann und Recking (2011) gewählt (Gl. 1a).

Bei allen Simulationen wurde in einem ersten Schritt nur eine Kornverteilung (für die Unterschicht) definiert, d.h. es wurde bei der Eingabe nicht zwischen Oberflächenschicht und Unterschicht unterschieden; das Programm *sedFlow* berechnet während der Simulation allerdings verschiedene Kornverteilungen für die Austauschschicht (Oberflächenschicht) und die Unterschicht. Die zu Grunde liegende Annahme hier ist, dass beim Hochwasserereignis 2011 die „Deckschicht“ oder Oberflächenschicht relativ schnell erodiert oder mit Ablagerungen überdeckt wurde.

Die Feststoffeinträge aus den Seitenbächen Golmbach, Milibach und Tännbach wurden kontinuierlich über die ganze Zeitdauer des Hochwasserereignisses eingespeist. Auch die Seitenerosion entlang der Lonza zwischen dem Zufluss Tännbach und der Fafleralp wurde kontinuierlich eingespeist.

Mit den gewählten Formelkombinationen ergaben sich ähnliche Resultate bezüglich der simulierten Geschiebefrachten (Abb. 8). Als Eintrag ins Staubecken Ferden wurde eine Fracht zwischen 60'000 und 80'000 m³ berechnet. Im Vergleich mit den im Becken gemessenen Ablagerungen von 140'000 m³ sind die berechneten Frachten eher zu tief, auch wenn die Größenordnung richtig ist. Der grösste Teil des berechneten Eintrages stammt direkt aus dem Golmbach. Das Geschiebe, das vom Milibach der Lonza zugeführt wird, wird grösstenteils auf der Strecke zwischen den Zuflüssen

¹ Alle Verweise auf Gleichungen (bzw. Gl.Nr. sowie abgekürzte Variablen) beziehen sich auf den Synthesebericht (Rickenmann et al., 2015)

Milibach und Golmbach abgelagert. Die simulierten Ablagerungen zwischen km 4.5 bis zum Staubecken liegen etwa im Bereich der beobachteten Ablagerungen aus der Ereignisdokumentation (Abb. 3), welche auf dem Vergleich zweier digitaler Höhenmodell basieren. Nur bei der Mündung des Milibachs wurde eine zu grosse Auflandung simuliert.

In einem weiteren Schritt wurde überprüft, wie sich die Erhöhung der minimalen dimensionslosen Grenzschubspannung für den Bewegungsbeginn ($\theta_{c50,min}$) von 0.03 auf 0.08 auswirkt und welchen Einfluss die Vorgabe einer „Deckschicht“ hat, d.h. die Eingabe einer initialen Oberflächenschicht welche größer ist als die Unterschicht. Gerechnet wurde dabei mit der Transportformel von Rickenmann (2001) ohne Berücksichtigung von Versteckeffekten (d.h. Gl. 3a mit einem Exponenten $m = 0$). Die Unterschiede in den simulierten Geschiebefrachten und Sohlenänderungen für das Hochwasser 2011 sind gering (Abb. 9).

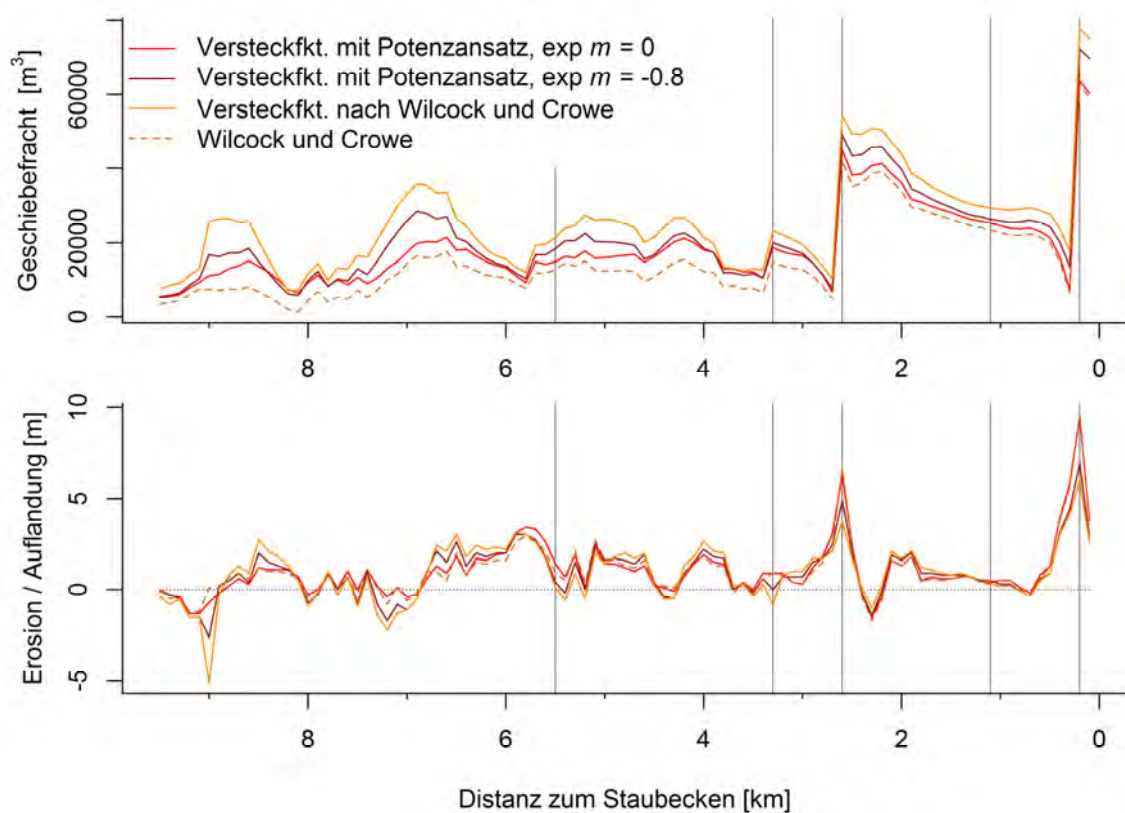


Abb. 8 Simulationsergebnisse mit verschiedenen Formelkombinationen. Dargestellt sind die Geschiebefracht (oben) und die Sohlenänderung (unten) während des Hochwasserereignisses vom 10.10.2011. Gerechnet wurde mit der Transportformel von Rickenmann (2001) in Kombination mit verschiedenen Versteckfunktionen (durchgezogene Linien) und mit der Transportformel von Wilcock und Crowe (2003) mit einem Sandanteil von $F_s = 0.20$ (gestrichelte Linie). Die Gleichungen zu den Versteckfunktionen finden sich im Synthesebericht (Rickenmann et al. 2015).

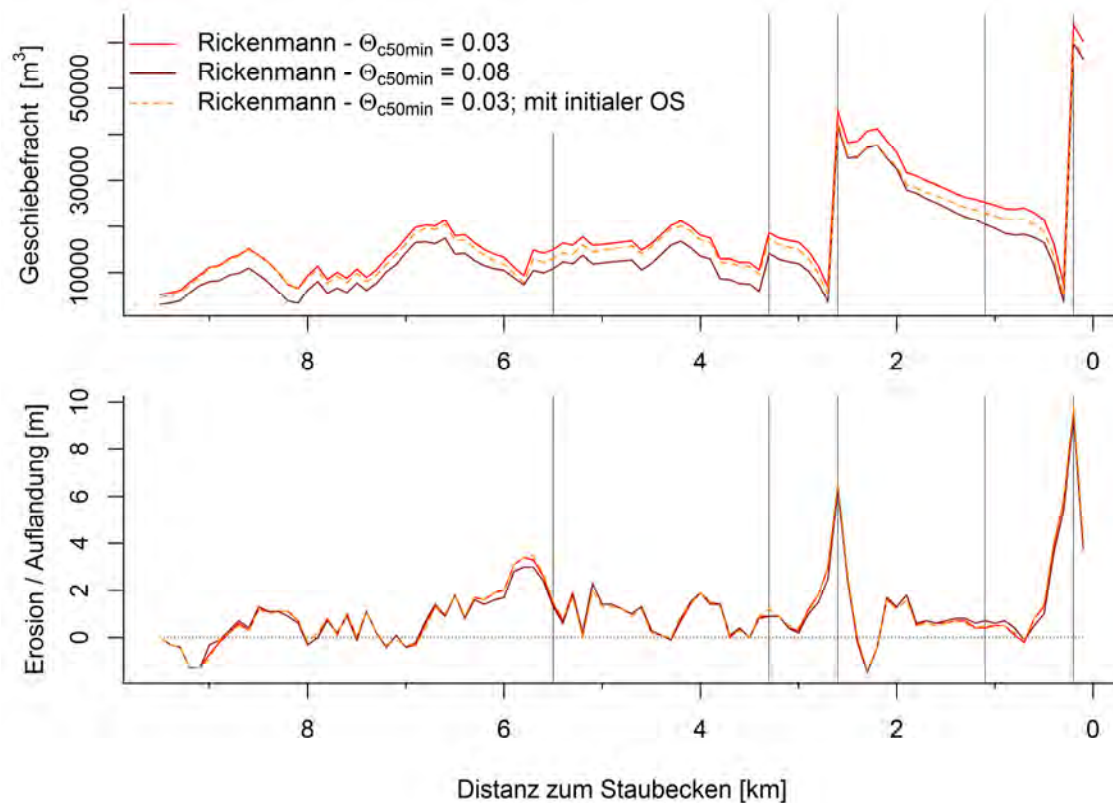


Abb. 9 Vergleich der berechneten Geschiebefracht (oben) und Sohlenänderung (unten) bei einer Änderung der minimalen Grenzschubspannung für den Bewegungsbeginn ($\theta_{c50,min}$) und Einfügen einer initialen Oberflächenschicht (OS). Berechnungen mit der Transportformel von Rickenmann (2001) ohne Berücksichtigung von Versteckeffekten (Gl. 3a mit einem Exponenten $m=0$).

3.3 Sensitivität der Eingabeparameter

In einer Sensitivitätsanalyse wurden die vier Inputparameter Abfluss, Seiteneinträge, Kornverteilungen und Gerinnebreite jeweils um $\pm 40\%$ variiert und miteinander kombiniert. Für die Variation der Kornverteilung wurden die Durchmesserfraktionen verändert, die eigentlichen Massenangaben wurden belassen. Dabei wurde jede mögliche Kombination der variablen Parameter (Referenzwert, Minimal-, und Maximalwert) aus Abfluss, Seiteneinträge, Kornverteilungen und Gerinnebreite gebildet, und somit wurden 81 Simulationen durchgeführt. In Abb. 10 sind die Resultate dargestellt, welche mit der Transportformel von Rickenmann (2011) ohne Berücksichtigung von Versteckeffekten berechnet wurden. Betrachtet man die beiden mittleren Quartile (25 % - 75 % aller simulierten Werte), so ist die Sensitivität der genannten Parameter auf die absoluten Sohlenänderungen eher gering. Bei den extremen Perzentilen (2.5 % bzw. 97.5 % aller simulierten Werte) ergeben sich in der Steilstrecke bei km 9 eine stärkere Erosion sowie erhöhte Ablagerungen zwischen km 5.6 und 6.3 und bei den Mündungen der beiden Seitenbäche Milibach und Golmbach. Bei den Geschiebefrachten ergibt sich, bezogen auf einen mittleren Wert von ca. $17'000 \text{ m}^3$ (km 4 – 5.5), für das 75 %-Perzentil eine relative Erhöhung um einen Faktor 1.5 und für das 97.5 %-Perzentil um einen Faktor 2.5. Für den Geschiebeaustrag ins Staubecken ergibt sich, bezogen auf einen Wert von ca. $62'000 \text{ m}^3$, für das 75 %-Perzentil eine relative Erhöhung um einen Faktor 1.2 und für das 97.5 %-Perzentil um einen Faktor 1.6.

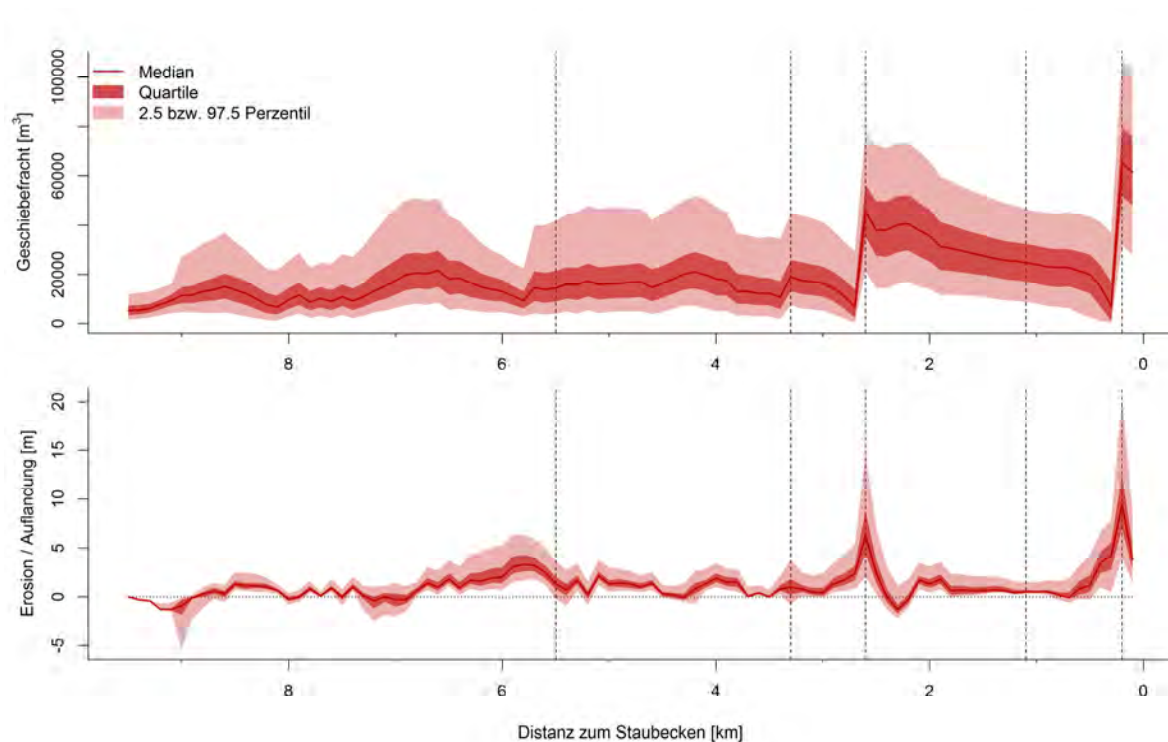


Abb. 10 Sensitivitätsanalyse in der Lonza für das Hochwasser vom 10.10.2011: Berechnete Geschiebefrachten (oben) und Sohlenveränderungen (unten) aufgrund von 81 Simulationen mit variablen Eingangsparametern für die Modellierung mit *sedFlow*. Dargestellt sind die Resultate berechnet mit der Transportformel von Rickenmann (2001) ohne Berücksichtigung von Versteckeffekten (Gl 3a mit einem Exponenten $m = 0$).

3.4 Diskussion der Simulationsresultate

Für die Lonza fehlen wiederholt vermessene Querprofile, mit welchen ein detaillierteres Geschiebetransportdiagramm erstellt werden könnte. Die Kalibrierung erfolgte anhand von Angaben zum Hochwasserereignis vom Oktober 2011. Diese Daten sind mit einer grossen Unsicherheit verbunden. So wurde zum Beispiel der Anteil des Geschiebes an den Ablagerungen auf 70 % geschätzt. Dieser Anteil könnte durchaus auch höher liegen. Die Linienzahlanalysen zur Bestimmung der Kornverteilungen wurden erst nach dem Hochwasserereignis aufgenommen. Der Zustand vor dem Ereignis ist nicht bekannt, wodurch eine gewisse Unsicherheit bezüglich der verwendeten Kornverteilungen besteht. Die Unsicherheit der verwendeten Abflussganglinien ist auch relativ gross, weil der gemessene Abfluss in Blatten nur anhand eines Flächenansatzes auf die Teileinzugsgebiete aufgeteilt wurde.

Die Eingabe einer initialen „Oberflächenschicht“ und die Erhöhung der Grenzschubspannung für den Bewegungsbeginn haben praktisch keinen Einfluss auf die Simulationsresultate (Abb. 9). Dies ist darauf zurück zu führen, dass in einem ersten Schritt nur ein Hochwasser simuliert wurde. Dadurch wird nur mit grossen Abflüssen gerechnet und die Schubspannung liegt relativ deutlich über der Grenzschubspannung bei Transportbeginn.

Mit der Sensitivitätsanalyse konnte der Einfluss der Unsicherheiten in der Abflussganglinie, den Kornverteilungen, der Gerinnebreite und in den seitlichen Feststoffeinträgen auf den Geschiebetransport abgeschätzt werden (Abb. 10). Es zeigte sich, dass auch die Kombination mit der höchsten berechneten Geschiebefracht zu weniger Geschiebeablagerung im Staubecken Ferden führte als beobachtet wurde.

3.5 Simulationsresultate Geschiebetransport für die Zeitperiode 1976 bis 2011

Für die Langzeitsimulationen wurden die Gerinnegeometrie und die Kornverteilungen der Simulationen des Hochwassers 2011 sowie die Modellparameter übernommen. Diese Simulationen stellen somit eine Überprüfung (Validierung) von *sedFlow* für andere Abflussbedingungen in der Lonza dar. Es wurden die gleichen Formelkombinationen wie für das Hochwasser 2011 verwendet (siehe Kap. 3.2). Als Vergleichsgrundlage standen Ablagerungsmessungen im Staubecken Ferden für die Periode 1976 bis 2011 zur Verfügung. Um die Güte der Simulationen zu beurteilen, wurde die Geschiebefracht am Ende der Simulationsstrecke mit den beobachteten Geschiebeablagerungen für 19 Vermessungsperioden verglichen. Bei diesen Langzeitsimulationen wurden die Abflüsse der Jahre 1976 bis 2011 verwendet, wobei keine seitlichen Feststoffeinträge berücksichtigt wurden.

Basierend auf den Modell-Einstellungen wie für das Hochwasser vom Oktober 2011 wurde mit der Formel von Rickenmann (2001) ein etwa 25-mal zu grosser Geschiebetransport berechnet (i) (Abb. 11). Mit der Annahme einer initialen Oberflächenschicht ist der Geschiebetransport im Durchschnitt noch ca. 15-mal zu gross (ii). Die Erhöhung der minimalen Schubspannung für den Bewegungsbeginn $\theta_{c50,min}$ von 0.03 auf 0.08 führt nur zu einer unwesentlichen Verkleinerung der Geschiebefrachten (iii). Wird zusätzlich der Exponent e bei der Berechnung des reduzierten Energieliniengefälles (Gl. 4) von 1.5 auf 2 erhöht, resultiert nur noch einer ungefähr 8-fache (für $\theta_{c50,min} = 0.03$) bzw. 6.2-fache (für $\theta_{c50,min} = 0.08$) Überschätzung (iv, v).

Bei der Formel Wilcock und Crowe (2003) ergab die Simulation mit einem Sandanteil von $F_s = 0.20$ und mit einer initialen Oberflächenschicht eine Überschätzung des beobachteten Geschiebetransportes um etwa einen Faktor 2.8 (vi). Die Reduktion des Sandanteils auf $F_s = 0.05$ führt noch zu einer 1.3-fachen Überschätzung (vii). Wird zusätzlich der Exponent e beim reduzierten Energieliniengefälle von 1.5 auf 2 erhöht, resultiert eine Unterschätzung um mehr als 70 % des beobachteten Geschiebetransportes (viii). Mit der Kombination eines Sandanteils von $F_s = 0.20$ und eines Exponenten $e = 2$ (Berechnung des reduzierten Energieliniengefälles) resultiert eine Unterschätzung um mehr als 30 % (ix).

Eine analoge Abbildung mit den absoluten Geschiebetransportraten ist im Anhang (Abb. 13) aufgeführt.

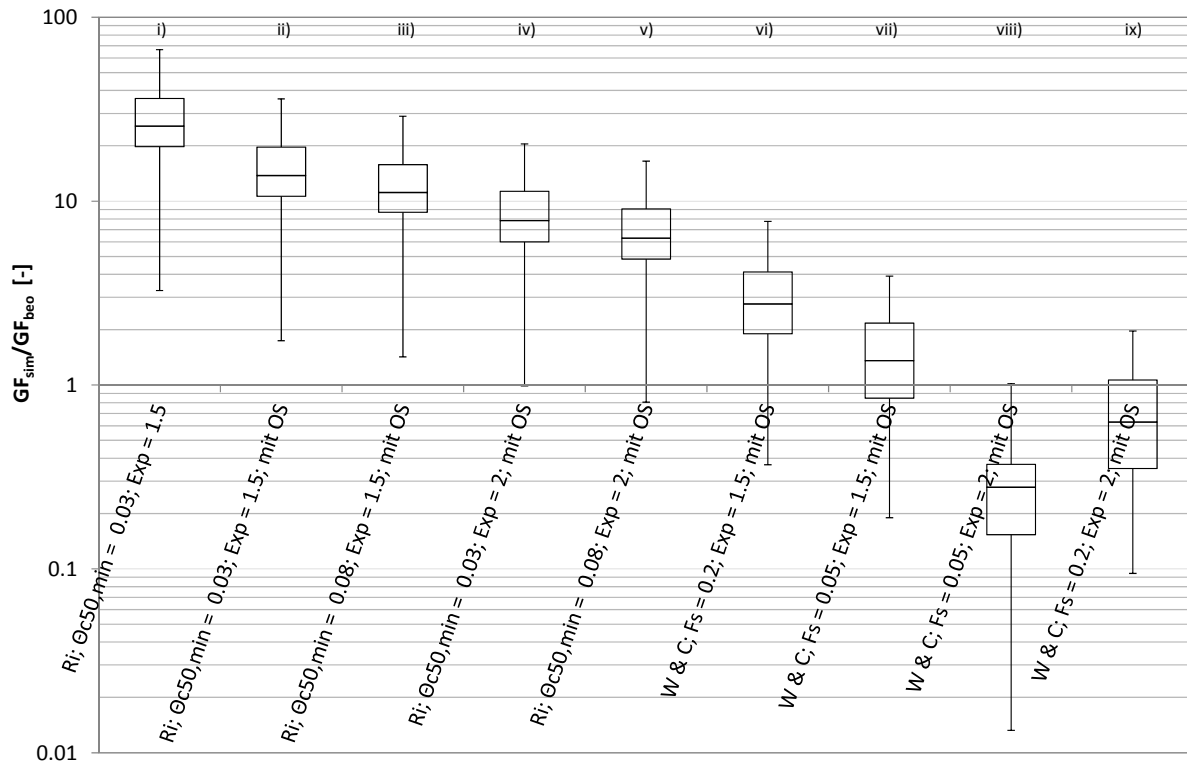


Abb. 11 Verhältnis der simulierten zu den beobachteten Geschiebefrachten (GF_{sim}/GF_{beo}) im Staubecken Ferden. Dargestellt sind für jede Formelkombination die Resultate von 19 Perioden, für welche die Ablagerungen vermessen wurden (siehe Abb. 4), für die jeweiligen im Text beschriebenen Kombinationen (i) bis (ix). In der Box liegen jeweils die mittleren 50 % der Daten, sie wird also begrenzt durch das untere und obere Quartil. Die mittlere Linie kennzeichnet den Median. Die Whisker kennzeichnen das Maximum und das Minimum. Ri = Rickenmann (2001), W&C = Wilcock und Crowe (2003), OS = initiale Oberflächenschicht wurde definiert.

Das Verhältnis der simulierten zu den beobachteten Geschiebefrachten im Staubecken Ferden wurde auch als Zeitreihe dargestellt (Abb. 12). Dabei sind die mit den verschiedenen Formelkombinationen berechneten Minima und Maxima zu erkennen. Das Verhältnis ist in den drei Perioden 01.09.1986 bis 01.06.9187, 01.07.2000 bis 31.11.2000 und 01.07.2011 bis 31.10.2011 eindeutig kleiner, und die Berechnungen sind näher bei den Beobachtungen. Diese drei Perioden gehören zu den kürzesten Vermessungszeiträumen. Zusätzlich fanden in zwei dieser drei Perioden die grössten Hochwasserereignisse mit viel Geschiebetransport statt (15./16.10.2000 und 10.10.2011). Die Resultate der verschiedenen Formelkombinationen zeigen ähnliche Änderungen über die Zeit.

Eine analoge Abbildung mit den absoluten Geschiebetransportraten ist im Anhang (Abb. 14) aufgeführt.

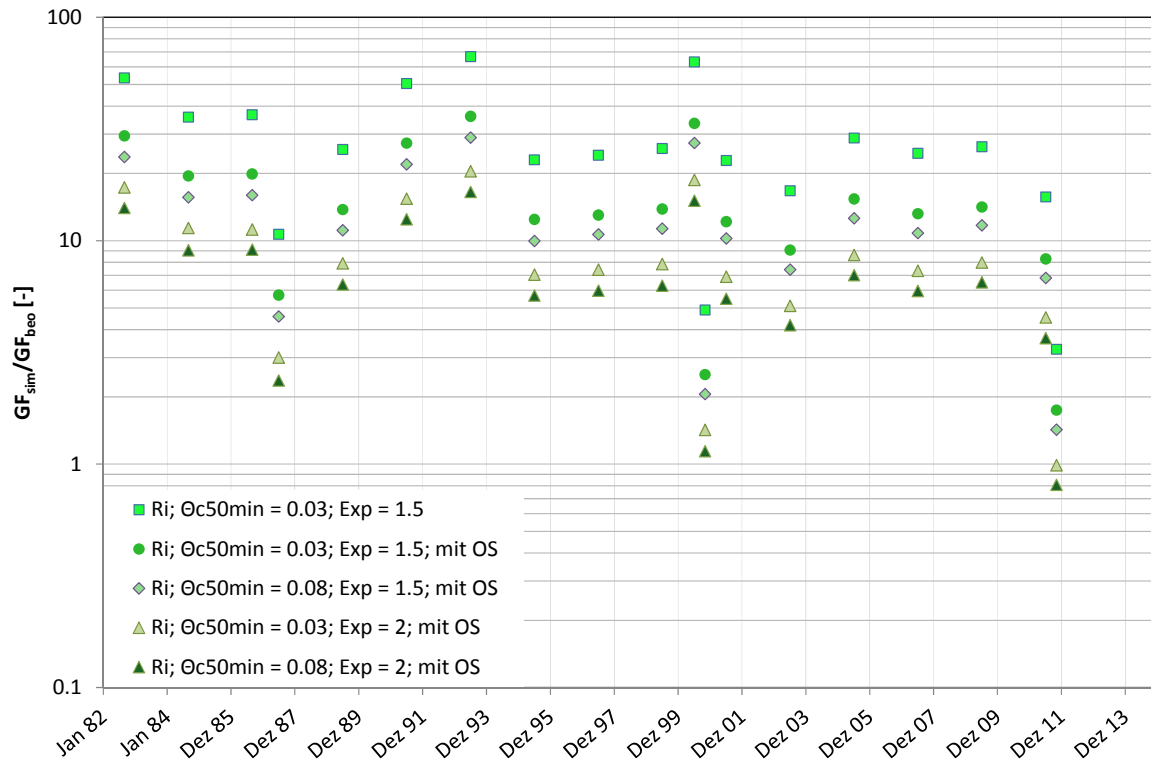


Abb. 12 Verhältnis der simulierten zu den Beobachteten Geschiebefrachten (GF_{sim}/GF_{beo}) im Staubecken Ferden. Dargestellt sind die Resultate für 19 Perioden mit Ablagerungsvermessungen, berechnet mit der Transportformel von Rickenmann (2001) unter Verwendung von verschiedenen minimalen dimensionslosen Grenzscherbungen für den Bewegungsbeginn ($\theta_{c50,min}$) und von unterschiedlichen Exponenten (Exp) bei der Bestimmung des reduzierten Energieliniengefälles. OS = initiale Oberflächenschicht wurde definiert

4 Literaturverzeichnis

- BAFU (2014): Abschätzung der mittleren jährlichen Geschiebelieferung in Vorfluter, Praxishilfe. Arbeitsgemeinschaft Hunziker, Zarn und Partner AG, Aarau; Hydrologie – Wasserbau, Urtenen-Schönbühl; belop gmbh, Sarnen; im Auftrag des Bundesamts für Umwelt (BAFU), Bern, Mai 2014.
- Geoplan (2012): Hochwasserereignis vom 10.10.2011 im Lötschental – Ereignisanalyse. Geoplan AG, Steg, unveröffentlichter Bericht im Auftrag des Kantons Wallis, zuhanden des Talrats von Lötschen.
- Fehr, R. (1987): Einfache Bestimmung der Korngrößenverteilung von Geschiebematerial mit Hilfe der Linienzahlanalyse. Schweizer Ingenieur und Architekt, 105, 1104-1109.
- Ferguson, R. (2007): Flow resistance equations for gravel- and boulder-bed streams. Water Resources Research, 43, W05427, doi: 10.1029/2006WR005422.
- Heimann, F.U.M., Rickenmann, D., Turowski, J.M. (2015a): *sedFlow* – a tool for simulating fractional bedload transport and longitudinal profile evolution in mountain streams. Earth Surface Dynamics, 3, 15-34, doi: 10.5194/esurf-3-15-2015.
- Heimann, F.U.M., Rickenmann, D., Böckli, M., Badoux, A., Turowski, J.M., Kirchner, J.W. (2015b): Calculation of bedload transport in Swiss mountain rivers using the model *sedFlow*: proof of concept. Earth Surface Dynamics, 3, 35–54, doi:10.5194/esurfd-3-35-2015.
- Lamb, M.P., Dietrich, W.E., Venditti, J.G. (2008): Is the critical Shields stress for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope? Journal of Geophysical Research, 113, F02008. doi:10.1029/2007JF000831.
- Nitsche, M., Rickenmann, D., Turowski, J.M., Badoux, A., Kirchner, J.W. (2011): Evaluation of bedload transport predictions using flow resistance equations to account for macro-roughness in steep mountain streams. Water Resources Research, 47, W08513, doi:10.1029/2011WR010645.
- Nitsche, M., Rickenmann, D., Turowski, J.M., Badoux, A., Kirchner, J.W. (2012): Verbesserung von Geschiebevorhersagen in Wildbächen und Gebirgsflüssen durch Berücksichtigung von Makrorauigkeit. Wasser Energie Luft, 104(2), 129-139.
- Parker, G. (2008): Transport of Gravel and Sediment Mixtures. In M.H. Garcia (ed.): Sedimentation Engineering: Processes, Measurements, Modeling, and Practice; ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice, no. 110, pp. 165-251.
- Rickenmann, D. (2001): Comparison of bed load transport in torrents and gravel bed streams. Water Resources Research, 37, 3295–3305.
- Rickenmann, D., Recking, A. (2011): Evaluation of flow resistance in gravel-bed river through a large field dataset. Water Resources Research 47, W07538. doi: 10.1029/2010WR009793.
- Rickenmann, D., Heimann, F., Böckli, M., Turowski, J.M., Bieler, C., Badoux, A. (2014): Geschiebetransport-Simulationen mit *sedFlow* in zwei Gebirgsflüssen der Schweiz. Wasser Energie Luft, 106(3), 187-199.
- Rickenmann, D., Böckli, M., Heimann, F.U.M., Badoux, A., Turowski, J.M. (2015): Synthesebericht: Das Modell *sedFlow* und Erfahrungen aus Simulationen des Geschiebetransportes in fünf Gebirgsflüssen der Schweiz. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, Schweiz.
- Wilcock, P.R., Crowe, J.C. (2003): Surface based transport model for mixed-size sediment. Journal of Hydraulic Engineering, 129(2), 120-128.

5 Anhang

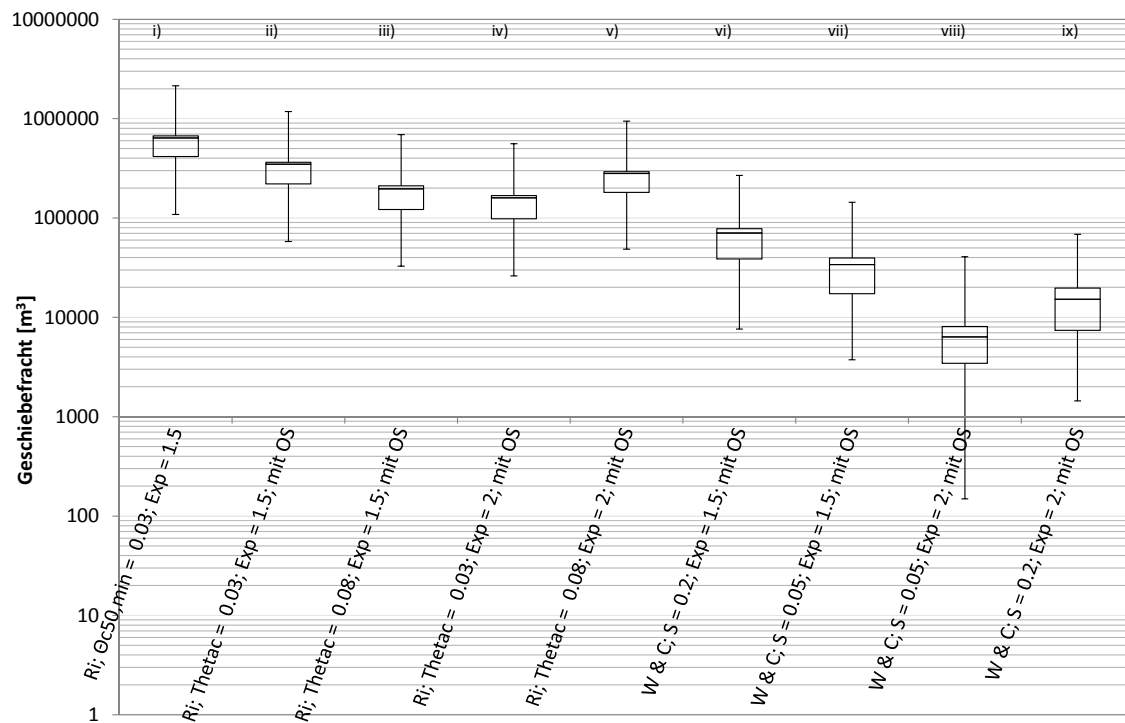


Abb. 13 Berechnete Geschiebefrachten im Staubecken Ferden. Dargestellt sind für jede Formelkombination die Resultate von 19 Perioden, nach denen die Stauraumverlandung gemessen wurde (siehe Abb. 3) für die jeweiligen im Text beschriebenen Kombinationen (i) bis (ix). In der Box liegen jeweils die mittleren 50 % der Daten. Sie wird begrenzt durch das untere und obere Quartil. Die mittlere Linie kennzeichnet den Median. Die Whisker kennzeichnen das Maximum und das Minimum. Ri = Rickenmann (2001), W&C = Wilcock und Crowe (2003), OS = initiale Oberflächenschicht wurde definiert.

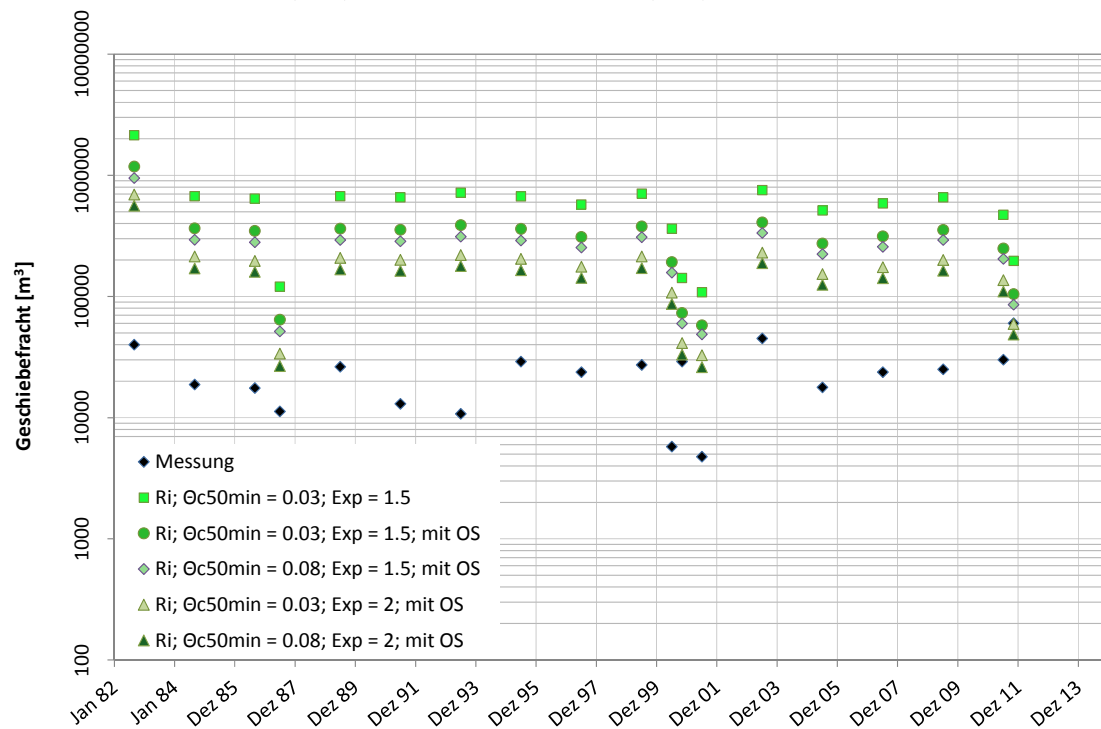


Abb. 14 Berechnete und beobachtete Geschiebefrachten im Staubecken Ferden. Dargestellt sind die Resultate für die 19 Perioden, berechnet mit der Transportformel von Rickenmann (2001) unter Verwendung der verschiedenen minimalen dimensionslosen Grenzschubspannungen für den Bewegungsbeginn ($\theta_{c50,min}$) und Exponenten (Exp) bei der Bestimmung des reduzierten Energieliniengefälles.