



Versuchsanstalt für Wasserbau
Hydrologie und Glaziologie
der Eidgenössischen
Technischen Hochschule Zürich

Mitteilungen

184

Turbulenzen in der Geomorphologie

Jahrestagung der Schweizerischen
Geomorphologischen Gesellschaft (SGmG) der SANW

Zürich, 2004

Herausgeber: Prof. Dr.-Ing. H.-E. Minor

Herausgeber:
Prof. Dr.-Ing. Hans-Erwin Minor

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren verantwortlich

Im Eigenverlag der
Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
ETH-Zentrum
CH-8092 Zürich

Tel.: +41 - 1 - 632 4091
Fax: +41 - 1 - 632 1192
e-mail: info@vaw.baug.ethz.ch

Zürich, 2004

ISSN 0374-0056

Vorwort

Die Schweizerische Geomorphologische Gesellschaft hat vom 27. März bis 29. März 2003 ihre Jahrestagung in Erstfeld Kt. Uri unter dem Titel "Turbulenzen in der Geomorphologie" in Anlehnung an das Motto des Jahrestagungskongresses 2003 der SANW abgehalten. An den beiden Tagen wurden in fünf Sessionen zu den Themen

- Felssturz und Steinschlag
- Murgänge
- Gletscher und Böden
- GIS und Gletschergefahren
- Fluviale Prozesse

insgesamt 17 Vorträge gehalten und in einer Postersession weitere 6 Arbeiten vorgestellt. Die Exkursion am Samstag, 29. März ins Urner Reusstal erlaubte die angesprochenen Themen noch zu vertiefen.

Der vorliegende Band dokumentiert die den 65 Teilnehmern präsentierten Studienergebnisse und macht sie damit einer grösseren Öffentlichkeit zugänglich.

Die Ziele der Tagung waren, einen Austausch des Wissens und der Erfahrung zwischen Forschung und Praxis im Bereich Geomorphologie und Naturgefahren zu ermöglichen sowie 6 jungen Forscherinnen und Forschern eine Plattform zu geben, ihre Arbeiten einem interessierten Publikum vorzustellen. Wie aus der Teilnehmerliste abgelesen und aus den angeregten Diskussionen nach den Präsentationen abgeleitet werden kann, konnten diese Ziele erreicht werden.

Eine Besonderheit stellte in diesem Jahr der Wettbewerb für Nachwuchswissenschaftlerinnen und Nachwuchswissenschaftler dar, der von der SANW ausgeschrieben war. Die Gesellschaften der SANW, so auch die SGmG, gab jungen Forscherinnen und Forschern die Möglichkeit, sich im Rahmen ihrer Jahrestagungen für einen Vortrag am Jahrestagungskongress der SANW zu qualifizieren. Die SANW wählte den Beitrag von Christian Marti von der VAW mit dem Titel "Morphologische Dynamik in Flussabschnitten mit grosser Breite" aus dem Bereich der Geomorphologie zusammen mit sieben weiteren zur Präsentation am Hauptkongress aus.

Die Jahrestagung der SGmG wurde von der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH Zürich organisiert und von der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft sowie der Gemeinde Erstfeld als Sponsoren unterstützt. Wir möchten uns bei den Sponsoren für die Unterstützung herzlich bedanken.

Danken möchten wir auch Frau D. Lange und Frau N. Semadeni für die Erledigung der administrativen Arbeiten, wie Korrespondenz, Führung des Tagungsbüros und Edition der Veröffentlichung sowie Herrn M. Schatzmann für die Organisation der Exkursion. Besonderen Dank schulden wir Dr. G.R. Bezzola, der die Gesamtverantwortung für die Tagung und die Publikation hatte.

Zürich, im April 2004

Hans-Erwin Minor
Christoph Hegg, Präsident SGmG

Inhaltsverzeichnis

Felssturz und Steinschlag (1)

<i>Cabernard, V., Stoffel, M., Monbaron, M.</i>	
Der Fidazer Felssturz von 1939: Analyse & Simulation	1

Murgänge (2)

<i>Frick, E., Krummenacher, B., Romand, H.</i>	
Unwetterereignisse vom November 2002 in der Surselva: Ereignisdokumentation und Gefahrenbeurteilung	13
<i>Stoffel, M., Lièvre, I., Conus, D., Grichting, M., Gärtner, H., Monbaron, M.</i>	
Rekonstruktion der Muraktivität im Ritigraben (VS) und Vergleich mit Chronikdaten benachbarter Gewässer	25
<i>Hürlimann, M., Copons, R.</i>	
Debris-Flow Hazard Assessment in Andorra	41
<i>Swartz, M., Mc Ardell, B., Bartelt, P.</i>	
Interpretation of the August 2000 Schipfenbach debris flow event using numerical models	51
<i>Schatzmann, M.</i>	
Die Bedeutung der rheologischen Parameter bei der Murgangsimulation mit dem Programm Flo-2d	61

Gletscher und Böden (3)

<i>Hantke, R.</i>	
Mittelmoränen des Reuss-Gletschers zwischen Urseren und Urner See	73
<i>Koch, R.</i>	
Lösssedimente – Zur Prozessorientierten Ansprache, Klassifikation und Typisierung	87
<i>Frauenfelder, R., Laustela, M., Kääb, A.</i>	
Velocities and relative surface ages of selected Alpine rockglaciers	103

GIS und Gletschergefahren (4)

<i>Rothenbühler, C.</i>	
GISALP – 4D Informationssystem für das Hochgebirge	119
<i>Huggel, C., Kääb, A., Reynolds, J.M., Heald, A.</i>	
Impact-oriented models for potential lake outbursts and ASTER-based application in the Peruvian Andes	129

Fluviale Prozesse (5)

<i>Weichert, R., Bezzola, G.R., Minor, H.-E.</i>	
Sohlenmorphologie und Fliesswiderstand steiler Gerinne	145
<i>Schmitt, L., Maire, G., Nobelis, P.</i>	
Typologie hydro-géomorphologique fonctionnelle de rivières L'expérience d'Alsace (France)	155
<i>Marti, Ch., Bezzola, G.R.</i>	
Sohlenmorphologie in Flussaufweitungen	173
<i>Vetsch, D., Fäh, R.</i>	
Numerische Simulationen zur morphologischen Entwicklung der Rhein-Mündung in den Bodensee	189

Posterpräsentationen (6)

<i>Semadeni, N., Lange, D., Bezzola, G.R.</i>	
Aufgelöste Blockrampe an der Emme	207
<i>Zollinger, S., Machguth, I., Huggel, C., Kääb, A.</i>	
Gletscherseen in der Cordillera Blanca (Perú) und im Khumbu Himalaya (Nepal) – Ableitung von Parametern zur Abschätzung des Gefahrenpotentials aus ASTER-Statellitendaten	215
<i>Vollmöller, P.</i>	
Numerical Debris Flow Simulation	223

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

*Turbulenzen in der
Geomorphologie*



Der Fidazer Felssturz von 1939: Analyse & Simulation

Vendelin Cabernard, Markus Stoffel, Michel Monbaron

ABSTRACT

On April 10th, 1939, a large rockslide occurred close to the village of Fidaz (Flims), killing 18 people. The study presented here aims at re-analyzing this event with contemporary documents. Eyewitness reports, photographs and maps were taken into consideration to reconstruct the Fidaz rockslide and to determine mean velocities of the sliding masses. Furthermore, digital elevation models (DEM) were used to model the topography before and after the event. The resulting difference model allowed detailed evaluation of eroded and deposited volumes. As the movement of rockslides apparently behaves like flowing avalanches, we decided to simulate the Fidaz rockslide with the flowing avalanche models AVAL-1D and AVAL-2D. Simulations furnish reasonable results, showing that the distance rock masses reached during the rockslide event in 1939 (ca. 1720 m) only differs by 30 m from the modelled event. As for the 2D simulation, realistic results were obtained for the flow direction and the lateral extension of rock masses. Nevertheless, further analyses on past and recent rockslides have to follow to more precisely calibrate parameters for future modelling.

ZUSAMMENFASSUNG

Am 10. April 1939 ging auf dem Gebiet des Dorfes Fidaz (Flims) ein mächtiger Felssturz nieder, 18 Personen fanden den Tod. Die vorliegende Studie hat zum Ziel, diesen Felssturz mit zeitgenössischen Dokumenten neu aufzurollen. Dazu wurden Augenzeugenberichte, Bilder und Karten zur Rekonstruktion des Felssturzes herangezogen und Berechnungen zur mittleren Geschwindigkeit der Sturzmasse angestellt. Mit digitalen Höhenmodellen (DHM) wurden die topographischen Verhältnisse vor und nach dem Ereignis modelliert sowie die Absturz- und Ablagerungsmassen bestimmt (Differenzmodell). Aufgrund der fliessähnlichen Bewegung wurde der Felssturz von Fidaz alsdann mit den Fliesslawinenmodellen AVAL-1D und AVAL-2D simuliert. Die Simulationen lieferten realitätsnahe Ergebnisse: Bei einer „Fliesslänge“ von mehr als 1700 m wich die eindimensionale Simulation um lediglich 30 m von der tatsächlichen Fahrböschung ab. Bei der zweidimensionalen Simulation lieferten vor allem die Fliessrichtung und die seitliche Ausbreitung der Sturzmasse realitätsnahe Ergebnisse. In Zukunft müssten vermehrt Analysen an Ablagerungen durchgeführt werden, damit noch verlässlichere und felssturzspezifischere Parameter für die Realisierung von Modellversuchen hergeleitet werden können.

Keywords: Felssturz, Simulation, Fliesslawinenmodelle AVAL-1D / -2D, Fidaz (Graubünden)

1. Einleitung

Blockschutthalden, Fels- und Bergsturzkegel sind im Landschaftsbild der Alpen allgegenwärtig. Nebst dem Niedergang von Einzelblöcken (z. B. Kienholz et al. 1988, Stoffel et al. submitted) traten in den letzten Jahren namentlich in Randa VS (Schindler et al. 1993) und in Felsberg GR (Deflorin et al. 2001) mächtige Felsstürze auf und verursachten teils beachtliche Schäden an Verkehrswegen und Siedlungsgebieten. Monographien zu Fels- und Bergstürzen umfassen die Beschreibung und Analyse vergangener Ereignisse (z.B. Abele 1974, Eisbacher & Clague 1984, Heim 1932) oder die Dynamik des Prozesses (Erismann & Abele 2001). Nebst der Analyse der Ursachen (Chen et al. in press) richten neuere Untersuchungen das Augenmerk vermehrt auf Simulationsmodelle, um Aussagen über den Zeitpunkt des Absturzes (Crosta & Agliardi 2002, Kilburn & Petley in press), mögliche Folgen (Bhasin & Kaynia in press) oder die Reichweite (Meissl 1998, Okura et al. 2003) grosser Felsmassen zu eruieren.

Untersuchungen zur Reichweite und Geschwindigkeit von Fliesslawinen und Felsstürzen deuten zudem darauf hin, dass zwischen der Fliessbewegung der Lawine und dem Verhalten von Felsstürzen Gemeinsamkeiten bestehen (Erismann & Abele 2001, Körner 1975, Meissl 1998). In ähnlicher Weise stellte bereits Heim (1932) fest, dass beim Bewegungsablauf von Felsstürzen „*ein gemeinsames Fliessen der ganzen Masse*“ auftritt (Heim 1932: 82). Abele (1974: 67) wiederum sah in der „*geschlossenen Form und der scharfen Umgrenzung der Ablagerungen*“ Parallelen zwischen den beiden Prozessen.

Aufgrund der vorgenannten Ähnlichkeiten im Prozessverhalten von Felsstürzen und Fliesslawinen soll in der vorliegenden Arbeit versucht werden, den historischen Felssturz von Fidaz (1939) mit einem Fliesslawinenmodell zu simulieren. Dafür werden in einem ersten Schritt die Absturz- und Ablagerungsmassen bestimmt und die mittlere Geschwindigkeit der Sturzmasse rekonstruiert. Diese Werte werden anschliessend als Eingangsparameter für die Simulation mit den Fliesslawinenmodellen AVAL-1D und -2D herangezogen.

2. Der Fidazer Felssturz

Der für die Simulation verwendete Felssturz hat sich in unmittelbarer Nähe des Dorfes Fidaz GR zugetragen, welches zum Gemeindegebiet von Flims gehört. Das Landschaftsbild des Testgebiets ist geprägt von den Ablagerungen des Flimser Bergsturzes (Heim 1932). Daneben lassen sich im Gebiet verschiedene Felssturzkegel erkennen, von denen sich – nebst dem untersuchten Felssturz von Fidaz – mindestens fünf grössere Ereignisse nach 1500 zugetragen haben (Cabernard 2003).

Beim Fidazer Felssturz brachen am 10. April 1939 gegen 11.45 Uhr nordöstlich von Fidaz riesige Gesteinsmassen aus den Malmkalken des Flimsersteins ab. Die zu Tale donnernden Felsmassen zerstörten ein Kinderheim und forderten

18 Todesopfer. Unmittelbar vor dem Hauptabsturz brachen kleinere Felspartien los und kündigten den bevorstehenden Felssturz an (Niederer 1939/40).

Die Felsmassen, die sich während des Felssturzes aus der vertikalen Wand oberhalb Fidaz (1600 und 1800 m ü. M.) gelöst hatten, wurden von Eisbacher & Clague (1984) auf rund 100'000 m³ geschätzt, die abgelagerte Masse aufgrund der Auflockerung des Untergrunds und des mitgeschleppten Fremdmaterials auf rund 400'000 m³. Der Endpunkt der Ablagerungen des Felssturzes befindet sich auf 1064 m ü. M. Auf beiden Seiten der Hauptablagerungen wurden deutlich sichtbare Randwälle aufgeworfen. Einzelne mitgeschleppte Blöcke wiesen ein Volumen von mehr als 500 m³ auf. Von den ersten Anzeichen des Abbruchs bis zum völligen Stillstand der Massen sollen je nach Angaben weniger als 2 (Eisbacher & Clague 1984: 204) beziehungsweise 1½ Minuten (Niederer 1939/40: 10) verstrichen sein.



Abbildung 1: Der Fidazer Felssturz vom 10. April 1939. Das Bild entstand, als die abstürzenden Massen zum Stillstand kamen (Photo: R. Bezzola).

3. Methoden

Die vorliegende Arbeit zum Fidazer Felssturz umfasste zwei Phasen. In einem ersten Teil wurden der Felssturzablagerungen im Gelände kartiert und einzelne Parameter der Massenbewegung von 1939 rekonstruiert. Dazu gehörten unter anderem eine erneute Bezifferung der mobilisierten Massen im Anrissgebiet und die Berechnung des abgelagerten Materials auf dem Felssturzkegel. Mit der Analyse von Photographien des Absturzes wurden annäherungsweise die Dauer und die mittlere Geschwindigkeit des Felssturzes eruiert. Die in dieser Phase gewonnenen Erkenntnisse flossen alsdann in die Fliesslawinenmodelle AVAL-1D und AVAL-2D ein, mit Hilfe derer der Felssturz von Fidaz simuliert wurde.

3.1 Abbruch- und Ablagerungsmassen – eine Felssturzbilanz

Die Abbruch- und Ablagerungsmassen des Fidazer Felssturzes wurden mittels eines Differenzmodells und Geländearbeit bestimmt. Zu diesem Zweck wurden die Höhenlinien der topographischen Karten (Massstab 1: 10'000) von 1888 und 2001 mit dem Programm ArcView 3.1 (ESRI 2003) digitalisiert und je ein Modell (DHM) für die Situation vor und nach dem Felssturz erarbeitet (Äquidistanz: 10 m). Danach wurden die zwei DHM überlagert und ein Differenzmodell gerechnet. Die auftretenden Höhenunterschiede wurden alsdann mit den implizierten Oberflächen multipliziert und daraus Abbruch- und Ablagerungsvolumina abgeleitet. Zudem wurde der Anteil des Felssturzschurfs abgeschätzt, der während des Fidazer Felssturzes mobilisiert wurde. Im Hinblick auf die Felssturzsimulation wurden die Resultate des Differenzmodells auch für die Bestimmung der Sturzbahn herangezogen.

3.2 Bestimmung der Geschwindigkeit des Felssturzes

Auf Photographien, die während des Felssturzes entstanden sind, wurden gut sichtbare Einzelblöcke identifiziert und deren Verschiebung zwischen den Aufnahmen berechnet. Da die Aufnahmen gemäss Augenzeugenberichten in einem Abstand von 5 Sekunden entstanden, konnten aus der Analyse zum Verhalten einzelner Blöcke eine mittlere Geschwindigkeit abgeschätzt werden.

3.3 Felssturzsimulation mit AVAL-1D und AVAL-2D

Aufgrund der in Kapitel 1 beschriebenen Parallelen zwischen Fliesslawinen und Felsstürzen wurden sowohl für die ein- wie die zweidimensionale Simulation des historischen Felssturzes von Fidaz die Fliesslawinenmodelle AVAL-1D und AVAL-2D eingesetzt. Die Modelle für flächige Fliesslawinen beruhen auf den Berechnungen von Voellmy (1955), in dessen Gleichung die Geschwindigkeit in Abhängigkeit zur zurückgelegten Fliessstrecke x gesetzt wird:

$$v^2 = d \xi (\sin \psi - \mu \cos \psi) (1 - e^{-2g x / (d \xi)})$$

wobei gilt:

μ = Widerstandskoeffizient der trockenen (inneren) Reibung

ξ = Widerstandskoeffizient der turbulenten (äußeren) Reibung

d = Fliesshöhe g = Erdbeschleunigung ψ = Gefälle

v^2 = konstante Geschwindigkeit der Lawine, x = zurückgelegte Fliessstrecke

$(1 - e^{-2g x / (d \xi)})$ = Beschleunigung der Bewegung

Die vorgängig bestimmten Werte zur Anrissmächtigkeit, -fläche, Abrissmasse, Sturzbahnlänge sowie der Wert der Materialdichte wurden als Eingangswerte ins Fliesslawinenmodell AVAL-1D eingelesen. Da das verwendete Lawinenmodell während der Simulation kein Fremdmaterial aufnehmen kann, musste der beim Felssturz auftretende Schurf in die Abrissmasse integriert werden. Für die Widerstandskoeffizienten der inneren Reibung μ wie der äußeren Reibung ξ , wel-

che die Auslaufdistanz wie auch die Geschwindigkeit stark beeinflussen, musste für den Prozess Felssturz auf eine stark begrenzte Anzahl existierender Erfahrungswerte zurückgegriffen werden. Für die eindimensionale Simulation des Felssturzes (AVAL-1D) kam ein Widerstandskoeffizienten ξ von $5'000 \text{ m/s}^2$ zur Anwendung (Erfahrungswert SLF, pers. Mitt. P. Bartelt). Da beim Felssturz von einer minimalen äusseren Reibung ausgegangen wird, liegt der gewählte Faktor deutlich über den für flächige Fliessschneelawinen benutzten Werten, die sich normalerweise zwischen 1000 und 2500 m/s^2 bewegen.

Bei der inneren Reibung μ wurde aufgrund der grossen Dichte des stürzenden Materials ein Wert von 0.3 gewählt (Erfahrungswert SLF, pers. Mitt. P. Bartelt). Nachdem die 1D-Simulation mehrmals mit einem wahrscheinlichen Wert für die innere Reibung μ durchgeführt wurde, konnte der wahre Wert von μ aus den Ergebnissen abgeleitet werden. Beim zweidimensionalen Modell griffen wir für die Koeffizienten μ und ξ auf jene Werte zurück, die sich bei der Simulation mit dem eindimensionalen Modell bewährt hatten. Weitere Informationen zu den Davoser Lawinenmodellen können unter Bartelt et al. (1999a, b) nachgelesen werden.

4. Resultate

4.1. Felssturzbilanz

Beim Felsabsturz aus der vertikalen Wand zwischen 1600 und 1800 m ü. M. löste sich das Material auf einer mittleren Breite von 75 m (unten: 100 m, oben: 50 m), was einer Abrissfläche von $15'000 \text{ m}^2$ entspricht. Aufgrund der im Ablagerungsgebiet vorkommenden Blockgrössen (Kantenlängen bis zu 9 m) und unter der Annahme, dass die Mächtigkeit im oberen Bereich des Felsabsturzes 4.5 m nicht übertroffen hat (Niederer 1939/40), wird eine mittlere Mächtigkeit von 7 m angenommen. Daraus ergibt sich für den Felssturz ein berechneter Absturz in der Grösse von etwa $100'000 \text{ m}^3$. Somit decken sich die hier durchgeführten Berechnungen zur Absturzmasse mit den Ergebnissen von Eisbacher & Clague (1984: 204).

Die abstürzenden Felsmassen ($100'000 \text{ m}^3$) mobilisierten insbesondere beim Aufprall auf den Fuss des Flimsersteins (ca. 1380 bis 1600 m ü. M.) weiteres Material. Wie aus dem Differenzmodell in Abbildung 2 ersichtlich wird, dürften aus diesem Bereich in etwa $297'000 \text{ m}^3$ Felssturzschurf mobilisiert worden sein. Im Ablagerungsgebiet weist das in Abbildung 2 dargestellte Differenzmodell hingegen eine abgelagerte Masse von rund $723'000 \text{ m}^3$ aus. Damit werden die von Eisbacher & Clague (1984) abgeschätzten Volumina ($400'000 \text{ m}^3$) deutlich übertroffen.

Die Ablagerungen der Felsmassen weisen teils beachtliche Unterschiede in der seitlichen Ausdehnung auf. Während die Sturzbahn am Fusse des Flimsersteins lediglich 100 m aufweist, erreicht sie auf 1360 m ü. M. eine maximale Breite von rund 350 m. Diese Kote entspricht in etwa dem Beginn des Ablagerungsgebietes (siehe Abb. 2). Die auf dem Rücken des Fidazer Felssturzes gemessene Sturbahnlänge (A – A') beträgt 1722 m.

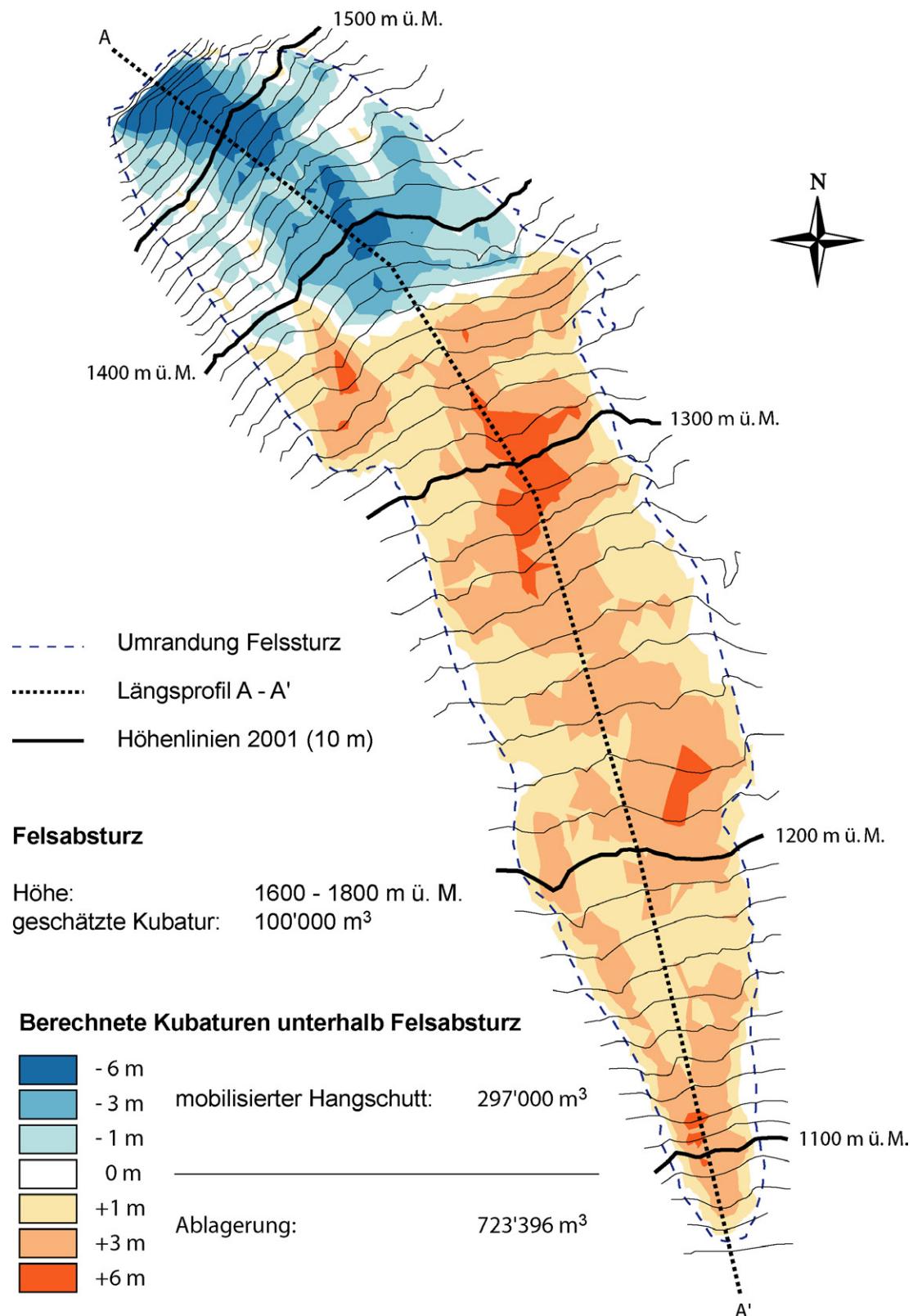


Abb. 2: Differenzmodell der Oberflächen vor und nach dem Fidazer Felssturz. Die Berechnungen basieren auf digitalisierten Höhenkurven der LK 1:10'000 aus den Jahren 1888 und 2001.

4.2. Geschwindigkeit des Felssturzes

Bei der Analyse der photographischen Aufnahmen des Felssturzes in Abbildung 3 wird ersichtlich, dass sich der als Referenzpunkt verwendete Block zwischen den um rund 5 Sekunden verschobenen Aufnahmen um 125 m bewegt hat. Falls die vom Urheber der Photographien gemachten Zeitangaben stimmen, dann kann im betrachteten Sektor von einer mittleren Geschwindigkeit von 25 m/s ausgegangen werden. Unter der Annahme, dass dieser Wert einer mittleren Geschwindigkeit entspricht, ergäbe sich im vorliegenden Fall vom Abbruch der Felssturzmassen bis zum Stillstand eine Sturzdauer von knapp 70 Sekunden.

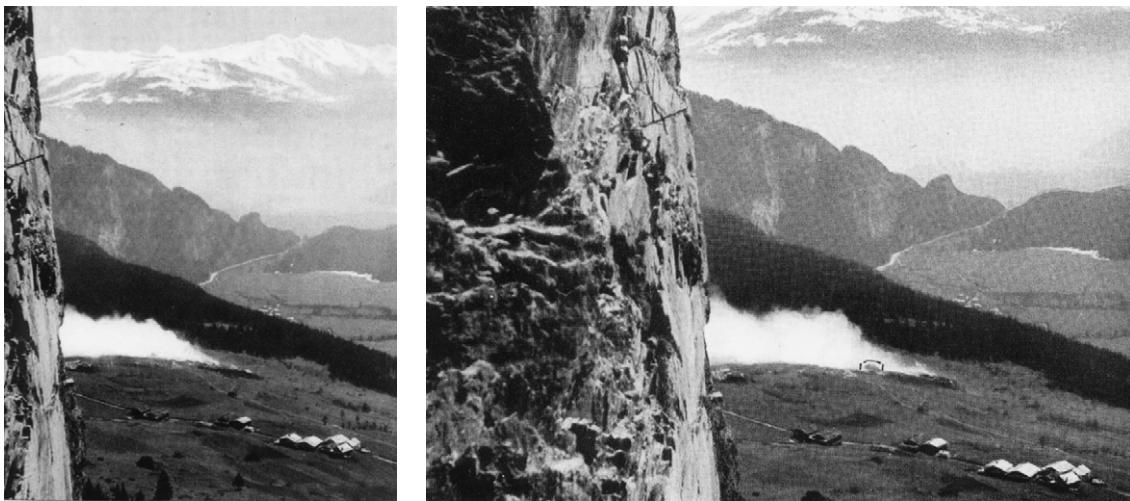


Abbildung 3: Bilder des Fidazer Felssturzes, entstanden in einem Abstand von etwa 5 Sekunden. Zur Abschätzung der Geschwindigkeit wurde die Bewegung eines grossen Einzelblockes (Kreis) untersucht (Photos: R. Bezzola).

4.3 Felssturzsimulation

Die in den vorausgegangenen Kapiteln berechneten Werte dienen als Grundlage für die Simulation der Massenbewegung vom 10. April 1939, die mit den zwei Fliesslawinenmodellen AVAL-1D und AVAL- 2D durchgeführt wird.

4.3.1 Eindimensionale Simulation mit AVAL-1D

Das eindimensionale Fliesslawinenmodell AVAL-1D liefert Resultate zur Dauer, maximalen Geschwindigkeit, Länge und Breite der Sturzbahn sowie zur Fliesshöhe des Felssturzes.

Bei der Simulation verstrecken vom Moment des Auslösens des Felssturzes (inkl. mitgeschlepptes Fremdmaterial) bis zum Stillstand der Felssturzmassen rund 60 Sekunden. Wie aus Abbildung 4A hervorgeht, wird die maximale Geschwindigkeit in 1600 m ü. M. erreicht, wo sie rund 55 m/s (200 km/h) beträgt. Dann nimmt die Geschwindigkeit im Modell stark ab und erreicht auf 1350 m ü. M. rund 27 m/s (100 km/h). Während die Geschwindigkeit auf den nachfolgen-

den 100 Höhenmetern zuerst wieder leicht zunimmt, geht sie im weiteren Verlauf mehr oder weniger linear zurück.

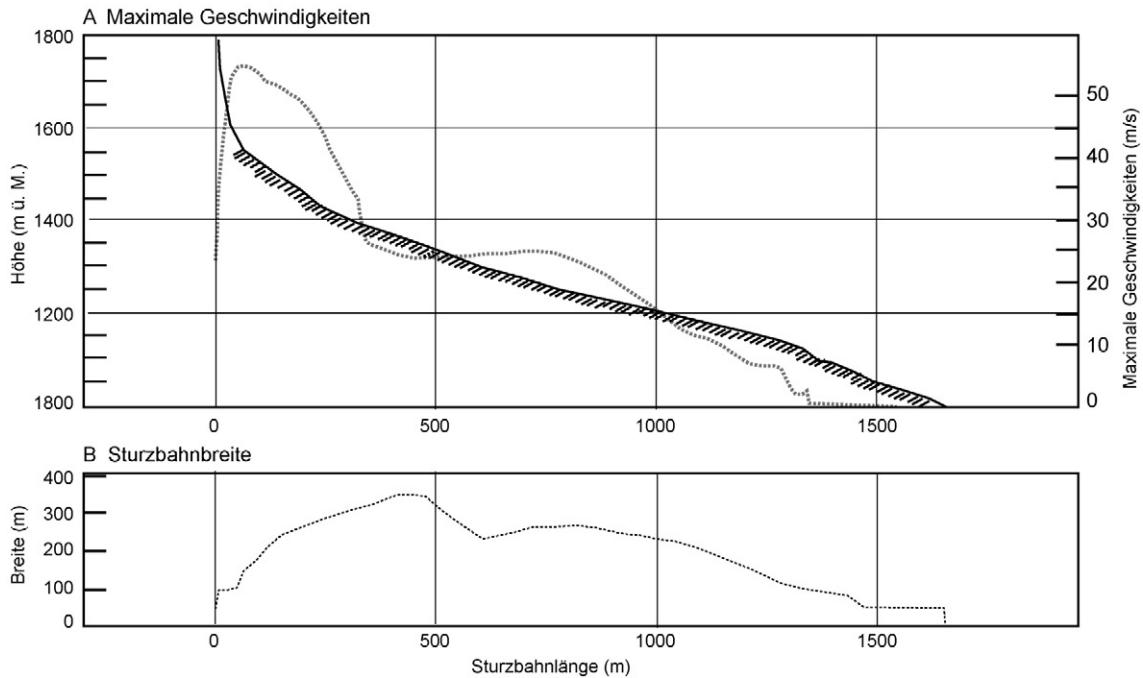


Abbildung 4: (A) Maximale Geschwindigkeiten der Felssturzmassen und (B) Breite der Sturzbahn des Fidazer Felssturzes im Modell AVAL-1D.

In der Zone, in welcher der Fidazer Felssturz bei seinem Abgang im Jahre 1939 zum Stillstand kam, erfolgt auch im Modell AVAL-1D eine abrupte Abnahme der Geschwindigkeit. Mit dem gewählten Widerstandskoeffizienten μ von 0.3 (innere Reibung) kommt der Felssturz im Modell rund 30 m oberhalb der tatsächlichen Felssturzfront zum Stillstand (Länge der Sturzbahn im Modell: 1690 m). Die mittlere Geschwindigkeit, als Quotient von Sturzbahnlänge und Zeit berechnet, beträgt für den gesamten Sturzprozess 28.7 m/s (103.3 km/h).

Die maximale Breite der Sturzbahn wird – wie aus Abbildung 4B ersichtlich – zwischen 1400 und 1300 m ü. M. erreicht (ca. 320 m). In demselben Bereich treten auch die maximalen Fliesshöhen auf, die im Modell 14 m betragen. Die mittlere Fliesshöhe fällt wesentlich tiefer aus und bewegt sich um 7 m.

4.3.2 Zweidimensionales Simulation mit AVAL-2D

Die Simulation mit dem zweidimensionalen Fliesslawinenmodell AVAL-2D liefert Ergebnisse zur seitlichen Ausdehnung, der maximalen Ablagerungshöhen und der maximalen Geschwindigkeiten des Felssturzes.

Die Simulation mit dem zweidimensionalen Lawinenmodell liefert insbesondere bei der seitlichen Ausbreitung und der Fliessrichtung der Sturzmasse realitätsnahe Resultate. Die maximalen Ablagerungshöhen zeichnen sich im Modell durch eine starke Abnahme der Werte in der Falllinie aus. Wie aus Abbildung 5 ersichtlich wird, treten bei der Simulation des Fidazer Felssturzes im Bereich des Primär- und des Sekundäranrisses Ablagerungshöhen von bis zu 25 m auf,

am Rand der Ablagerungen und an der Front hingegen nur Werte zwischen 0.3 und 1 m.

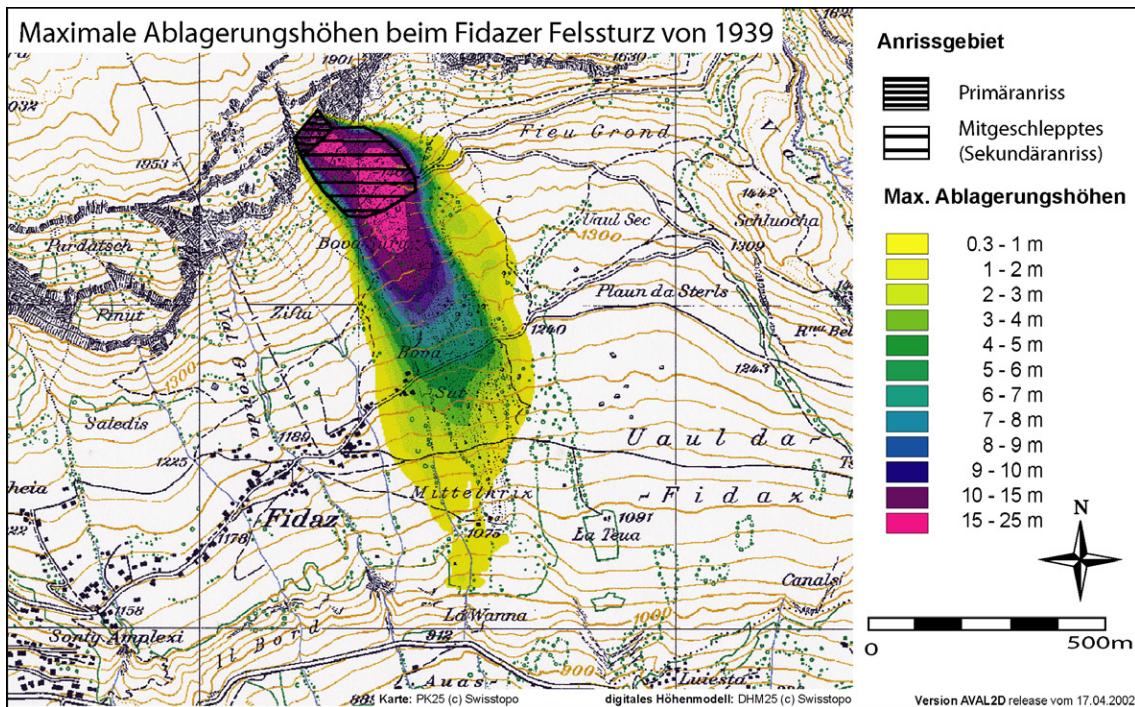


Abbildung 5: Räumliche Verteilung der maximalen Ablagerungshöhen beim Fidazer Felssturz. Simulation mit dem Fliesslawinenmodell AVAL-2D.

Bei der Simulation der maximalen Geschwindigkeiten fallen erneut die hohen Werte im Bereich des Primäranisses auf. Die Simulation weist für diese Zonen Geschwindigkeiten von bis zu 60 m/s aus und deutet auf einen (nahezu) freien Fall des Materials hin. Ebenso vermag die Simulation die stärkere Bremsung der Sturzmassen in den Randbereichen darzustellen, wo Geschwindigkeiten zwischen 5 und 15 m/s auftreten.

5. Diskussion

Die vorliegende Arbeit basiert auf der Annahme, dass flächige Fliesslawinen wie auch Felsstürze aufgrund ihres Fliessverhaltens mit sogenannten Voellmy-Differentialgleichungen berechnet und mit darauf basierenden Lawinenmodellen simuliert werden können. Die Simulation des Fidazer Felssturzes mit den Fliesslawinenmodellen AVAL-1D und AVAL-2D hat gezeigt, dass die im Gelände und mit Hilfe des Differenzmodells rekonstruierten Felssturzparameter vor allem mit den Resultaten des 1D-Fliesslawinenmodells übereinstimmen. Im Gegensatz dazu wichen die Ergebnisse des 2D-Modells stärker von den realen Gegebenheiten ab.

Zur Dauer des Fidazer Felssturzes existieren teils beachtliche Unterschiede in den Daten. Einerseits variieren die Augenzeugenberichte (Niederer 1939/40: 8), welche den Prozess auf ein bis zwei Minuten schätzten. Bei der Abschätzung der Geschwindigkeit anhand von Photos wurde die Dauer auf 70 Sekunden

festgelegt, bei der Modellierung des Felssturzes kamen die Trümmermassen nach 60 Sekunden zum Stillstand. Ein Erklärungsansatz ist sicherlich darin zu suchen, dass die angewandten Modelle das Mitreissen von Fremdmaterial nicht berücksichtigen können, d.h. das mitgeschleppte Material als Teil der Abbruchmasse angesehen werden musste.

Anderseits weisen auch die beiden DHM Mängel auf, das Kartenmaterial aus dem Jahre 1888 nicht sehr präzise war. Bei den digitalisierten Höhenlinien muss daher von Abweichungen im Meterbereich ausgegangen werden. Diese Tatsache dürfte einer der Gründe für die beachtlichen Unterschiede zwischen den im Differenzmodell berechneten Werte für die abgestürzten und geschürften Massen einerseits und den abgelagerten Volumina anderseits sein. Daneben kann aber auch davon ausgegangen werden, dass beim Felssturz sowohl die primäre Absturzmasse wie auch das mitgeschleppte Material aufgelockert wurden. Im Rahmen dieser Arbeit bleibt jedoch unbeantwortet, inwiefern die Auflockerung beziehungsweise Mängel in der Güte des Kartenmaterials die beachtlichen Unterschiede ausmachen.

Schliesslich wird bei der Modellierung des Fidazer Felssturzes von konstanten Dichtewerten und Widerstandskoeffizienten ausgegangen. Es stellt sich die Frage, ob die Wahl von konstanten Dichten bei Felssturzsimulationen sinnvoll ist, da die sich lösende Felsscholle zerfällt und eine starke Durchmischung der Trümmer mit den geschürften Schuttmassen und der Vegetation stattfindet. Anderseits zeigt sich, dass im Fliesslawinenmodell bei minimal abweichenden Widerstandskoeffizienten stark abweichende Ergebnisse auftreten können. So bewirkt etwa der Geländeknick bei der Felssturzfront auf 1100 m ü. M., dass bei minimal veränderten Werten (0.005) bei der inneren Reibung μ der Felssturz in diesem Abschnitt kritischer Hangneigung erneut eine Beschleunigung erfährt.

6. Schlussfolgerungen

Der Fidazer Felssturz konnte mit Hilfe der Fliesslawinenmodelle AVAL-1D und AVAL-2D realitätsnah simuliert werden. Eine mehrfache Wiederholung der Simulation erlaubte eine optimale Eichung des Modells, so dass die Werte der stromrelevanten Parameter festgelegt werden konnten. Um in Zukunft noch bessere Resultate zu erhalten, müssen allerdings Verbesserungen am Modell vorgenommen werden. So müsste der kritischen Hangneigung im Auslaufgebiet im Modell mehr Beachtung geschenkt und die Aufnahme von Fremdmaterial während des Fliessvorgangs ermöglicht werden. Zudem zeigte sich, dass für eine genaue Vorhersage von Fliessgeschwindigkeit und Reichweite der „Gesteinslawinen“ die Widerstandskoeffizienten μ und ξ eine entscheidende Rolle spielen. Gerade bei Felsstürzen sind Erfahrungswerte erst in bescheidenem Masse vorhanden und kaum in der Praxis überprüft. In nächster Zukunft müssen daher weitere Felsstürze untersucht werden, um noch verlässlichere und felssturzspezifische Parameter herleiten zu können.

Danksagung

Die Autoren bedanken sich bei Hans Rudolf Keusen und Robert Pfeifer von der Geotest AG (Zollikofen) für die wertvolle Hilfe bei der Erstellung der digitalen

Höhenmodelle und des Differenzmodells. Daneben gebührt Marc Christen und Marc Schär vom Eidgenössischen Institut für Schnee- und Lawinenforschung in Davos unser Dank für die Unterstützung bei der Simulation mit den Fliesslawinenmodellen AVAL-1D und AVAL-2D. Ein herzliches Vergelt's Gott gebührt auch Gieri Seeli und den noch lebenden Augenzeugen. Zu guter Letzt bedanken sich die Autoren auch bei Christoph Hegg für das kritische Review.

Literatur

- Abele, G. 1974. Bergstürze in den Alpen – ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte* 25: 1 -165.
- Bartelt, P., Christen, M., Gruber, U. & Issler, D. 1999a. *AVAL-1D – numerische Berechnung von Fliess- und Staublawinen*. Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos.
- Bartelt, P., Gruber U. & Margreth, S. 1999b. *Anleitung zur Berechnung von Fliesslawinen*. Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos.
- Bhasin, R. & Kaynia, A.M. in press. Static and dynamic simulation of a 700-m high rock slope in western Norway. *Engineering Geology*.
- Cabernard, V. 2003. Der Fidazer Felossturz (1939): *Analyse und Simulation der Massenbewegung*. Diplomarbeit. Geographisches Institut der Universität Fribourg, Fribourg (unveröffentlicht).
- Chen, T.C., Lin, M.L. & Hung, J.J. in press. Pseudostatic analysis of Tsao-Ling rockslide caused by Chi-Chi earthquake. *Engineering Geology*.
- Crosta, G.B. & Agliardi, F. 2002. How to obtain alert velocity thresholds for large rockslides. *Physics and Chemistry of the Earth* 27: 1557-1565.
- Deflorin, R., Tschirky, A. & Rageth, M. 2001. Jahrhundertsturz Felsberg. *Amt für Wald Graubünden, Faktenblatt* 8, Chur.
- Eisbacher, G.H. & Clague, J.J. 1984. Destructive Mass Movements in High Mountains: Hazard and Management. *Geological Survey of Canada, Paper* 84 – 16.
- Erismann H. T. & Abele, G. 2001. *Dynamics of Rockslides and Rockfalls*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- ESRI, 2003. ArcView. <http://www.esri.com/software/arcgis/arcview/>
- Heim, A. 1932. Bergsturz und Menschenleben. *Vierteljahrsschrift der Naturf. Ges. Zürich* 77: 1-218.
- Kienholz, H., Mani, P. & Kläy, M. 1988. Rigi Nordlehne. Beurteilung der Naturgefahren und waldbauliche Prioritätenfestlegung. *Interpraevent 1988, Band 1*: 161-174.
- Kilburn, C.R.J. & Petley, D.N. in press. Forecasting giant, catastrophic slope collapse: lessons from Vajont, Northern Italy. *Geomorphology* 1342: 1-12.
- Körner, J.H. 1975. The reach and velocity of catastrophic landslides and flowing snow avalanches. *Rock Mechanics* 8: 225-256.
- Meissl, G. 1998. Modellierung der Reichweite von Felsstürzen. Fallbeispiele zur GIS-gestützten Gefahrenbeurteilung aus dem Bayerischen und Tiroler Alpenraum. *Innsbrucker Geographische Studien* 28. Innsbruck.
- Niederer, J. 1939/40: Der Felssturz am Flimserstein. *Naturf. Ges. Graubündens* 77: 1-27.

- Okura, Y., Kitahara, H., Kawanami, A. & Kurokawa, U. 2003. Topography and volume effects on travel distance of surface failure. *Engineering Geology* 67: 243-254.
- Schindler, C., Cuénod, Y., Eisenlohr, T. & Joris, Ch.-L. 1993. Die Ereignisse vom 18. April und 9. Mai 1991 bei Randa (VS) – ein atypischer Bergsturz in Raten. *Eclog. Geol. Helv.* 86/3: 643-665.
- Stoffel, M., Lièvre, I., Monbaron, M. & Perret, S. submitted. Seasonal timing of rockfall activity on a forested slope at Täschgufer (Valais, Swiss Alps) – a dendrochronological approach. *Zeitschrift für Geomorphologie*.
- Voellmy, A. 1955. Über die Zerstörungskraft von Lawinen. *Schweiz. Bauzeitung* 73: 159-285.

Adresse der Autoren

Vendelin Cabernard, Splecs, 7166 Trun

Markus Stoffel, Michel Monbaron, Departement für Geowissenschaften, Einheit Geographie, Universität Fribourg, chemin du Musée 4, 1700 Fribourg

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

***Turbulenzen in der
Geomorphologie***



Unwetterereignisse vom November 2002 in der Surselva: Ereignisdokumentation und Gefahrenbeurteilung

Eva Frick, Bernhard Krummenacher, Hans Romang

Zusammenfassung

Mitte November 2002 führten starke Niederschläge über drei Tage im Kanton Graubünden zu zahlreichen Erdrutschen, Hangmuren, Murgängen und Überschwemmungen. Am stärksten betroffen war die Surselva mit den Hauptschadorten Schlans, Trun und Rueun. Der vorliegende Bericht stellt zwei Fallbeispiele von Wildbach-Ereignissen vor, bei denen die ARGE tur/GEOTEST eine Ereignisdokumentation und eine Einschätzung der Gefahrensituation erarbeitet hat. Die Auswertungen zeigen, dass in diesen zwei Wildbächen die Disposition für die Ereignisse grundsätzlich gegeben war. Aufgrund der Niederschlagsjährlichkeit, der vorliegenden Ereigniskataster, der Intensität und des Auftretens von aussergewöhnlichen Prozessen werden die Ereignisse vom November 2002 jedoch als selten bis sehr selten eingeschätzt.

Summary

Intense precipitation which lasted three days in mid-November 2002 caused numerous landslides, debris flows and flooding in the canton of Grisons. The region Surselva was hardest hit, especially the communities of Schlans, Trun and Rueun.

The present report describes two case studies of events in mountain torrents that were documented and analysed by the consortium "tur/GEOTEST". The investigations show that the conditions for such events existed in both torrents. However, according to the rainfall recurrence interval, historical events, and the occurrence and intensity of exceptional processes, the event of November 2002 can be considered to be rare to very rare.

Einleitung

Zwischen dem 13. und 16. November 2002 führt eine stürmische Südlage mit Luftmassengrenze über den Alpen zu extremen Stauregen. Die höchsten Niederschlagsmessungen werden aus den Kantonen Graubünden und Tessin gemeldet.

Im Kanton Graubünden werden durch Rutschungen, Murgänge und Überschwemmungen Menschen gefährdet und grosse Schäden an Infrastruktur, Wasserbauten und Gebäuden verursacht. Die Gesamtschadensumme wird auf

rund 130 Mio. CHF, die Folgekosten auf rund 30 Mio. CHF geschätzt (Hegg et al., 2003).

Schadenmeldungen erfolgen aus gegen hundert Gemeinden. Am stärksten betroffen ist die Surselva. Aussergewöhnliche Ereignisse in den Gemeinden Trun, Schlans und Rueun halten Betroffene, Einsatzkräfte und Medien tagelang in Atem.

Für fünf besonders stark betroffene Gerinne oder Lokalitäten in der Surselva hat die ARGE Teufen und Romang (tur) / GEOTEST im Auftrag des Amtes für Wald Graubünden eine Ereignisdokumentation und eine Einschätzung der Gefahrensituation erarbeitet (ARGE tur/GEOTEST, 2003). Dabei handelt es sich um das Val Campliun, das Val Farbertg und das Val Quadra/Caltgadira in der Gemeinde Trun, das Val Valdun in der Gemeinde Ruen sowie die Ereignisse in der Gemeinde Schlans. Im vorliegenden Bericht werden daraus zwei Fallbeispiele von Wildbach-Ereignissen beschrieben.

Vorgehen in der Surselva

Der Grossteil der Einzugsgebiete sowie die Kegelbereiche wurden kurz nach den Ereignissen begangen. Diese Begehungen dienten der Dokumentation und Beurteilung der im Einzugsgebiet abgelaufenen Prozesse, ihrer Reichweite und den dadurch verlagerten Geschiebemengen.

Im Kegelbereich wurden der Wirkungsraum der Prozesse, die Mächtigkeit der abgelagerten Geschiebemengen sowie weitere Grössen aufgenommen. Für die Kartierung wurden zusätzlich Luftbilder beigezogen, die im Auftrag des Amtes für Wald kurz nach dem Ereignis am 20. November aufgenommen wurden.

Auch Schäden an Bauten und Infrastruktur wurden festgehalten.

Aus Interviews mit Gemeindevertretern, Einsatzkräften, Mitarbeitern des Forstamtes und Augenzeugen wurden zusätzliche Informationen über Ereignisverlauf, Sofortmassnahmen und frühere Ereignisse gewonnen.

Das Material von Fernsehen und regionalen Zeitungen wurde soweit möglich gesammelt und ausgewertet.

Die Auswertungen dienen einerseits einer Ereignisdokumentation. Beschreibungen von vergangenen Ereignissen können für zukünftige Gefahrenbeurteilungen äusserst wertvoll sein. Ein einzelnes Ereignis enthält Informationen über die Charakteristik der Prozesse im Einzugsgebiet, über den möglicherweise typischen Ablauf von Ereignissen, über vorhandene Schwachstellen und über bisherige Wirkungsräume. Ein Ereigniskataster über eine längere Zeitspanne kann Hinweise auf die Häufigkeit und die Intensität von auftretenden Prozessen geben.

Die Daten der Ereignisdokumentationen wurden auch in die StorMe-Datenbank des Kantons Graubünden integriert. StorMe ist ein Akronym aus engl. „storm“ = Sturm und „store me“ = speichere mich. Es steht für eine Datenbank, welche die eidgenössische Forstdirektion den Kantonen zur Verfügung stellt um Unwetter-Ereignisse zu dokumentieren. Aufgenommen werden räumliche Angaben, Prozess- und Schadendaten sowie meteorologische und hydrologische Rahmenbedingungen (vgl. Burren, S. und Taverna, E., 2001). Im Kanton Graubünden werden diese Daten durch Mitarbeiter des Amtes für Wald erhoben. Bei

Grossereignissen wie im November 2002 sind jedoch diese Stellen gerade in den ersten Tagen, während denen noch keine Prozessspuren verwischt sind, durch andere Aufgaben ausgelastet. Ausserdem sind bei solchen Ereignissen detailliertere und somit zeitaufwändigere Aufnahmen notwendig. Deshalb kommt es vor, dass der Kanton bei solchen Grossereignissen externe Spezialisten bezieht.

Andererseits hatten die Auswertungen eine Einschätzung der aktuellen Gefahrensituation zum Ziel. Dabei ging es um mögliche Sofortmassnahmen sowie um die kurzfristige Weiterentwicklung und mögliche neue Gefährdungen. Eine Analyse der Ursachen und Konsequenzen der Ereignisse ergab eine mögliche Zuordnung einer Jährlichkeit sowie Hinweise für zukünftige Gefahrenbeurteilungen.

Zusammenfassung der meteorologischen Analyse

Die nachfolgenden Ausführungen sind entnommen aus Müller-Lemans und Wilhelm (2003):

Eine stürmische Südlage mit Luftmassengrenze über den Alpen führt zwischen dem 14.-16. November 2002 zu starken Stauregen im Tessin und im Graubünden (Meteoschweiz, 2003). Diese Wetterlage ist typisch für diese Region und hat auch in den Jahren 1927, 1954 und 1987 zu Hochwassern im Alpenrhein-gebiet geführt.

Der November 2002 war in grossen Teilen der Schweiz ungewöhnlich feucht. Im Kanton Graubünden wurden gemäss Messungen der MeteoSchweiz durchschnittlich 450% des langjährigen Niederschlagsmittels aufgezeichnet. Mehr als die Hälfte davon fiel Mitte November. Das Niederschlagsereignis vom 14. bis 16. November 2002 ist durch die lange Dauer der Starkniederschläge aussergewöhnlich. Die Karte der dreitägigen Niederschlagssumme zeigt das Maximum auf der Alpennordseite bei Hinterrhein (Abb. 1).

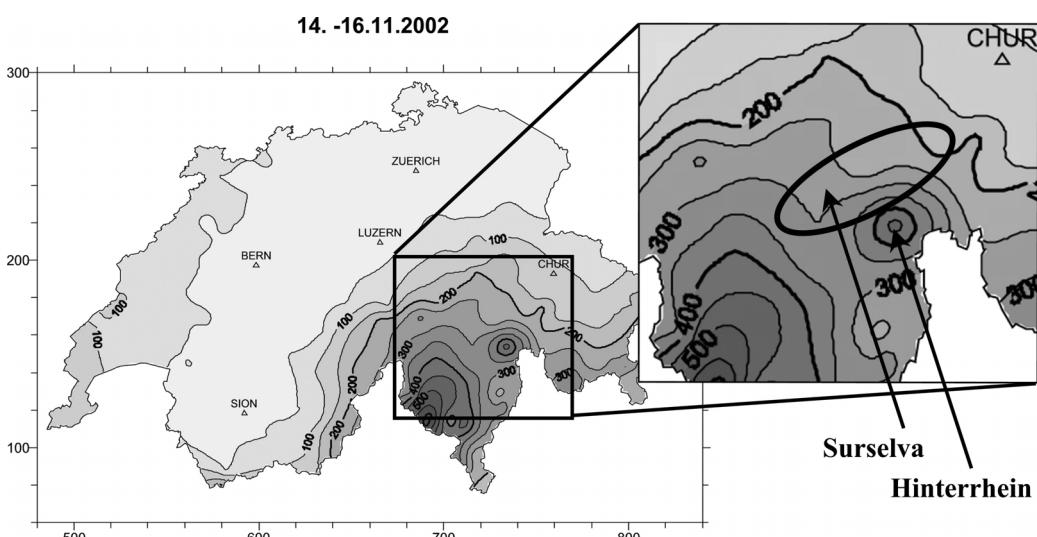


Abb. 1: Karte der dreitägigen Niederschlagssumme [mm] vom 14.-16.11.02 (Müller-Lemans und Wilhelm, 2003)

Die dreitägige Niederschlagssumme erreicht dort einen Wert von 478 mm. Drei aufeinanderfolgende Tage mit Niederschlägen in der Größenordnung von 100 mm sind sehr selten und haben eine Wiederkehrperiode von deutlich über 100 Jahren.

Die stündlichen Intensitäten geben näheren Aufschluss über den zeitlichen Verlauf. In Hinterrhein dauerte das Ereignis insgesamt 90 Stunden. Es enthielt eine Starkniederschlagsphase von rund 60 Stunden, mit Intensitäten bis 13 mm/h. Bemerkenswert ist, dass im Raum zwischen Disentis und Chur gegen Ende des Ereignisses eine Periode mit erhöhten Intensitäten auftrat (Abb. 2). Dadurch wurde die Entstehung von Unwetterschäden begünstigt, weil dann die Starkniederschläge auf sehr feuchte Böden trafen, die kaum mehr zusätzliches Wasser aufzunehmen vermochten. Die Ereignisse in der Surselva traten zwar zu unterschiedlichen Zeitpunkten und meist in mehreren Schüben auf. Entsprechend zu der maximalen Niederschlagsintensität lässt sich jedoch die stärkste Häufung von grösseren Rutschungen und Murgängen am 16. November von 11-15 Uhr feststellen.

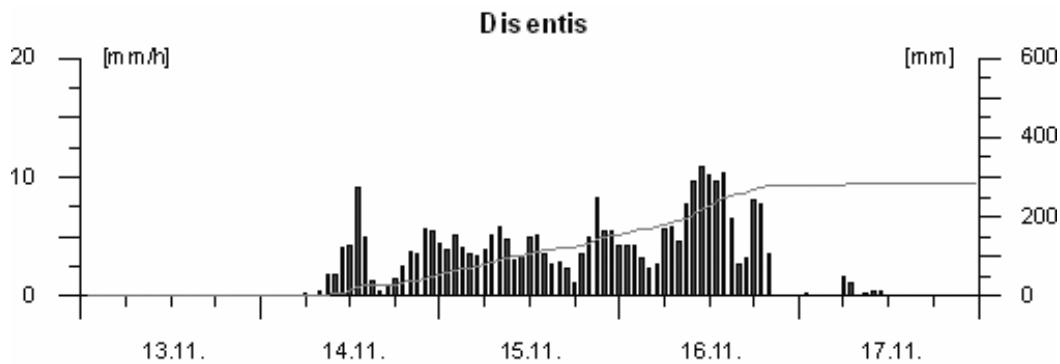


Abb. 2: Zeitliche Verteilung der stündlichen Niederschlagssummen für die Station Disentis (Müller-Lemans und Wilhelm, 2003)

Die Nullgradgrenze befand sich auf rund 2000-2200 m ü.M. Die Schneefallgrenze liegt – je nach Ereignis – etwa 200-500 m unter der Nullgradgrenze. Mitte November 2002 fiel somit der Niederschlag in den obersten Bereichen der Einzugsgebiete als Schnee.

Fallbeispiel Val Campliun (Gemeinde Trun)

Einzugsgebiet – Geologie

Das Einzugsgebiet des Val Campliun umfasst gut 0.6 km². Es liegt geologisch gesehen am Rande einer tektonisch sehr komplexen Zone, wo die Gesteinsschichten des Aarmassivs und des Tavetscher Zwischenmassivs mit mesozoischen Schichten und Verrucano ineinander verflochten sind. Diese Gesteine weisen sehr unterschiedliche geotechnische und hydrogeologische Eigenschaften auf. Zudem ist das Gebiet glazial überprägt und z.T. mit Moränenmaterial überdeckt (Hydrogeologische Karte der Schweiz, 1985; Kramers, 1973).

Ereigniskataster

Aus dem Val Campliun sind aus diesem Jahrhundert mehrere Ereignisse bekannt, bei denen es zu Ausbrüchen und Ablagerungen im Kegelbereich kam. Nach dem letzten grösseren Ereignis von 1987 wurde ein Geschiebesammler gebaut.

Ereignisablauf

Beim Ereignis vom November 2002 kam es gemäss Berichten von Feuerwehrleuten und anderen Augenzeugen zu insgesamt sieben Murgang-Schüben aus dem Val Campliun. Zusätzlich glitt eine seitliche Rutschung direkt in den Geschiebesammler ab, was dazu führte, dass dieser bereits nach dem zweiten Schub am Samstag, den 16. November, gefüllt war. Beim dritten Schub kam es zum Bruch der Querhölzer beim Auslauf. Nach der Verklausung der Brücke oberhalb des Sammlers konnte nur durch das Anlegen eines temporären Damms verhindert werden, dass Wasser und Geschiebe entlang der Strasse in den Dorfbereich flossen (Abb. 3).



Abb. 3: Geschiebesammler des Val Campliun (Luftaufnahme von Ch. Wilhelm, Amt für Wald)

Prozesse, Geschiebe

Gemäss der Abschätzung wurden im Einzugsgebiet rund 10'000 m³ Material mobilisiert. Massgebend bezüglich Feststofffracht war die aussergewöhnlich starke Erosion im Gerinnebereich, die etwa 60% der Feststofffracht ausmachten. Die Tiefenerosion betrug über lange Strecken 2 m bei einer früheren Gerinnebreite von etwa 3 m (Abb. 4). Auch die Seitenerosion war mit geschätzten 1-2 m beträchtlich. Es resultieren Erosionsleistungen von ca. 10-15 m³/m. –

Einzelne flachgründige Rutschungen aus den Hangbereichen haben sämtliches mobilisiertes Material bis ins Gerinne geliefert. Ausserordentlich erscheinen die Hangmuren, die sich im Bereich der Maiensässe auf 1410 m ü.M. und von den Wiesen bei „Suschnas“ gelöst haben. Ihre Anrissgebiete liegen in gleichförmig

ausgeprägten Hängen ohne Spuren von ähnlichen aufgetretenen Prozessen. Auf ihrem Transitweg im Wald haben sie Murrinnen hinterlassen, in denen nachträgliche Tiefenerosion von mehr als 1 m von beträchtlichem Abfluss zeugen (Abb. 5). Ähnliche Hangmuren wurden in der Umgebung des Val Campliun dokumentiert. Wie z.B. im Val Quader („Caltgadira“), wo ein Initialereignis einer flachgründigen Translationsrutschung in einer Kettenreaktion zu einer Hangmure führte, die insgesamt gegen $18'000 \text{ m}^3$ Material verlagerte. Auch in diesem Raum sind keine ähnlichen früheren Prozesse bekannt.



Abb. 4: Beträchtliche Tiefen- und Seitenerosion im Hauptgerinne des Val Campliun auf 1110 m ü.M..



Abb. 5: Murrinne durch Hangmure von den Wiesen bei „Suschnas“. Tiefenerosion nach dem Durchgang der Hangmure zeugt von beträchtlichem Abfluss nach der Rutschungsauslösung.

Schäden

Direkt unterhalb des Geschiebesammlers lagerte sich ein 2-3 m hoher Murkopf ab. Von Geschiebeablagerungen wurden die Strasse oberhalb des Sammlers, verschiedene Wiesenflächen, die Kantonsstrasse und die Geleise der Rhätischen Bahn betroffen. Wenig Wasser und feinkörniges Material flossen bis in den Siedlungsbereich von Trun, wo mehrere Keller überschwemmt wurden.

Fazit

Der Prozessraum im Kegelbereich entspricht ziemlich genau dem Wirkungsraum von früheren dokumentierten Ereignissen. Die Gefährdung kann also als bekannt angesehen werden. Die Ablagerungen waren jedoch beim Ereignis 2002 – trotz nach 1987 erstellten Geschiebesammler – am mächtigsten, d.h. das Ereignis 2002 kann als das weitaus grösste dokumentierte Ereignis angesehen werden.

Die Intensität von Tiefen- und Seitenerosion sowie das Auftreten von aussergewöhnlichen Prozessen wie den Hangmuren lässt das Ereignis vom November 2002 als ausserordentlich erscheinen. Auch die Jährlichkeit des Niederschlags sowie der Ereigniskataster deuten darauf hin, dass das aktuelle Ereignis eine Jährlichkeit von mehr als 100 Jahren aufweisen dürfte.

Fallbeispiel Val Valdun (Gemeinde Rueun)

Einzugsgebiet – Geologie

Das Val Valdun zeichnet sich durch postglaziale Bergsturzmassen im östlichen und unteren Teil sowie Rutschmassen im westlichen und oberen Teil aus. Diese werden umschlossen von permischen Sedimenten (Verrucano). Das Einzugsgebiet umfasst 2.2 km² (Hydrogeologische Karte der Schweiz, 1985; Kramers, 1973).

Ereigniskataster

Der Name Rueun geht aus der romanischen Bezeichnung für Erdschlipf und Rüfe hervor. Auch andere Informationen von früheren Ereignissen – insbesondere im 19. und zu Beginn des 20. Jahrhunderts – weisen auf eine bekannte Gefährdung hin. Aus dem Jahre 1610 wird von einem extremen Ereignis berichtet, das zu Gebäudeschäden führte und bei dem „der Rhein etliche Kinder bis Chur abgetragen habe“.

Ereignisablauf

Das Ereignis erfolgte am 16. November um 12 und 16 Uhr in zwei Schüben, wovon der zweite der wesentlich grössere war. Bereits vor dem ersten Schub waren Bagger an der bekannten Schwachstelle bei der Richtungsänderung des Gerinnelaufes auf dem Kegel am Ausbaggern. Die Gefährdung war also aus früheren Ereignissen bekannt.

Die Spuren im Feld, Berichte von Augenzeugen und Filmaufnahmen dokumentieren ein sehr schnelles Abfliessen einer relativ schlammigen und sehr wasserreichen Masse. Die Fliessgeschwindigkeiten konnten lokal abgeschätzt werden und liegen im Bereich von gegen 10 m/s. Trotz destabilisiertem Gerinne und Einhängen wurden im Nachgang nurmehr kleine Abgänge verzeichnet.



Abb. 6: Übermurter Kegelbereich des Val Valdun (Foto T. Lardelli, Büro für Technische Geologie).

Prozesse, Geschiebe

Dominierend beim aktuellen Ereignis waren starke Erosionsprozesse im Gerinnebereich und die weitreichende Destabilisierung der Einhänge. Tiefenerosion von mehreren Metern sowie Uferrutschungen im Bereich von 20 m (teilweise bis 50 m) oberhalb der Gerinnesohle sind die Regel. Entsprechend resultieren Erosionsbeiträge im Bereich von 40 bis 50 m^3/m' (Abb. 7). Gesamthaft gesehen wurde etwa 1/3 der Gesamtfracht aus dem unmittelbaren Sohlenbereich und 2/3 aus den Böschungsbereichen mobilisiert. Starke Aktivität wurde auch im grossflächigen Rutschgebiet „Igniu“ im oberen Teil des Einzugsgebiets festgestellt. Eine mächtig ausgeweitete Runse hat Material aus diesem Gebiet ins Hauptgerinne geliefert.

Die Ereigniskubatur wird anhand von eigenen Schätzungen, die mit photogrammetrischen Auswertungen, Kubaturen von abgeführttem Material und sonstigen Angaben verglichen wurden, auf rund 60'000 m³ festgelegt.



Abb. 7: Im Val Valdun erreicht die Seitenerosion im Dorfbereich etwa 7 m. Zerstörte Zufahrtswege und geborstene Leitungen sind die Folge.

Schäden

Bereits durch den ersten Schub kam es zu Ablagerungen und Schäden. Der zweite Schub überraschte drei Bagger bei der Arbeit. Die Baggerführer wurden verschüttet und konnten in dramatischer Rettungsaktion verletzt gerettet werden. Durch die Wasser- und Geschiebemassen wurden mehrere Wohn- und Gewerbegebäude z.T. erheblich beschädigt, der Bahnhof wurde durch Schlamm und Wasser gefüllt, die gesamten Bahnanlagen und Straßen wurden überführt, die ARA und das Wasser- und Abwassernetz wurden massiv beschädigt und unterbrochen (Abb. 6 und Abb. 8).

Fazit

Das Ereignis vom November 2002 ist in seinem Ausmass als ausserordentlich anzusehen, wenngleich die grundsätzliche Gefährdung gegeben und auch bekannt war. Durch die Ereignisdokumentation konnten wichtige Eingangsgrössen für die zukünftige Massnahmenplanung gewonnen werden, was den Nutzen dieser Erhebungen unterstreicht. Das Ereignis wirft Fragen auf, die Gegenstand vertiefter Untersuchungen sein können. Hier ist beispielsweise auf die Waldwirkung und den Effekt forstlicher Eingriffe hinzuweisen. So wurden im Rahmen eines laufenden Waldbauprojektes rund 1000 m³ potentielles Schwemmmholz aus dem Gerinne und den Einhängen entfernt, was natürlich die bewegte Holzkubatur entscheidend verringerte.



Abb. 8: Ablagerungen im Kegelbereich des Val Valdun führen u.a. zu starken Schäden an 15 Gebäuden.

Fazit und einige Schlüsse hinsichtlich der Gefahrenbeurteilung

Die meisten der aufgetretenen Prozesse waren prinzipiell vorhersehbar. Im Val Campliun wie im Val Valdun sind Murgänge mit ähnlichen Prozessräumen bekannt. Auch von den räumlichen Gegebenheiten her (Schwachstellen) musste bei einem Ereignis mit einer entsprechenden Gefährdung gerechnet werden.

Die Ereignisse im Val Campliun und im Val Valdun werden jedoch aufgrund der Jährlichkeit des Niederschlags, der Ereigniskataster, der Intensitäten der Prozesse sowie des Auftretens von ausserordentlichen Prozessen als selten bis sehr selten beurteilt.

Aussergewöhnlich war an den meisten Orten das Ausmass der Prozesse. Tiefe- und Seitenerosion erreichten Mächtigkeiten, welche über den Werten liegen, die gemäss den geltenden Verfahren normalerweise für ein 100-jährliches Ereignis in der Gefahrenbeurteilung angenommen werden (Spreafico et al., 1996; Lehmann, 1993). Interessant wäre hier die weiterführende Frage, zu welchen Anteilen dafür spezielle geotechnische Verhältnisse oder die aufgetretenen Mehrfachereignisse verantwortlich waren.

Eine Beobachtung einzelner Gerinneabschnitte ergäbe Hinweise auf das Ausmass und die Folgen ihrer Destabilisierung und/oder die Dauer und Ausprägung einer möglicherweise eintretenden Stabilisierung.

Mehrere Rutschungen und Hangmuren werden im Rahmen einer üblichen Gefahrenbeurteilung als nicht prognostizierbar angesehen. Mit den neuen Er-

kenntnissen bezüglich der Niederschlagintensitäten und Niederschlagsdauer, muss jedoch bei zukünftigen Untersuchungen mit vergleichbaren Szenarien gerechnet werden. Die Hangmure aus dem Bereich „Caltgadira“ bei Trun, die Rutschungen bei Schlans sowie auch Hangmuren im Val Campliun haben sich teilweise an Orten gelöst, wo keine Anzeichen von vergleichbaren vergangenen Prozessen erkennbar waren. Hier können laufende hydrogeologische Untersuchungen Aufschlüsse über auslösende Faktoren liefern. Es bleibt auch zu prüfen, ob ein Einfluss der Entwässerung der Alperschliessungsstrassen auf die Auslösung der Prozesse besteht.

Auffallend beim aktuellen Ereignis ist bei den meisten Wildbächen der hohe Anteil an Feststofflieferung aus den Hangbereichen. So stammen z.B. im Val Campliun etwa 40% des Materials aus den Hängen; im Val Farbertg (Gemeinde Trun) gegen 50%. Auch in Schlans war der Hang- und Böschungsbereich dominierend. Bei den 1987er-Ereignissen wurden in den schweizweit 21 untersuchten Wildbächen ein mittlerer Materialanteil aus dem Hang von 16% ermittelt. Der Grossteil der Feststoffe wurde damals in den gerinnenahen Bereichen – der Gerinnesohle und den angrenzenden Böschungen – mobilisiert (Lehmann, 1993). Im November 2002 haben die langanhaltenden Niederschläge und die inaktive Vegetation zu einer deutlich stärkeren Bedeutung der Hangprozesse geführt.

Verdankungen

Grosser Dank gebührt den Gemeindevertretern und den Einsatzkräften vor Ort, die uns – trotzdem sie in diesen ersten Tagen nach den Ereignissen durch unzählige andere Aufgaben ausgelastet waren – in unserer Arbeit unterstützt haben. Dank geht auch an das Amt für Wald und das Tiefbauamt des Kantons Graubünden für die gute Zusammenarbeit.

Literaturverzeichnis

- ARGE tur/GEOTEST, 2003: Berichte zu den Ereignissen vom November 2002. Unveröffentlicht.
- Burren S., Taverna E., 2001: StorMe GR. Der informatikgestützte Ereigniskataster im Kanton Graubünden. In: Bündnerwald, Nr. 5/01
- Hegg, Ch., Fraefel, M., Frick, E., Schmid, F., Badoux, A., 2003: Unwetterschäden in der Schweiz im Jahre 2002. In: Wasser Energie Luft, Nr. 3/4-2003.
- Hydrogeologische Karte der Schweiz, 1985: Panixerpass, Blatt 38 und Erläuterungen Nr. 3. Herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission.
- Kramers, D.J., 1973: Zur Mineralogie, Entstehung und alpinen Metamorphose der Uranvorkommen bei Trun, Graubünden. In: Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, Lieferung 52, 1973.
- Lehmann, Ch., 1993: Zur Abschätzung der Feststofffracht in Wildbächen. Grundlagen und Anwendung. Geographica Bernensia, G42. Bern.

- Meteoschweiz, 2003: Witterungsbericht des Jahres 2002.
- Müller-Lemans, H., Wilhelm, Ch., 2003: Die Niederschlagsverhältnisse beim Unwetter von November 2002. In: Bündnerwald, Nr. 03/2003.
- Spreafico, M., Lehmann C., Naef, O., 1996: Empfehlung zur Abschätzung von Feststofffrachten in Wildbächen. Mitteilung Nr. 4, Arbeitsgruppe für operationelle Hydrologie.

Adressen der VerfasserInnen

Eva Frick und Dr. Hans Romang

tur gmbh
Promenade 129
7260 Davos Dorf
frick@tur.ch, romang@tur.ch

Dr. Bernhard Krummenacher

GEOTEST AG
Promenade 129
7260 Davos Dorf
davos@geotest.ch

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

*Turbulenzen in der
Geomorphologie*



Rekonstruktion der Muraktivität im Ritigraben (VS) und Vergleich mit Chronikdaten benachbarter Gewässer

Markus Stoffel, Igor Lièvre, Delphine Conus, Michael Grichting, Holger Gärtner, Michel Monbaron

ABSTRACT

During the last two decades, three major flooding events (1987, 1993, 2000) caused considerable damage in Valais (Switzerland). Simultaneously with the 1987 and 1993 flooding, important periglacial debris flows were recorded, whereas no debris flows occurred during the extensive October 2000 flooding. This study aims to put these events and the apparent increase in event frequency into a larger context, by reconstructing the debris-flow recurrence of the Ritigraben torrent (Grächen and St. Niklaus, VS) with dendrogeomorphic methods. The reconstructed event years are then compared to flooding in neighbouring catchment areas known from archives. As a result, the number of events on the intermediate debris-flow cone can be extended from 10 to 56 and the period of reconstruction enlarged back to the year 1605. The apparent increase of debris-flow events is not abnormal and debris flows even occurred more frequently in the 19th century. The distribution of damaged sites during the events in September 1993 can be frequently found in the past. Finally, the spatial distribution of injured trees in particular years leads to the conclusion that „large“ events comparable to that in 1993 always existed in the Ritigraben.

ZUSAMMENFASSUNG

Während der letzten Jahrzehnte traten im Wallis drei grössere Unwetter auf (1987, 1993, 2000). Während bei den Überschwemmungen von 1987 und 1993 zahlreiche Murgänge aus dem Periglazialbereich auftraten, blieben sie bei den Unwettern im Oktober 2000 aus. Die vorliegende Arbeit versucht, mit dendrogeomorphologischen Analysen die Murfrequenz auf dem Kegel des Ritigraben (Grächen und St. Niklaus, VS) zu rekonstruieren sowie die Ereignisse der jüngsten Vergangenheit und die offensichtliche Zunahme der Murfrequenz in einen breiteren Zusammenhang zu stellen. Dazu werden die rekonstruierten Ritigraben-Ereignisse mit Chronikdaten verschiedener Oberwalliser Gewässer und den Pegelmessungen des Lago Maggiore verglichen. Auf dem Kegel des Ritigraben konnte die bekannte Frequenz von zehn auf insgesamt 56 Ereignisse erweitert und die rekonstruierte Periode bis ins Jahr 1605 erweitert werden. Es zeigt sich, dass die offensichtliche „Häufung“ von Ereignissen seit 1987 nicht abnormal ist – Ereignisse traten im 19. Jahrhundert gar noch häufiger auf als in der jüngsten Vergangenheit. Ein Vergleich mit Chronikdaten benachbarter Gewässer

ser zeigt zudem, dass Ereignisse, die aufgrund der Verteilung der Schadenorte mit dem Unwetter vom 24. September 1993 vergleichbar sind, auch in den vergangenen Jahrhunderten regelmässig vorkamen. Schliesslich muss aufgrund der Verteilung der Baumschäden auf dem Kegel angenommen werden, dass das bislang grösste bekannte Ereignis im Ritigraben (1993) kein Einzelfall war.

Keywords: Murgang, Dendrogeomorphologie, Murfrequenz, Hochwasser, saisonale Verteilung, Archivdaten, Walliser Alpen

1. Einleitung

Obwohl Murgänge in den Schweizer Alpen eine der bedeutendsten Naturgefahren darstellen, wurden umfassende Untersuchungen in der Schweiz erst nach den verheerenden Unwettern im Sommer 1987 an die Hand genommen (Naef et al. 1989, Rickenmann & Zimmermann 1993, VAW 1992). Weitere Erkenntnisse zum Auslösungs- und Ablagerungsverhalten des Prozesses lieferten die Unwetter im September 1993 (Röthlisberger 1994) und im Oktober 2000 (BWG 2002). Mittlerweilen existieren in den Schweizer Alpen verschiedene Testgebiete, die mit Überwachungssystemen ausgestattet sind und weitere Erkenntnisse zum Prozess Murgang liefern sollen (Rickenmann et al. 2001).

Informationen zu älteren Ereignissen decken – wenn überhaupt – lediglich eine kurze Periode ab und liefern nur in Ausnahmefällen qualitativ hochstehende Daten zur vergangenen Muraktivität. Auf waldbestandenen Murkegeln kann die dürftige Datenlage zu Ereignisfrequenz und -magnitude durch die Kombination detaillierter geomorphologischer Kartierung mit umfangreichen Jahrringanalysen (Alestalo 1971, Strunk 1995) verbessert werden. In der Schweiz wurde die so genannte Dendrogeomorphologie bislang nur auf zwei Murkegeln angewandt, namentlich auf denjenigen der Multetta in Tschierv/GR (Baumann & Kaiser 1999) und des Wildibachs in Randa/VS (Gers 1998).

Die vorliegende Untersuchung hat zum Ziel, die Muraktivität auf dem Kegel des Ritigraben zu rekonstruieren. Für die Erweiterung der bekannten Murfrequenz werden detaillierte Kartierungen (Massstab 1:1'000) der Ablagerungen und Rinnen sowie die Datierung von Wachstumsanomalien in Bäumen durchgeführt. Des Weiteren werden die rekonstruierten Ritigraben-Ereignisse mit den Hochwasserdaten benachbarter Gewässer und den Pegelmessungen des Lago Maggiore abgeglichen. Ein weiteres Augenmerk wird auf die anscheinende „Häufung“ von Ereignissen nach 1987 gerichtet.

2. Untersuchungsgebiet

Die Untersuchung wird im Gerinne „Ritigraben“ (Gemeinden Grächen und St. Niklaus, VS) durchgeführt (Abb. 1). In seinem Anrissgebiet auf 2600 m ü. M. ist das Vorhandensein von Permafrost mit Geoelektrik- und BTS-Messungen nachgewiesen worden (Lugon & Monbaron 1998). Eislinsen, welche nach den Murgängen von 1994 an die Oberfläche traten (Gardaz et al. 1995), bestätigen diese Messungen.

Auf der Sackungsterrasse zwischen 1800 und 1500 m ü. M. schneidet die aktuelle Rinne einen grossen (intermediären) Murkegel. Im Mündungsbereich des Ritigraben in die Mattervispa sind dagegen so gut wie keine Ablagerungen vergangener Murgänge zu erkennen, da das Material von der Mattervispa wegge-

schafft wird. Nebst beachtlichen Teilen des Siedlungsgebiets von Niedergrächen und Rittinen bedroht der Ritigraben verschiedene Strassenverbindungen, darunter jene nach Zermatt (Bloetzer & Stoffel 1998).

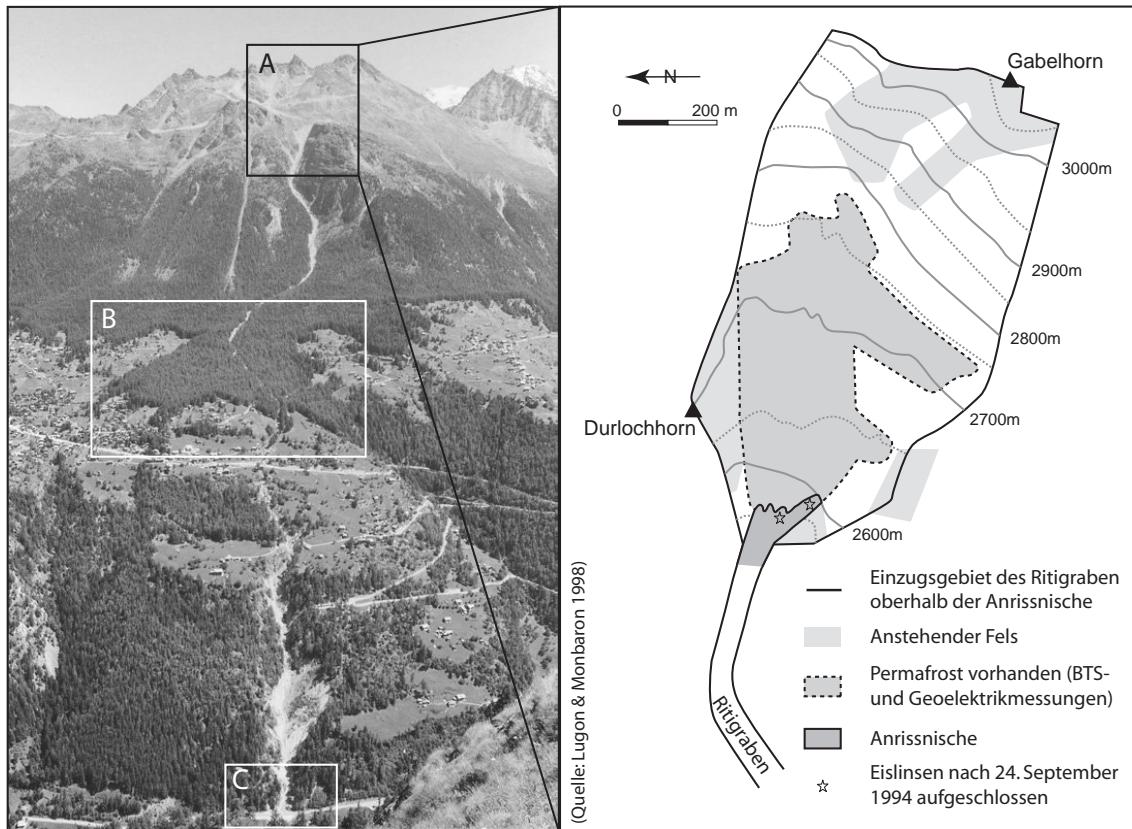


Abbildung 1: Einzugsgebiet des Ritigraben (VS) mit der Anrisszone (A), dem Murkegel (B) und der Mündung in die Mattervispa (C). In der Anrisszone ist Permafrost mit Geoelektrik und BTS-Messungen nachgewiesen worden.

Gemäss Brigger et al. (1993) und Fux-Anthamatten (2001) sind für die Periode 1922-1994 neun Murgänge in Archiven notiert (Abb. 2). Zudem trat am 28. August 2002 das bislang jüngste Ereignis auf. Da seit 1987 im Ritigraben offensichtlich vermehrt Murgänge auftreten (1987, 1991, 1993, 1994, 2002), wurde bisweilen ein Zusammenhang zwischen den gehäuft auftretenden Naturkatastrophen und dem sich wandelnden Klima postuliert. Auch Rebetez et al. (1997) stützen diese Vermutung, indem sie das Auftreten von Muren im Ritigraben mit kritischen Niederschlags-Grenzwerten vergleichen. Die Studie kommt zum Schluss, dass die Wetterlagen, bei welchen der kritische Schwellenwert zur Auslösung von Murgängen überschritten wird, deutlich zugenommen haben. Angaben zur Grösse einzelner Ereignisse liegen nur für die letzten zehn Jahre vor: Während dem die Murgänge von 1994 und 2002 ca. 5000m^3 (Dikau et al. 1996) bzw. 3000 m^3 mobilisierten, wurden während der 11 Murschübe am 24. September 1993 rund $60'000\text{ m}^3$ Material transportiert. Als Folge der Ereignisse von 1993 wurde die aktuelle Rinne stark eingetieft (Zimmermann et al. 1997). Ein Vergleich mit den Archivdaten zeigt wiederum, dass die Murschübe von 1993 das „grösste bekannte Ereignis“ im Ritigraben darstellen.

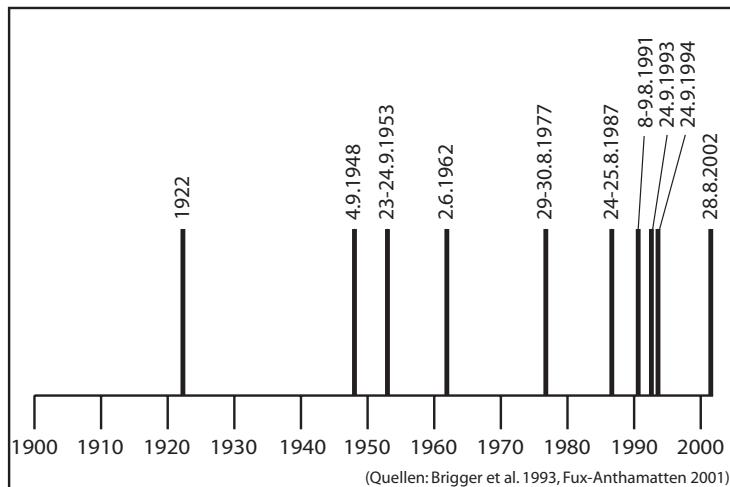


Abbildung 2: Die aus Archivdaten gewonnene Murfrequenz umfasst neun Ereignisse zwischen 1922 und 1994. Das bislang letzte Ereignis trug sich am 28. August 2002 zu.

3. Methoden

3.1 Geomorphologische Kartierung

Für die Aufnahme der geomorphologischen Formen auf dem Kegel werden Massband, Neigungsmesser und Kompass verwendet (Gärtner & Stoffel 2002). Kartiert werden insbesondere Loben, Levées, ehemals aktive Rinnen und Felsblöcke. Daneben findet auch die anthropogene Aktivität im Bereich des Kegels – wie etwa der Bau von Wasserleitungen und Wanderwegen – Eingang in die Karte. Die geomorphologische Karte wird für den gesamten Kegel im Massstab 1:1'000 realisiert, weshalb die Standardlegende des Symbolbaukastens von Kienholz & Krummenacher (1995) dem gewählten Massstab sowie den räumlichen und thematischen Besonderheiten angepasst werden muss.

3.2 Dendrogeomorphologische Untersuchungen

Nach Abschluss der geomorphologischen Geländeansprache werden auf dem Murkegel Bäume ausgewählt, die offensichtlich durch Murgänge gestört oder in ehemals aktiven Rinnen aufgewachsen sind. Bäume, deren Wachstum möglicherweise durch andere geomorphologische Prozesse (wie etwa Steinschlag, Schneedruck) oder anthropogene Aktivitäten beeinflusst ist, werden nicht berücksichtigt. Die Untersuchungen umfassen Proben aller auf dem Kegel vorkommenden Baumarten. Es sind dies die Lärche (*Larix decidua* Mill.), die Fichte (*Picea abies* (L.) Karst.) sowie die Arve (*Pinus cembra* ssp. *sibirica*).

Von jedem gestörten Baum wurden alsdann mit Zuwachsbohrern zwei Bohrkerne gezogen. In einem weiteren Schritt werden ausserhalb des Einflussbereichs des Murkegels ungestörte Bäume beprobt. Die daraus gewonnene Referenzchronologie widerspiegelt die klimatisch bedingten Wachstumsveränderungen im Untersuchungsgebiet (Cook & Kairiukstis 1990). Danach werden die Jahrringbreiten aller Proben nach der in Bräker (2002) beschriebenen Methode gemessen und bearbeitet. Die Jahrringkurven jedes einzelnen gestörten Baumes werden mit der ungestörten Referenzchronologie synchronisiert (crossdating) und auf anormale Erscheinungen im Jahrringbild untersucht. Ein besonderes

Augenmerk wird auf (i) das exzentrische Wachstum infolge Schrägstellung (z. B. Fantucci & Sorriso-Valvo 1999), (ii) abrupte Wachstumsveränderungen (Schweingruber 1996) nach der teilweisen Verschüttung des Baumes durch Murmaterial (Zuwachsreduktion) oder die Freistellung nach Elimination der Nachbarbäume (Zuwachszuschuss) sowie (iii) die Ausbildung traumatischer Harzkanäle infolge Verletzung des Kambiums (Schweingruber 2001) gelegt.

3.3 Übereinstimmende Ereignisjahre und Grosswetterlagen

Die rekonstruierten Ritigraben-Ereignisjahre werden (i) den Chronikdaten anderer Gewässer im Oberwallis und (ii) den Aufzeichnungen der Pegelstände im Lago Maggiore gegenübergestellt (Tab. 2).

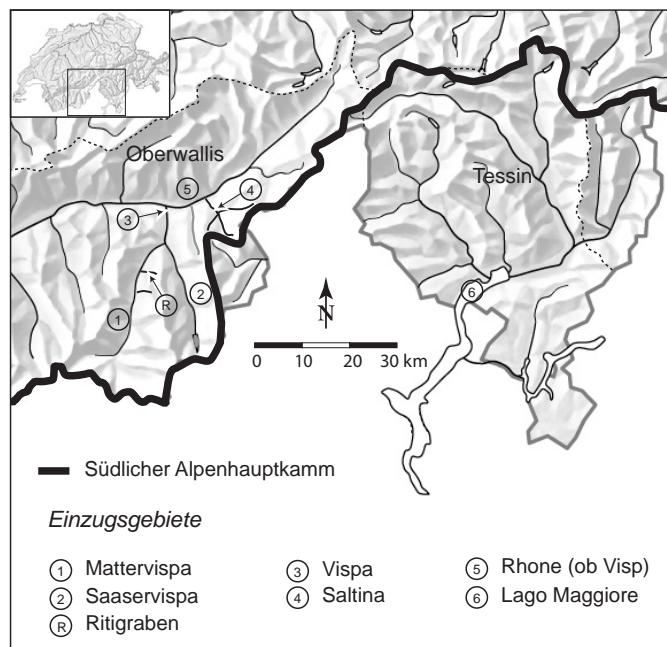


Abbildung 3: Standort des Ritigraben (R) und der ausgewählten Gewässer beidseits des südlichen Alpenhauptkammes (1-6).

Tabelle 2:

Datenbank mit Hochwasserereignissen, die sich zw. Juni und Oktober zutragen. [Quellen: Be= Berchtold (2002), Im= Imboden (1996); Js= Jossen (2000); Lü= Lütschig-Lötscher (1926); Ru= Ruppen et al. (1979); Sp= Spinedi et al. (1995)]

Gewässer	Datenquelle	Prozess	Periode	Ereignisse
R Ritigraben		Murgang	1605 – 2002	56
1 Mattervispa	(Lü)	Hochwasser	1822 – 2002	11
2 Saaservispa	(Ru)	Hochwasser	1589 – 2002	17
3 Vispa (bei Visp)	(Lü, Be)	Hochwasser	1589 – 2002	26
4 Saltina	(Im, Lü)	Hochwasser	1331 – 2002	34
5 Rhone (ob Visp)	(Lü, Js)	Hochwasser	1331 – 2002	31
6 Lago Maggiore	(Sp)	hohe Pegelstände	1640 – 2002	25
Total				200

Die Auswahl der Gewässer umfasst die bekannten Schadensgebiete der jüngsten grossen Ereignisse (1987, 1993, 2000) (Abb.3). Archiveinträge werden berücksichtigt, falls (i) der Zeitpunkt des Ereignisses innerhalb des Kalenderjahres bekannt ist und (ii) dieses sich zwischen Juni und Oktober zugetragen hat. Es ist dies die Zeit, in welcher im Ritigraben Murgänge zu erwarten sind. Soweit möglich werden die Hochwasser nach Gletschersee-Ausbrüchen eliminiert (Lütschg-Lötscher 1926, Ruppen et al. 1979). Die Quellenangaben zur räumlichen Verteilung der Schadenorte werden mit den Datenbanken von Pfister (1999) und Röthlisberger (1991) ergänzt. Schliesslich wird die langfristige Verteilung der Ereignisse während der Sommermonate mit den bekannten Ereignisdaten des 20. Jahrhunderts (1922-2002) in Beziehung gesetzt.

4. Resultate

4.1 Kartierung

Die detaillierte Kartierung des intermediären Murkegels deckt eine Fläche von rund 32 Hektaren. Sie erlaubt eine Unterscheidung von mehr als 200 verschiedenen Ablagerungen, die mit der Muraktivität im Ritigraben zusammenhängen (Loben, Levées). Überdies konnten 12 alte Rinnen identifiziert werden (Abb. 4).

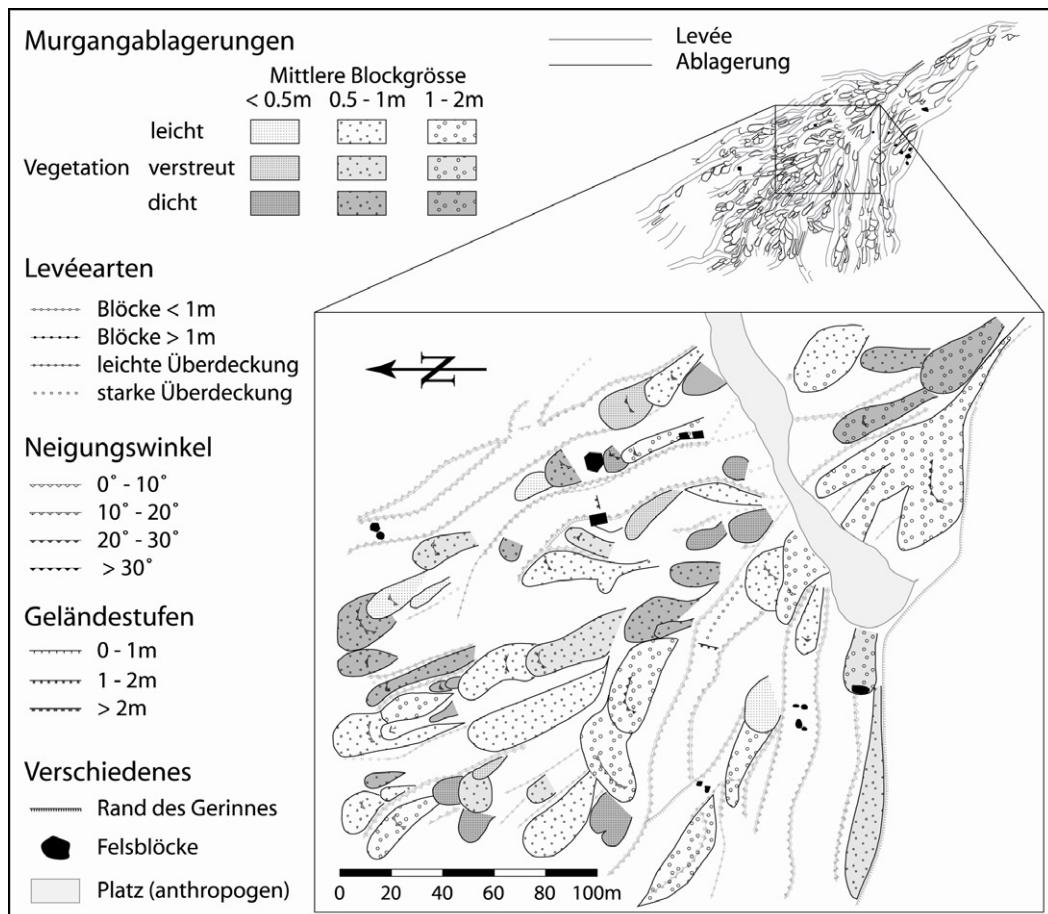


Abbildung 4: Ausschnitt der geomorphologischen Karte des intermediären Murkegels mit Loben, Levées und Abflussrinnen (Originalmassstab: 1:1000).

Fluvial transportiertes Material kann auf dem Murkegel nicht ausgemacht werden. Diese Feststellung stimmt mit rezenten Beobachtungen zum Abflussverhalten des Ritigrabens überein, der nur nach Niederschlag sowie bei starker Schneeschmelze und während Tauprozessen in der aktiven Schicht (active layer) des Blockgletschers Wasser führt. Des Weiteren erweist sich die anthropogene Aktivität im unmittelbaren Einflussbereich des Kegels als sehr gering, weshalb sich die Wachstumsanomalien der Bäume ausgezeichnet mit den beeinflussenden Ablagerungen korrelieren lassen.

4.2 Dendrogeomorphologische Untersuchungen und Ereignisfrequenz

Für die Datierung der Ablagerungen auf dem intermediären Murkegel werden mehr als 1200 offensichtlich gestörte Nadelbäume (2450 Bohrkerne) untersucht. Am häufigsten beprobt wird die lokal dominante Lärche. Das Alter der auf dem Kegel aufwachsenden Bäume variiert zwischen 40 (1962) und 510 Jahren (1492). Im Durchschnitt weisen die Bäume ein Alter von 250 Jahren auf.

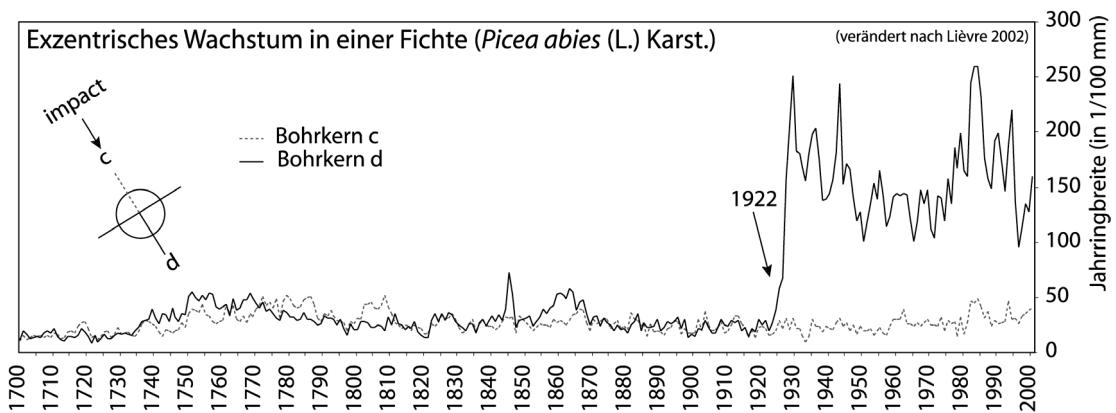


Abbildung 5: Exzentrisches Wachstum einer Fichte, die 1922 durch eine Mure schräggestellt wurde. Der Baum reagierte mit starkem Zuwachs auf der talwärigen Seite (Bohrkern d) und bildete Druckholzzellen aus.

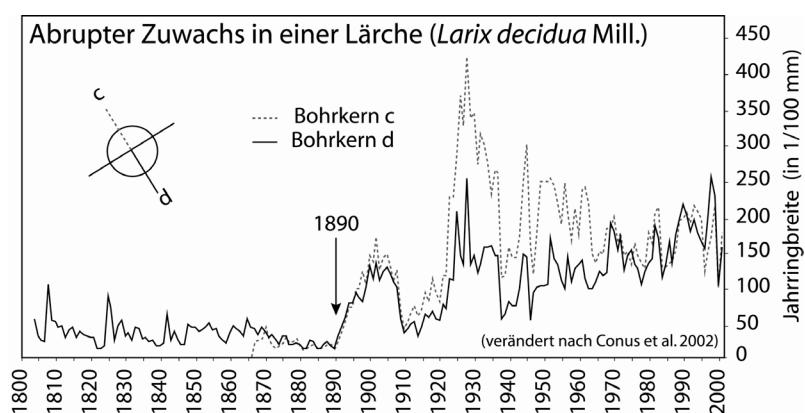


Abbildung 6: Der abrupte Zuwachs dieser Lärche nach 1890 ist auf die Elimination benachbarter Bäume und eine Verbesserung der eigenen Wachstumsbedingungen zurückzuführen.

Die ausgewählten Bäume zeigen nur in Ausnahmefällen offene oder teilweise überwallte Verletzungen (scars). Weitaus häufiger kommt dagegen die Ausbildung von Druckholz auf der talwärtigen, dem Aufprall gegenüberliegenden Seite vor. Die exemplarisch gewählte Fichte in Abbildung 5 zeigt stark exzentrisches Wachstum und die Ausbildung von Druckholzzellen als Folge einer murbedingten Störung im Jahre 1922.

Der abrupte Zuwachs in Baumproben (d.h. unvermittelte und andauernde Ausformung anormal breiter Jahrringe) stellt das Resultat besserer Wachstumsbedingungen (Licht, Feuchte, Nährstoffe) dar. Solche treten in der Regel nach der Elimination benachbarter Bäume durch Murgänge auf und wurden berücksichtigt, wenn im gleichen Jahr andere Bäume Druckholz oder traumatische Harzkanalreihen als Hinweise auf Murgänge zeigten, wie etwa die Lärche in Abbildung 6.

Insgesamt konnten durch die Analysen auf dem Murkegel 53 Ereignisse rekonstruiert werden. Von den bekannten Murgängen nach 1922 wurden sieben von zehn Ereignissen nachgewiesen und um drei bislang unbekannte Ereignisse in den 1930er Jahren ergänzt (1932, 1937, 1942). Im Gegensatz dazu konnten die Murgänge der Jahre 1991, 1994 und 2002 mit Jahrringanalysen nicht nachgewiesen werden, da die Murgänge in der aktuellen Rinne des Ritigraben abflossen und auf dem Kegel keine Spuren hinterliessen. Im Gegensatz zu den Archivdaten, die lediglich bis 1922 zurückreichen, erlaubten die Jahrringanalysen eine Erweiterung der Murfrequenz bis ins Jahr 1605 (Abb. 7).

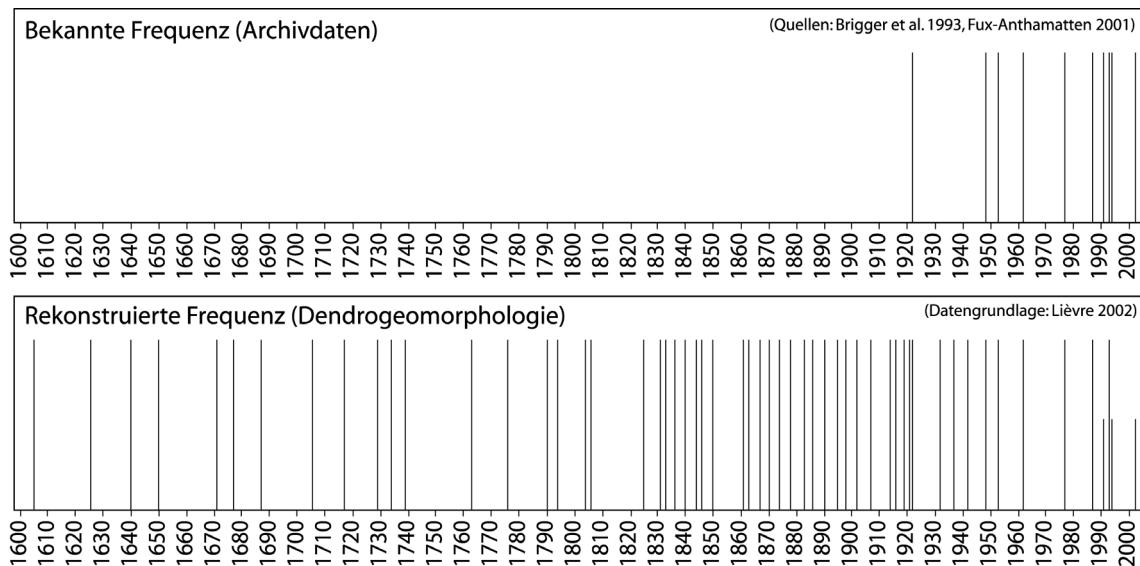


Abbildung 7: Gegenüberstellung der aus Archiven abgeleiteten (oben) und der rekonstruierten Frequenz. Die Murgänge von 1991, 1994 und 2002 (kurze Striche) haben auf dem Kegel keine Bäume beeinflusst.

4.4 Übereinstimmende Ereignisjahre

Ereignisjahre im Ritigraben und Aufzeichnungen zu Überschwemmungen in benachbarten Gewässern zeigen signifikante Ähnlichkeiten (Tab. 3). Dabei stimmen die rekonstruierten Ereignisjahre im Ritigraben in 68% der Fälle mit

Überschwemmungen in mindestens einem der anderen Einzugsgebiete über ein. Dies trifft insbesondere für das späte 19. und das gesamte 20. Jahrhundert zu, wo mit der Ausnahme von 1919 alle Ereignisjahre in den anderen Einzugsgebieten repliziert sind (Stoffel et al. 2003).

Tabelle 3

Vergleich der Ritigraben-Ereignisjahre mit ausgewählten Hochwasserdaten [CP_{G1G2} : Ereignis in G_2 falls Ereignis in G_1 ?, CP_{G2G1} : Ereignis in G_1 falls Ereignis in G_2 ?]

Gewässer 1 (G_1)	Gewässer 2 (G_2)	CP_{G1G2}	CP_{G2G1}
Ritigraben	Mattervispa	0.25	0.55
Ritigraben	Saaservispa	0.36	0.47
Ritigraben	Vispa	0.50	0.43
Ritigraben	Saltina	0.54	0.44
Ritigraben	Rhone (oberhalb Visp)	0.61	0.40
Ritigraben	Lago Maggiore	0.35	0.38

Des Weiteren zeigt sich, dass Murgänge im Ritigraben am häufigsten auftreten, wenn die Rhone gleichzeitig Hochwasser verursacht ($CP_{G2G1} = 0.61$). In ähnlicher Weise treten Muren im Ritigraben dann regelmässig auf, wenn zeitgleich Hochwasser in der Saltina (0.54) oder der Vispa (0.50) verzeichnet werden. Bei umgekehrter Betrachtung (CP_{G1G2}) kann festgestellt werden, dass während des Auftretens von Murgängen im Ritigraben am häufigsten die Saltina (0.44) und die Vispa (0.43) Hochwasser führen.

4.4 Jahreszeitliche Verteilung der Muraktivität im Ritigraben

Aufgrund der Position des Anrissgebiets (2600 bis 3200 m ü. M.) treten Murgänge im Ritigraben ausschliesslich zwischen Juni und September auf. Auf die letzten vierhundert Jahre bezogen können Ereignisse vor allem im August (43%) und September (25%) erkannt werden. Diese Verteilung trifft insbesondere auf die letzten Dekaden (1948-2002) zu, wo sich mit einer Ausnahme alle Ereignisse im August und September zugetragen haben. Der „Ausreisser“ – ein Murgang im Juni 1962 – war durch rasche Schneeschmelze ausgelöst worden (Zimmermann et al. 1997). Im Gegensatz dazu haben sich zwischen dem frühen 19. Jahrhundert und 1947 alle Ereignisse im Juni, Juli (je 26%) oder August (48%) zugetragen. Kein einziges Ereignis fällt auf den Monat September. Diese Verschiebung der Muraktivität von Juni, Juli und August nach August und September kann in ähnlicher Art und Weise im 17. und 18. Jahrhundert ausgemacht werden, wo alle korrelierbaren Ereignisse im September auftreten (Stoffel et al. 2003).

4.5 Grosswetterlage und Murgänge im Ritigraben

Muster A: Lokale und regionale Ereignisse

Die vorhandene Datengrundlage zeigt auf, dass Murgänge im Ritigraben, die in den Monaten Juni und Juli auftraten, durch regionale Niederschlagsereignisse

(Sommergewitter) ausgelöst wurden. Bei dieser Art von Ereignis treten gleichzeitig Hochwasser in der Saltina, der Saaser- und/oder Mattrovispa auf, im Lago Maggiore (Tessin) sind hingegen keine aussergewöhnlichen Pegelstände zu erkennen. Einzelne Ereignisse mit dieser Verteilung der Schadenorte können auch für den Monat August ausgemacht werden: So verursachte etwa ein Sommergewitter im Jahre 1850 (Abb. 8) nebst Muraktivität im Ritigraben grössere Schäden in den Einzugsgebieten der Saltina und der Vispa (Röthlisberger 1991). Vergleichbare Schadenmuster treten auch im Juni 1863 und im September 1948 (Berchtold 2002) auf. Im Gegensatz dazu scheinen sich bei den Ereignissen im August 1831, 1921, 1922 sowie im Juli 1932 die Schadenorte auf den Ritigraben und die Saltina zu begrenzen.

Bei anderen Ereignissen im Ritigraben scheinen die Niederschläge nur auf das Innere Nikolaital (d.h. zwischen St. Niklaus bis Zermatt) begrenzt zu sein (lokale Ereignisse). Ein solches Schadenmuster zeigt sich 1878, 1907 und im Juni 1942, wo Murgänge sowohl im Ritigraben wie auch im Wildibach bei Randa (Gers 1998, Zurbriggen 1952) auftraten. Im Gegensatz dazu muss aufgrund der unterschiedlichen Disposition und der Gletscherseeausbrüche im Weingartensee (Huggel et al. submitted) in Frage gestellt werden, ob zwischen dem Täschbach-Murgang vom Juli 1870 (Zurbriggen 1952) und den Murgängen von 1870 im Ritigraben ein Zusammenhang besteht.

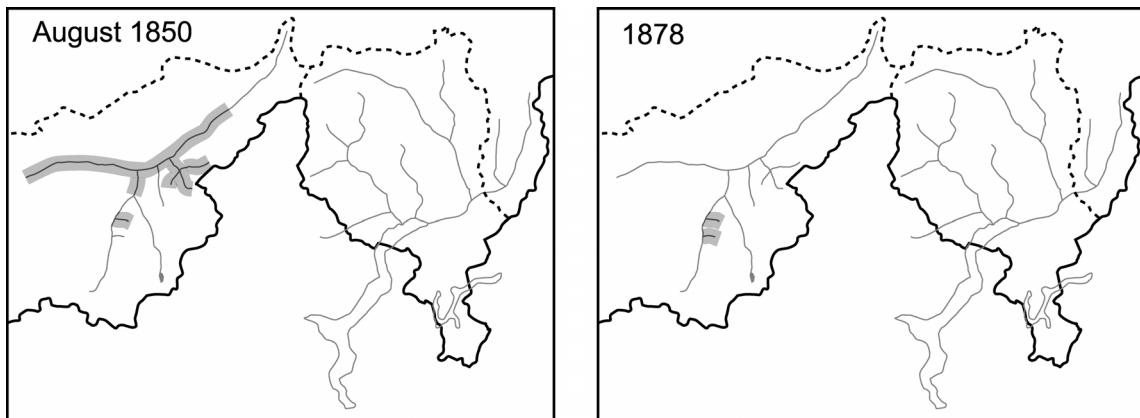


Abbildung 8: Räumliches Muster der Hochwasser- und Murgangaktivität während eines räumlich begrenzten Ereignisses (Oberwallis) im August 1850. Bei den Ereignissen von 1878 beschränkten sich die Schäden auf die murfähigen Rinnen Wildibach (Gers 1998) und Ritigraben.

Muster B: Grossräumige Ereignisse mit Murgängen im Ritigraben

Bei den „grossräumlichen Ereignissen“ führen die Rhone, der Ticino, die Saltina wie auch die Vispa gleichzeitig Hochwasser. Im Lago Maggiore werden hohe Pegelstände gemessen und im Ritigraben treten Murgänge auf. Das bislang jüngste grosse Ereignis mit einem derartigen Schadenmuster trat am 24. September 1993 auf (Abb. 9), brachte im Ritigraben die grösste bekannte Murserie hervor und verursachte beidseits des südlichen Alpenhauptkammes grosse Schäden (Röthlisberger 1994). Von der Verteilung der Schadenorte kann auch der 24. September 1994 zu dieser Kategorie gezählt werden. Das Ausmass der Schäden lag jedoch deutlich unter jenen des Vorjahres.

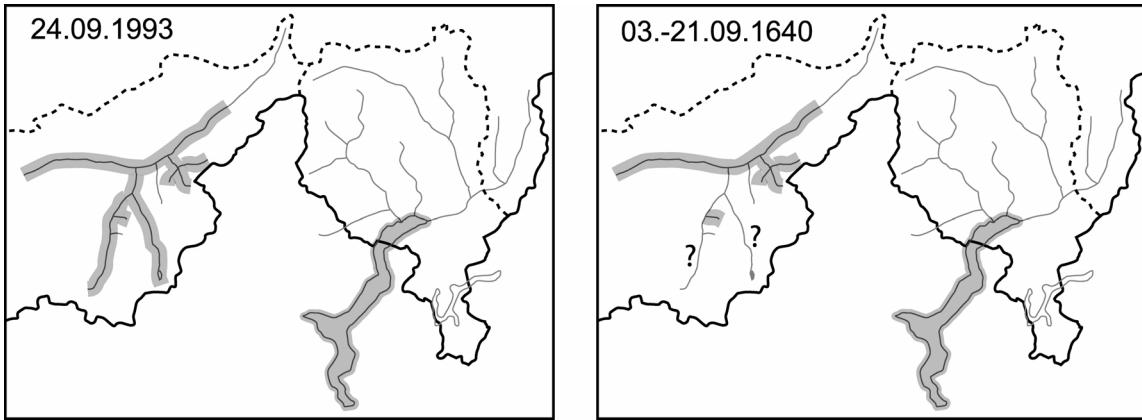


Abbildung 9: Verteilung der Schadensorte während der Unwetter am 24. September 1993. Das Schadenmuster von 1993 scheint den Ereignissen im September 1640 zu entsprechen. Allerdings liegen für die Matter- und die Saaser-vispa keine Daten vor (beide mit "?" gekennzeichnet).

Im 17. Jahrhundert zeigen etwa die Unwetter vom September 1640 (Abb. 9) ein ähnliches Bild. Dieselben Schadenmuster lassen sich überdies im Herbst 1705, im September 1740, im August 1834, im August 1846, im August 1860, im August 1868 und in beschränktem Masse im August 1987 (Fibicher 1993, Petrascheck 1989, Pfister 1999) erkennen.

Muster C: Grossräumige Ereignisse ohne Murgänge im Ritigraben

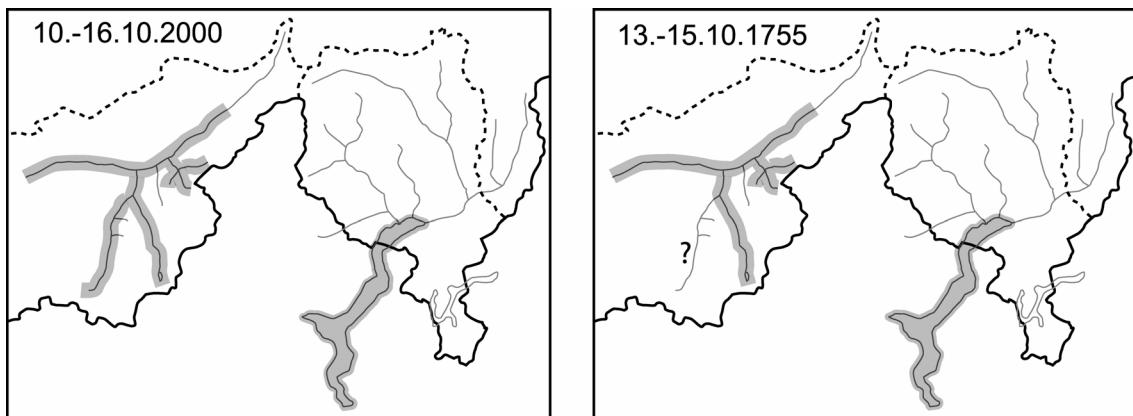


Abbildung 10: Schadenmuster während der Ereignisse im Oktober 2000. Im Gegensatz zu den Ereignissen von 1993 und 1987 fehlen Murgänge im Ritigraben. Die räumliche Muster scheinen jenen vom Oktober 1755 zu entsprechen. Wiederum fehlen Archivdaten für die Matternvispa (mit "?" gekennzeichnet).

Im Gegensatz zu Muster B bleiben bei diesen Unwettern Murgänge aus hochgelegenen Anrissnischen aus (Abb. 10). Das jüngste Beispiel mit einer solchen Verteilung der Schadensorte trat im Oktober 2000 auf, als in der Rhone und ihren Zuflüssen extreme Abflusswerte registriert wurden. Währenddem auch der Lago Maggiore hohe Pegelstände verzeichnete (BWG 2002), blieben im Ri-

tigraben wie auch in anderen murfähigen Rinnen mit Anrissnischen im Periglazialbereich Ereignisse aus.

Dasselbe Phänomen lässt sich im Oktober 1755, 1778 und im Oktober 1868 ausmachen, wo Überschwemmungen gleichzeitig im Ticino, Lago Maggiore und der Rhone verzeichnet wurden (Petracheck 1989, Pfister 1999). Die Überschwemmungen im Mai 1872 (Rhone, Ticino, Lago Maggiore, Alpenrhein) sind ein weiteres schönes Beispiel für eine weit verbreitete Hochwasseraktivität ohne Loslösung von Murgängen aus hochgelegenen Anrissgebieten.

5. Diskussion

In der vorliegenden Untersuchung ermöglichte die Kombination von detaillierter geomorphologischer Kartierung mit dendrogeomorphologischen Analysen eine beachtliche Erweiterung der bekannten Murfrequenz (1922 – 2002) bis zurück ins Jahr 1605. Die rekonstruierte Frequenz wird dabei im Wesentlichen durch das Alter der aufwachsenden Bäume begrenzt. Eine weitere Einschränkung liegt darin begründet, dass kleine oder in eingetieften Rinnen verlaufende Murschübe nicht in jedem Fall Bäume verletzen oder Spuren auf dem Kegel hinterlassen (müssen). So haben etwa die Ereignisse von 1991, 1994 und 2002 – allesamt in Archiven dokumentiert oder direkt im Feld beobachtet – offensichtlich keine Spuren auf dem Murkegel hinterlassen und konnten daher nicht mit dendrogeomorphologischen Methoden nachgewiesen werden. Auch wenn die mit Jahrringen rekonstruierte Ereigniszahl eine realistische Annäherung an die Realität und die vergangene Murfrequenz im Ritigraben darstellen dürfte, kann sie keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben und muss daher als minimale Frequenz betrachtet werden.

In ähnlicher Art und Weise sind auch die berücksichtigten Archivdaten der benachbarten Gewässer unvollständig. Als besonders lückenhaft müssen das 17. und 18. Jahrhundert gewertet werden, wo eine anormal grosse Anzahl rekonstruierter Murereignisse im Ritigraben in keinem der anderen Einzugsgebiete repliziert ist. Es muss angenommen werden, dass nebst der unvollständigen Erfassung grösserer Hochwasser auch viele kleinere Ereignisse gänzlich unbeachtet blieben. Anderseits ist aber auch denkbar, dass während dieser Periode Murereignisse im Ritigraben vermehrt durch lokale „triggers“ ausgelöst wurden, wie dies in der jüngeren Vergangenheit am Beispiel rasch abschmelzenden Schnees im Juni 1962 vermutet wird (Zimmermann et al. 1997). Ebenso bleibt offen, wie viele Murereignisse durch lokale Sommergewitter verursacht wurden und in anderen Einzugsgebieten ohne Folgen blieben. Ein letztes Ereignis dieser Art datiert vom 28. August 2002.

Trotz dieser Einschränkungen stimmen die rekonstruierten Ereignisse im Ritigraben – im Vergleich etwa zur Arbeit im benachbarten Wildibach bei Randa (Gers 1998) – sehr gut mit den Hochwasserdaten der Einzugsgebiete im Oberwallis und den Pegelaufzeichnungen am Lago Maggiore überein. Gut übereinstimmende Resultate liefern Ereignisse mit jener Wetterlage, die im September 1993 grosse Schäden beidseits des Alpenkamms verursacht hat. Dabei staute sich während mehrerer Tage ein ausgeprägtes, über dem Golf von Genua liegendes Tiefdruckgebiet an den Schweizer Alpen und führte in den südlichen Seitentälern des Oberwallis zu intensivem Niederschlag bei hoher Nullgradgrenze (Grebner 1994). Aus den rekonstruierten Murgang- und Hochwasserdä-

ten geht hervor, dass diese grossräumlichen Ereignisse mit jeweils denselben Schadenorten während der letzten vier Jahrhunderte regelmässig auftraten. Während für das 20. Jahrhundert dieses Muster nur im August 1987, September 1993 und bis zu einem gewissen Grad im September 1994 nachgewiesen werden konnte, weist die Rekonstruktion und der Datenabgleich – trotz begrenzter Datenlage – auf ein merklich häufigeres Vorkommen derartiger Wetterlagen im 18. und 19. Jahrhunderts hin.

Während der Unwetter im Oktober 2000 herrschte in etwa die gleiche Grosswetterlage. Im Gegensatz zu den 1993er-Ereignissen traten im Ritigraben jedoch keine Murgänge auf. Das Ausbleiben von Murgängen aus dem Periglazialbereich zwischen dem 10. und 16. Oktober 2000 liegt in der Nullgradgrenze beidseits des südlichen Alpenhauptkammes begründet, welche zu Beginn der intensiven Niederschläge auf 3200 m ü. M. lag und alsdann rasch absank. Zur selben Zeit lag die lokale Schneefallgrenze auf 2800 m ü. M. (Grebner & Hegg 2002). Aus diesem Grund war der Oberflächenabfluss im obersten Segment des Ritigraben-Einzugsgebiets sowohl zeitlich wie auch räumlich stark begrenzt und vermochte im Anrissgebiet auf 2600 m ü. M. keine Murgänge auszulösen (Abb. 1). Für dieses grossräumliche Schadenmuster lassen sich für das 20. Jahrhunderts keine Pendants finden. Im Gegensatz dazu deuten die Daten des 18. und 19. Jahrhunderts auf ein regelmässigeres Auftreten derartiger Ereignisse hin.

Schliesslich zeigt die rekonstruierte Murgangfrequenz, dass eine „Häufung“ von Ereignissen, wie sie nach 1987 festgestellt wurde, keine neue Erscheinung darstellt. Vielmehr können in der Vergangenheit weitaus aktivere Phasen ausgemacht werden. Ein direkter Zusammenhang zwischen dem Klimawandel und der Anzahl von Murgangereignissen, wie dies etwa Haeberli & Beniston (1998) vermuten, kann im Ritigraben nicht bestätigt werden. Ebenso muss aufgrund der räumlichen Verteilung der Ablagerungen einzelner Ereignisse auf dem Mureggen davon ausgegangen werden, dass die Grösse vergangener Ereignisse – wie beispielsweise 1763, 1825, 1846, 1863, 1870, 1898 und 1922 – durchaus mit der Magnitude von 1993 ($60'000 \text{ m}^3$) vergleichbar ist und der Ritigraben auch in den vergangenen Jahrhunderten „grosse“ Ereignisse gekannt hat.

6. Schlussfolgerungen

Rekonstruierte Murgangdaten im Ritigraben stimmen sehr gut mit Archivinformationen benachbarter Gewässer überein. Insbesondere die grossräumlichen Ereignisse im August und September sind nahezu perfekt in den rekonstruierten Ritigraben-Ereignissen repliziert. Das Ausbleiben von Murgangereignissen während intensiver Niederschlagsperioden im Spätherbst – wie im Oktober 2000 gesehen – erscheint im langfristigen Vergleich nicht aussergewöhnlich und auf die hohe Lage des Anrissgebietes und das Vorhandensein von Permafrost zurückzuführen zu sein. Überdies muss die Gewichtung der Ereignisse im späten 20. Jahrhundert grundlegend revidiert werden. Ereignisse, die mit jenem von 1993 vergleichbar sind, stellen für den Ritigraben keine neue Erscheinung dar und traten auch in der Vergangenheit auf. Eine Häufung von Ereignissen innert weniger Jahr(zehnt)e kann auch in der Mitte des 19. Jahrhunderts beobachtet werden, als sechs (grössere) Ereignisse zwischen 1834 und 1868 verzeichnet werden. Da die subtile Verschiebung der Murgangaktivität von Juni, Juli und

August (1800-1947) nach August und September (1948-2002) im vorliegenden Fallbeispiel die einzige eindeutig erkennbare Reaktion auf das sich ändernde Klima auf hochgelegenen Standorten (Beniston 2003, Diaz et al. 1997) darzustellen scheint, müssten sich künftige Analysen vermehrt auch mit diesem Aspekt der Ereignisse auseinandersetzen.

Danksagung

Die Autoren bedanken sich herzlich beim Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG- Projekt 804.3189.002.01.01), der Dienststelle für Wald und Landschaft, der Dienststelle für Strassen- und Flussbau (beide Kanton Wallis) und den Rittigraben-Gemeinden St. Niklaus und Grächen für die finanzielle Unterstützung der vorliegenden Untersuchung. Schliesslich sei auch Prof. Dr. Hans Kienholz für das kritische Review gedankt.

Literatur

- Alestalo, J. 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Societas Geographica Fenniae, Fennia* 105.
- Baumann, F. & Kaiser, K.F. 1999. The Multetta Debris Fan, Eastern Swiss Alps: A 500-year Debris Flow Chronology. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 31/2: 128-134.
- Beniston, M. 2003. Climatic change in mountain regions: a review of possible impacts. *Climatic Change* 59 (1-2): 5-31.
- Berchtold, S. 2002. Zur Geschichte der Vispa-Hochwasser. *Walliser Jahrbuch* 71: 59-65.
- Bloetzer, W. & Stoffel, M. 1998. Klimawandel als Herausforderung für die Raumplanung der Vispertäler. In: Bloetzer, W., Egli, T., Petrascheck, A., Sauter, J. & Stoffel, M. *Klimaänderungen und Naturgefahren in der Raumplanung – Methodische Ansätze und Fallbeispiele*. Zürich: vdf Hochschulverlag AG: 127-200.
- Bräker, O.U. 2002. Measuring and data processing in tree-ring research – a methodological introduction. *Dendrochronologia* 20/1-2: 203-216.
- Brigger, K., Brigger, B., Chastonay, V., Lagger, R., Manz, R., Walter, R. & Walter, S. 1993. *Naturlehrpfad Grächen*. Denges: Stiftung „Greechu ischi Heimat“.
- BWG, 2002. Hochwasser 2000 – Les crues 2000. Ereignisanalyse / Fallbeispiele. *Berichte des Bundesamtes für Wasser und Geologie, Serie Wasser* No 2. Bern.
- Cook, E. R. & Kairiukstis, L. A. (eds.) 1990. *Methods of dendrochronology – Applications in the environmental sciences*. London: Kluwer.
- Diaz, H. F., Beniston, M., & Bradley, R. S. 1997. *Climatic Change at High Elevation Sites*. Dordrecht, Boston: Kluwer Academic Publishers.
- Dikau, R., Gärtner, H., Holl, B., Kienholz, H., Mani, P. & Zimmermann, M. 1996. Untersuchungen zur Murgangaktivität im Matternal, Wallis, Schweiz. *Proceedings INTERPRAEVENT 1996*, Band 1: 397-408.
- Fantucci, R. & Sorriso-Valvo, M. 1999. Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). *Geomorphology* 30: 165-174.

- Fibicher, A. 1993. *Walliser Geschichte. Die Neuzeit – Ereignisse und Entwicklungen 1520 – 1991*. Band 3.1. Sitten: Kantonales Erziehungsdepartement.
- Fux-Anthamatten, S. 2001. *Familien- und Dorfchronik von Grächen 1900 – 2000*. Grächen: Eigenverlag.
- Gardaz, J.M., Lugon, R. & Monbaron, M. 1995. Prospection du pergélisol de montagne à l'aide de la méthode BTS (Alpes Valaisannes, Suisse). *UKPIK* 10: 93-105.
- Gärtner, H. & Stoffel, M. 2002. Detailed mapping and dendrogeomorphological analysis of a debris flow torrent in Switzerland. *Proceedings INTERPRAEVENT 2002*, Vol.1 : 199-207.
- Gers, E. 1998. *Dendrogeomorph. Frequenzanalyse von Murgangereignissen am Beispiel des Wildibaches im Märtental, Wallis, Schweiz*. Unveröffentlichte Diplomarbeit. Geographische Institute der Universität Bonn.
- Grebner, D. 1994. Meteorologische Analyse des Unwetters von Brig und Saas Almagell vom 24. September 1993. *wasser, energie, luft* 86/1-2: 41-44.
- Grebner, D. & Hegg, C. 2002. Temperaturverlauf und Schneefallgrenze. *Berichte des BWG, Serie Wasser* Nr. 2: 42-46.
- Haeberli, W. & Beniston, M. 1998. Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio* 27/4: 258-265.
- Huggel, C., Haeberli, W., Kääb, A. & Bieri, D. submitted. Glacier-related hazards in the Swiss Alps: assessing the validity of empirical relations with four real-case test studies. *Journal of Glaciology*.
- Imboden, G. 1996. Die wilde Saltina. Baumeisterin des Städtchens Brig. *Blätter aus der Walliser Geschichte* XXVIII: 121-163.
- Jossen, E. 2000. *Naters: das grosse Dorf im Wallis*. Visp: Rotten Verlag.
- Kienholz, H. & Krummenacher, B. 1995. *Empfehlungen - Symbolbaukasten zur Kartierung der Phänomene*. BUWAL & Bundesamt für Wasserwirtschaft. Mitteilungen 6, Bern.
- Lugon, R. & Monbaron, M. 1998. *Stabilité des terrains meubles en zone de pergélisol et changements climatiques. Deux études de cas en Valais: Le Ritigraben (Märtental) et la moraine du Dolent (Val Ferret)*. Zürich: vdf Hochschulverlag AG.
- Lütschg-Lötscher, O. 1926. Ueber Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge: Sonderdarstellung des Mattmarkgebietes: ein Beitrag zur Fluss- und Gletscherkunde der Schweiz. Zürich: Schweiz. Wasserwirtschaftsverband.
- Naef, F., Haeberli, W. & Jäggi, M. 1989. Morphological changes in the Swiss Alps resulting from the 1987 summer storms. *Hydrology of Disasters, Proceedings of the WMO Technical Conference*: 36-42.
- Petascheck, A. 1989. Die Hochwasser 1868 und 1987. Ein Vergleich. *wasser, energie, luft – eau, énergie, air* 81/1-3: 1-8.
- Pfister, C. 1999. *Wetternachhersage. 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen*. Bern, Stuttgart, Wien: Verlag Paul Haupt.
- Rebetez, M., Lugon, R. & Baeriswyl, P.A. 1997. Climatic Change and Debris Flows in High Mountain Regions: The Case Study of the Ritigraben Torrent (Swiss Alps). *Climate Change* 36: 371-389.

- Rickenmann, D., Hürlimann, M., Graf, C., Näf, D. & Weber, D. 2001. Murgang-Beobachtungsstationen in der Schweiz. *wasser energie luft – eau, énergie, air* 93/1-2: 1-8.
- Rickenmann, D. & Zimmermann, M. 1993. The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology* 8/2-3: 175-189.
- Röthlisberger, G. 1994. Unwetterschäden in der Schweiz im Jahre 1993. *wasser, energie, luft – eau, énergie, air* 86/1-2: 1-8.
- Röthlisberger, G. 1991. Chronik der Unwetterschäden in der Schweiz. *Berichte der Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft* 330. Birmensdorf.
- Ruppen, P.J., Imseng, G. & Imseng, W. 1979. *Saaser Chronik 1200-1979*. Saas-Fee.
- Schweingruber, F.H. 1996. *Tree Rings and Environment. Dendroecology*. Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL/FNP. Bern, Stuttgart, Wien: Verlag Paul Haupt.
- Schweingruber, F. H. 2001. *Dendrokologische Holzanatomie*. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf. Bern, Stuttgart, Wien: Verlag Paul Haupt.
- Spinedi, F., Kappenberger, G., Sartori, S., Ambrosetti, P. & Zala, E. 1995. Le alluvioni del 1993 sul versante sudalpino. *Rapporti di lavoro dell'ISM* 186. Zürich.
- Stoffel, M., Gärtner, H., Lièvre, I. & Monbaron, M. 2003. Comparison of reconstructed debris flow event years (Ritigraben, Switzerland) and existing flooding data in neighboring rivers. *Proceedings 3rd International Conference on Debris-Flow Hazard Mitigation* 2003: 243-253.
- Strunk, H. 1995. *Dendrochronologische Methoden zur Ermittlung der Murfrequenz und Beispiele ihrer Anwendung*. Regensburg: Roderer Verlag.
- VAW, 1992. *Murgänge 1987. Dokumentation und Analyse im Auftrag des Bundesamtes für Wasserwirtschaft*. Bericht Nr. 97.6, Zürich.
- Zimmermann, M., Mani, P., Gamma, P., Gsteiger, P., Heiniger, O. & Hunziker, G. 1997. *Murganggefahr und Klimaänderung – ein GIS-basierter Ansatz*. Zürich: vdf Hochschulverlag AG.
- Zurbriggen, J. 1952. *Täsch. Familienstatistik, Chronik und Kirche*. Brig-Glis: Buchdruckerei Tscherrig-Tröndle.

Adresse der Autoren

Markus Stoffel, Igor Lièvre, Delphine Conus, Michael Grichting, Holger Gärtner, Michel Monbaron, Dendrogeomorphologisches Labor, Departement Geowissenschaften, Einheit Geographie, Universität Fribourg, chemin du Musée 4, 1700 Fribourg

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

*Turbulenzen in der
Geomorphologie*



DEBRIS-FLOW HAZARD ASSESSMENT IN ANDORRA

Marcel Hürlimann & Ramon Copons

Abstract: Debris flows represent a significant hazard in the Pyrenees, although they do not occur as frequently as in other mountain ranges. In the case of the Principality of Andorra, the rapid urban growth and the limited space in the valley floors have generated a high amount of elements at risk. In 2002, the government of Andorra started with hazard and risk assessments on the most urbanised debris-flow fans. The present contribution is part of this assessment project and was carried out at five different test sites. The hazard assessment included both a detailed geomorphologic-geologic analysis and numerical simulations. The results show that debris flows with a volume of several thousands of cubic meters have occurred at least once during the 20th century in two of the five studied sites. Smaller events up to 1000 m³ have occurred more frequently. The simulations indicate that future debris flows may cause important damages in one of the five sites studied, and that debris flows defined in the “worst-case scenario” could affect buildings and infrastructure in all of those sites.

Zusammenfassung: Murgänge sind ein wichtiges Gefährdungspotential in Andorra, obwohl sie nicht so häufig wie in anderen Berggegenden auftreten. Die Anzahl der den Murgängen ausgesetzten Objekte erhöhte sich jedoch in den letzten Jahrzehnten wegen dem schnellen Siedlungswachstums und den geringen bebaubaren Landflächen in den Talböden stark. Deshalb begann die Regierung von Andorra im Jahr 2002 mit einer Gefahren- und Risikoanalyse der besiedelten Murgangkegel. Die vorliegende Studie ist ein wichtiger Teil dieses Projektes und wurde vorerst in fünf Testgebieten durchgeführt. Die Gefahrenanalyse beinhaltet eine detaillierte geomorphologische-geologische Untersuchung der Einzugsgebiete, numerische Simulationen und die Ausarbeitung von Gefahrenkarten im Massstab 1:2000. Die Resultate zeigten, daß Murgänge mit einem Volumen von einigen Tausend Kubikmetern mindestens einmal während des 20. Jahrhunderts in zwei der fünf untersuchten Gebieten aufgetreten sind. Kleinere Ereignisse bis zu 1000 m³ sind häufiger aufgetreten. Die Simulationen zeigten auf, daß zukünftige Murgänge in einem Testgebiet grossen Schaden verursachen würden, und daß „worst-case“ Murgänge in allen Gebieten Gebäude und Infrastruktur beschädigen könnten.

1. Introduction

The Principality of Andorra is located in the Eastern Pyrenees and has an extension of 420 km² (Fig. 1). The country is densely populated and the construction of buildings and traffic lines has strongly increased during the last decades. Due to the strong relief and the influence of the Mediterranean climatic regime, the area is periodically affected by natural damaging phenomena (Corominas et al., 2002; Hürliemann et al., 2003a).

After the 1982 flood (Gallart and Clotet, 1988; Corominas and Alonso, 1990), which strongly affected the capital Andorra la Vella and neighbouring villages (Fig. 2; Corominas et al., 2003a), first preliminary hazard studies on landslides have been started in Andorra. However, the main step towards the control of natural hazards was given with the “Urban and Land-Use Planning Law” approved in 1998 (Escalé, 2001). The key points of this law in terms of hazard management are the following: i) zones exposed to natural hazard can not be urbanized; ii) Urban Plans of municipalities must take into account the presence of zones exposed to natural hazards; iii) the Andorra government will take care of preparing both geological-geotechnical studies and hazard mapping. Consequently, in 2000, the government of Andorra has promoted a geotechnical and landslide hazard zoning map of Andorra (from now on, “Geohazard Map”), at 1:5000 scale (Corominas et al., 2003b). The Geohazard Map is a preliminary study on landslide hazards in urban areas, which includes debris flows. In the last three years, detailed studies on debris-flow hazards were realized in five drainage basins (Fig. 1). The results of these studies are debris-flow hazard maps at 1:2000 scale and a proposal for risk management.

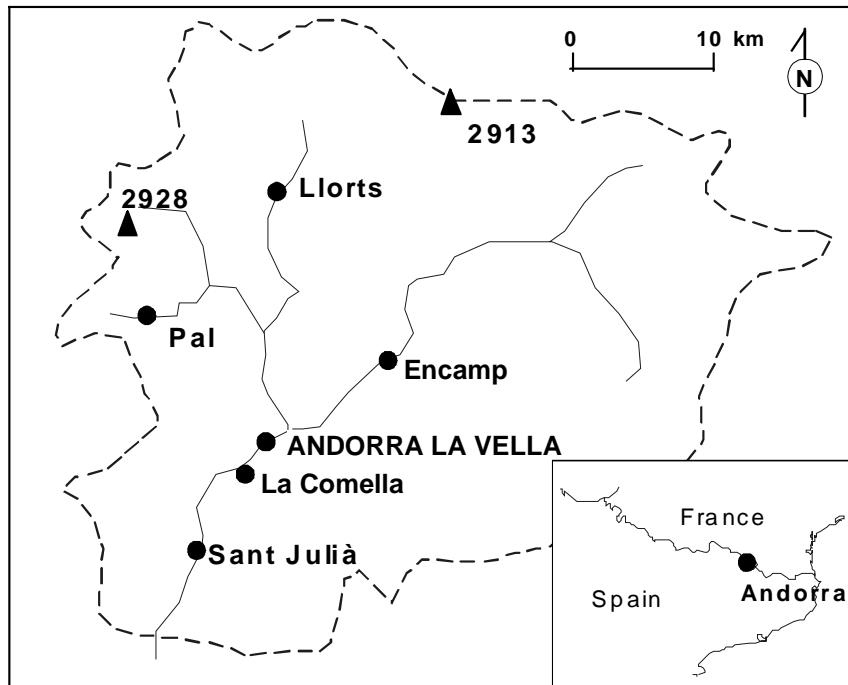


Figure 1: Location of the five debris-flow basins analysed during this study.

The main purpose of this contribution is to present the methodology applied for this hazard assessment on debris-flows. The results are strongly summarized, while the data of La Comella test site will be explained more in detail.



Figure 2: Photograph of the transit zone in Pal after the 1982 debris flow.

2. Methodology

The hazard assessment included three main phases: i) an extensive geomorphologic and geologic study, ii) debris flow simulations, and iii) debris flow hazard assessment.

Geomorphologic and geologic study was carried out in each drainage basin by the interpretation of aerial photographs from 1948, 1982 and 1995 and field surveys. Special interest was given to the debris flows generated during the two most important flood episodes in the 20th century, the 1937 and 1982 episode (Hürlimann et al., 2003a). This phase achieved information on the spatial and temporal distribution of past debris-flow events and revealed the following outcomes: i) geologic-morphologic maps, ii) approximate frequency-magnitude relationships including a debris-flow record, and iii) general information on channel beds such as bed slope, grain size distribution, vegetation, etc.

In the next phase, different scenarios were defined for each torrent including estimates of the total debris-flow volume, the hydraulic parameters and the probability of the

event. Three different volumes were proposed using as the total debris-flow volume (V_{tot}) the sum of the initial volume (V_{ini}) and the scour volume along the flow path (V_{ero}). The values of V_{ini} were approximated by both the geomorphologic map and the historic events, while V_{ero} was estimated in a similar way as proposed by Arbeitsgruppe für operationelle Hydrologie (1996).

All the scenarios were simulated using the 1D finite difference code “DAN” (Hung, 1995). The debris flows were assumed to behave as a Voellmy fluid which seems to be a reasonable flow law for debris-flow simulations (Rickenmann and Koch, 1997). Because debris flows can change their flow behaviour, even in the same torrent and during the same event (Hürlimann et al., 2003b), different values of the Voellmy parameters (dry friction coefficient, μ and Chezy coefficient, C) were used for the simulations. The debris-flow simulations started with a back-analysis of historic events in order to obtain the values of μ and C . Then, the debris flows defined in the scenarios were simulated along the longitudinal profile of the torrent channel and maximum cross sections ($A_{i,\text{sim}}$) were calculated at each point, i , along the flow path. These values were compared with the existent maximum cross sections available in the channel ($A_{i,\text{field}}$) in order to identify possible locations where debris flows would break out of the channel. Such critical positions exist if the condition $A_{i,\text{sim}} > A_{i,\text{field}}$ is fulfilled. Then, all the critical locations on the fan and at the fan apex were analysed more in detail by additional calculations. These simulations studied the maximum runout distance of the debris flows on the fan. Additional profiles had to be defined along the potential flow path on the fan for the case that parts of the debris flows leave the main channel. These profiles were to be incorporated into the model to simulate the spreading of the debris-flow material on the fan. The simulations which include these new longitudinal profiles focussed on the maximum velocity and depth of the debris flow in the fan area, since these values are necessary for the elaboration of the hazard map.

Finally, the results of all the simulations permitted the elaboration of a hazard map at 1:2000 scale. Debris flow hazard was assessed using the magnitude and frequency of the possible events. The magnitude of the debris flows was established based on the approach applied in other countries, where the velocity and the flow depth are the two fundamental parameters (Heinimann et al., 1998; Raetzo et al., 2002). As previously explained, these parameters can easily be extracted from the simulation results. The frequency was basically estimated from the debris-flow records, which could be obtained from the geomorphologic study. Three magnitude ranges were considered: low, medium and high. Low magnitude corresponds to the indirect impact zone of debris flows as defined by Jakob and Jordan (2001). Medium magnitude is related to zones with debris-flow impacts characterised by a flow depth lower than 1 m or a velocity lower than 1 m/s (Heinimann et al., 1998). High magnitude corresponds to a debris-flow impact characterised by a flow depth higher than 1 m and a velocity higher than 1 m/s (Heinimann et al., 1998). The frequency of a debris-flow was expressed in terms of recurrence period and classified as low, moderate and high. This classification was established in the Geohazard Map of Andorra and is the same for all types of landslides (Corominas et al., 2003b). High frequency corresponds to recurrence intervals of less than 40 years, moderate frequency includes the time span between 40 to 500 years, and low frequency exists when debris-flow events may occur with recurrence periods higher than 500 years.

In the geomorphologic study, the frequency of debris flows was assessed in the following way. High frequency corresponds to areas that were affected by debris flows during both the 1982 and the 1937 flood episodes. Areas affected by only one of these episodes or by any other debris-flow event are considered as moderate frequency. Areas where a debris flow is assumed to have taken place due to features not clearly visible are defined as low frequency.

Hazard was assessed and classified according a hazard matrix (Table 1), based on frequency and magnitude levels. Hazard is considered as high, moderate, low and very low. Non susceptible areas are defined as zones, where neither debris-flow records from the geomorphological study nor a deposition from any simulated scenario were detected.

Table 1: Hazard matrix applied for the hazard assessment.

		Frequency (Recurrence period, yr)		
		Low (1000-500)	Moderate (500 – 40)	High (40 – 1)
Magnitude	High	Medium	High	High
	Medium	Low	Medium	Medium
	Low	Very Low	Low	Low
Non susceptible areas		Very Low	Very Low	Very Low

3. Results

The results of the geomorphologic-geologic study showed that debris flows with a volume of several thousands of cubic meters have occurred at least once during the 20th century in two of the five studied torrents. Smaller events up to 1000 m³ have occurred more frequently.

In the following, we will present the main results obtained at the La Comella basin (Fig. 1). At this test site, the fan is densely urbanised and there are many elements at risk (Fig. 3). Figure 4 shows a sector of the Maians torrent just upstream of the fan apex, where the longitudinal slope of the channel decreases and the accumulation zone begins. The geomorphologic map illustrates the debris-flow features observed in the drainage basin which contains the two torrents Maians and Avier (Fig. 5). The historic data and the geomorphologic study showed that two main debris-flow episodes have occurred. Many scarps with volumes between 200 and 2000 m³ are related to debris-flow initiation zones provoked by the 1937 floods. The accumulation zone of a debris flow could be detected at the fan apex by fotointerpretation and a total volume of about 10000 m³ was estimated for this event. During the 1982 floods (Gallart and Clotet, 1988; Corominas and Alonso, 1990), no debris-flow activity could be observed, but deposits of hyperconcentrated flows were detected on the fan.



Figure 3: Photograph of the densely urbanised fan at La Comella.



Figure 4: Photograph of the Maians torrent near the fan apex.

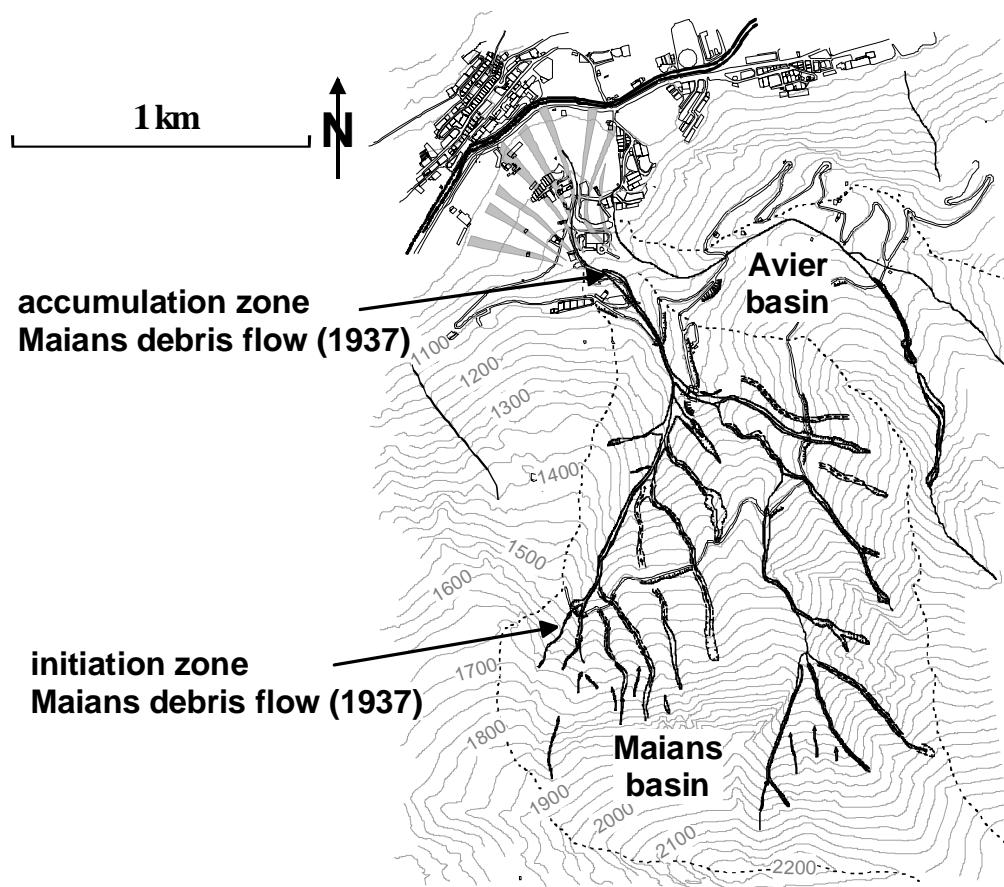


Figure 5: Geomorphologic map of the La Comella study area focussing on debris-flow activity. Arrows indicate the Maians debris flow of 1937.

Three different volumes were determined in the scenarios for the numerical simulations and total debris-flow volumes of 5000, 10000 and 20000 m³ were considered. The back-analysis of the 1937 event was carried out using the DAN-code and applying the Voellmy fluid approach. The best-fit friction parameters were $\mu = 0.2$ and $C = 9 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ (Fig. 6). These values coincide rather well with other back-calculated parameters obtained in other studies (Ayotte and Hungr, 2000; Jakob et al., 2000; Hürlimann et al., 2003b). Finally, we simulated all the scenarios using a constant C -value of 9 m^{1/2}/s and two different μ -values: one of 0.2 and another of 0.15. Thus, a total of six different runs were calculated (three different volumes and two different combinations of friction parameters) and especially the worst-case scenario of $V_{\text{tot}} = 20000 \text{ m}^3$ and $\mu = 0.15$ showed that the upper parts of the fan would be strongly affected.

The hazard zoning indicates that some urbanised areas at the upper part of the fan are within the zone characterised by medium hazard and protective countermeasures are necessary. So, we recommended on one side different control structures such as a major debris retention basin at the fan apex or lateral deflection walls, and on the other side a detailed hydraulic analysis of the torrent channel.

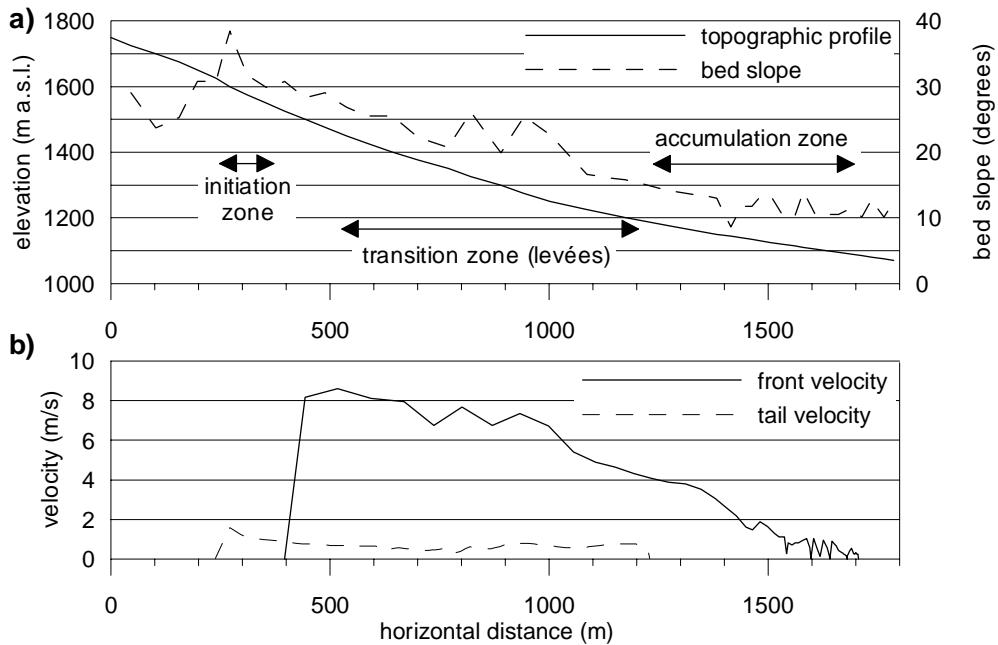


Figure 6: Results of the numerical simulation of the Maians debris flow occurred in 1937.

4. Final Remarks

The results of this study show the need of debris-flow hazard assessment in Andorra and the utility of such studies. The data indicate that debris-flow frequency is rather low in the principality, but catastrophic events can occur in the future and cause significant damage. Since the country is densely populated, there are a lot of elements at risk and protective measurements are necessary.

The methodology applied in this hazard assessment combines the results obtained from a geomorphological study and numerical simulations. Because of its simplicity and very low cost-benefit rate, such an assessment is especially adequate for mountain areas where debris-flow frequency is low. However, we think that the methodology proposed could also be applied in other areas characterised by a higher frequency. An improvement of the results may be obtained by the use of a 2-dimensional numerical model for the simulations of the debris-flow spreading on the fan.

5. Acknowledgements

The study was supported by the Ministry of Regional Planning of the Andorra Government. We would like to acknowledge the helpful comments of an anonymous reviewer.

6. References

- Arbeitsgruppe für operationelle Hydrologie, 1996. Empfehlung zur Abschätzung von Feststofffrachten in Wildbächen. Landeshydrologie und -geologie, Bern, 46 pp.
- Ayotte, D. and Hungr, O., 2000. Calibration of a runout prediction model for debris-flows and avalanches. In: G.F. Wieczorek and N.D. Naeser (Editors), 2nd Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation. Balkema, Taiwan, pp. 505-514.
- Corominas, J. and Alonso, E., 1990. Geomorphological effects of extreme floods (November 1982) in the southern Pyrenees, Hydrology in Mountainous Regions. IAHS no. 194, Lausanne, pp. 295-302.
- Corominas, J., Moya, J. and Hürlimann, M., 2002. Landslide rainfall triggers in the Spanish Eastern Pyrenees, 4th EGS Plinius Conference "Mediterranean Storms". Editrice, Mallorca.
- Corominas, J., Copons, R., Vilaplana, J.M., Altimir, J. and Amigó, J., 2003a. From landslide hazard assessment to management. The Andorran experience. In: L. Picarelli (Editor), Fast slope movements: prediction and prevention for risk mitigation, Naples, pp. 111-118.
- Corominas, J., Copons, R., Vilaplana, J.M., Altimir, J. and Amigó, J., 2003b. Integrated landslide susceptibility analysis and hazard assessment in the Principality of Andorra. Natural Hazards: in press.
- Escalé, J., 2001. La nova llei d'ordenament territorial a Andorra, Primeres Jornades del CRECIT: La Gestió dels Riscos Naturals. CRECIT, Andorra la Vella.
- Gallart, F. and Clotet, N., 1988. Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extreme rainfall event: The November 1982 flood in The Eastern Pyrenees. *Catena Supplement*, 13: 79-95.
- Heinimann, H., Hollenstein, K., Kienholz, H., Krummenacher, B. and Mani, P., 1998. Methoden zur Analyse und Bewertung von Naturgefahren. Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL), Bern, 248 pp.
- Hungr, O., 1995. A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, 32(4): 610-623.
- Hürlimann, M., Corominas, J., Moya, J. and Copons, R., 2003a. Debris-flow events in the Eastern Pyrenees. Preliminary study on initiation and propagation. In: D. Rickenmann and C. Chen (Editors), Third International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation. Millpress, Cavos, pp. in press.
- Hürlimann, M., Rickenmann, D. and Graf, C., 2003b. Field and monitoring data of debris-flow events in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal*, 40(1): 161-175.
- Jakob, M., Anderson, D., Fuller, T., Hungr, O. and Ayotte, D., 2000. An unusually large debris flow at Hummingbird Creek, Mara Lake, British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, 37: 1109-1125.
- Jakob, M. and Jordan, P., 2001. Design flood estimates in mountain streams - the need for a geomorphic approach. *Canadian Geotechnical Journal*, 28: 425-439.
- Raetzo, H., Lateltin, O., Bollinger, D. and Tripet, J.P., 2002. Hazard assessment in Switzerland - Codes of practice for mass movements. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 61: 263-268.
- Rickenmann, D. and Koch, T., 1997. Comparison of debris flow modeling approaches. In: C.-l. Chen (Editor), 1st International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, San Francisco, CA, pp. 576-585.

Authors

Marcel Hürlimann: Department of Geotechnical Engineering and Geosciences,
Technical University of Catalonia, Jordi Girona 1-3, 08034 Barcelona, Spain
Ramon Copons Llorens: Euroconsult Andorra S.A., C/ Na Maria Pla 33, bloc C, 3r 2^a,
Andorra la Vella, Andorra

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

Turbulenzen in der Geomorphologie



Interpretation of the August 2000 Schipfenbach debris flow event using numerical models

Melissa Swartz, Brian Mc Ardell, Perry Bartelt

Abstract: On 6 August 2000, a debris flow with an approximate volume of 5500 m³ occurred at the Schipfenbach automated debris flow monitoring station near Silenen in Canton Uri. Here we report on our work to interpret this event using numerical models of debris flow processes. This work is part of a larger program to systematically evaluate and develop numerical tools for routing debris flows. The debris flow consisted of two surges of about 1600 m³ and 3900 m³ each. Observations consist of travel time between geophones and ultrasonic flow height measuring devices located along the channel, video recordings of the event, as well as post-event field measurements. Three modeling approaches were used: two of which use a single-phase Voellmy-Salm flow law (AVAL-1d and DFEM-1d), and a two-phase model currently under development, which treats the water and sediment phases separately and couples them through a momentum exchange coefficient (DBF-1d). Initial modeling efforts (Hürlimann et al., 2003) showed fair agreement with the observed data by treating the event as one surge with a total volume of 4900 m³. However, subsequent modeling efforts where we consider the two surges separately result in improved agreement with the observations. Depth information for the first surge is limited to the data from the ultrasonic devices because the second surge was larger and removed mud traces left by the first surge. Nevertheless modeling the surges separately provides a better fit with the front trajectory data and represents a realistic interpretation of the field data.

Zusammenfassung: Am Schipfenbach in Silenen (Kt. Uri), ereignete sich am 6. August 2000 ein Murgang mit einem ungefähren Abflussvolumen von 5500 m³. Vorgestellt wird hier die Simulation von Murgangprozessen mit numerischen Modellen anhand des erwähnten Ereignisses, welches von der automatische Beobachtungsstation aufgezeichnet wurde. Diese Arbeit ist Teil eines grösseren Programms, in welchem numerische Modelle für die Murgangabflüsse entwickelt und evaluiert werden. Der Murgang setzte sich aus zwei Schüben mit einem Volumen von 1600 m³ und 3900 m³ zusammen. Die Beobachtungen bestehen aus Informationen für die Durchgangszeit der Front, ermittelt mit Hilfe von Geophonen, den Ultraschallmessungen für die Bestimmung der Abflusstiefe, Videoaufzeichnungen sowie Feldmessungen nach dem Ereignis. Drei verschiedene Modelle wurden für die numerische Simulation getestet, zwei davon verwenden den Voellmy-Salm Ansatz (AVAL-1d und DFEM-1d) für eine Einphasenströmung, das Dritte (DBF-1d) behandelt die Flüssigkeit und die Feststoffe als Zweiphasen-Modell getrennt und verbindet sie mit einem Momenten-Austauschkoeffizienten. Frühere Berechnungen (Hürlimann et al., 2003), welche den Murgang als einen einzigen Schub mit einem Volumen von 4900 m³ behandelten,

zeigten bereits gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen. Dennoch zeigten weitere Modellierungen, dass die Behandlung als zwei getrennte Schübe eine deutliche Verbesserung bewirkte. Informationen zur Abflusstiefe für den ersten Schub beschränken sich auf die Ultraschallmessungen, da Schlammspuren durch den zweiten und grösseren Schub verwischt wurden. Die Modellierung als getrennte Schübe deckt sich besser mit den Daten für den Frontdurchgang und stellt eine realistische Interpretation der Felddaten dar.

Background

The Schipfenbach debris flow observation station is one of four automated monitoring stations operated by WSL, and is located in central Switzerland in the northern Alps near Silenen in Canton Uri. The 1.8 km^2 catchment is steep, with an average torrent slope of 45% and an elevation difference of approximately 1930 m; geomorphological characteristics of the Schipfenbach catchment are summarized in Table 1. Hürlimann et al. (2003) divide the catchment into four morphological zones starting in the uppermost part of the catchment:

- high, steep, rock walls forming the southwestern flank of the Chli Windgällen, the highest peak in the catchment
- deeply incised talus slopes of unconsolidated debris material which extends to approximately 1100 m a.s.l.
- a bedrock channel reach between roughly 1100 and 780 m a.s.l. that is contained by steep banks
- the alluvial fan, which is located between 680 and 490 m a.s.l. A sediment retention basin was built on the upper part of the fan in the late 1980s at approximately 650 m a.s.l.

Table 1. Characteristics of the Schipfenbach.

Area (km^2)	1.8
Ground coverage:	
Rock, loose material (%)	36
Forest (%)	45
Open vegetation (%)	19
Glacier (%)	-
Highest elevation (m.a.s.l)	2584
Lowest elevation (m.a.s.l)	650
Aspect	W
Mean slope of torrent (%)	45
Mean slope of fan (%)	21
Length of main channel (km)	5.5

The observation station at Schipfenbach was established in 1997 and currently comprises:

- four geophones located between ~1200 and 1050 m a.s.l. These record the vibrations caused by passing debris flows (and sediment transport) and also provide automatic triggering of the other sensors and loggers in the catchment.

- two ultrasonic devices (USDs), located along the torrent just upstream from the sediment retention basin. These provide measurements of flow depth and longitudinal profiles of the wave as it passes.
- two video cameras located at the retention basin and channel where it enters the basin. Recorded debris flows are analyzed for flow geometry, flow behavior, sediment size, woody debris content and surface velocity.

The geophones and USDs are synchronized enabling measurement of the front velocity between the instruments. A raingauge installed in the catchment allows assessment of rainfall conditions at event initiation. The distribution of monitoring devices is illustrated in Figure 1; a more detailed description of the equipment is provided in Hürlimann et al. (2003).

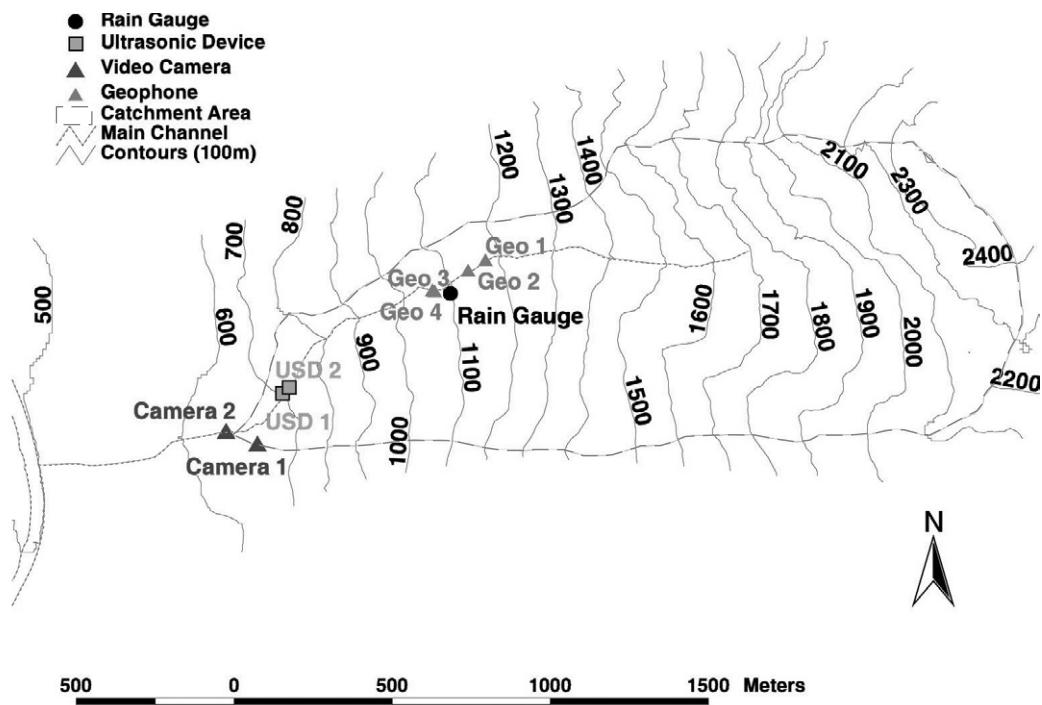


Figure 1. Instrument locations within the Schipfenbach catchment.

The Event

In the early morning of August 6, 2000, a debris flow with a total volume between 5000 – 5500 m³ occurred at Schipfenbach. Analysis of the data and video recordings suggest the event occurred in two surges separated by 1-2 minutes. Despite recording trouble with geophones 1 and 2 at the onset of the event, normalized geophone data (Figure 2) illustrates the progression of the surges past the recorders. Subsequent field surveys and data and video assessments estimated the volumes of the two surges at 1600 and 3900 m³, respectively. Front trajectories calculated from the geophones and USDs (Figure 3) indicate that, although the first surge was smaller, it was faster. Other characteristics of the two surges, such as maximum height and peak discharge, are summarized in Table 2.

Table 2. Flow characteristics of the two surges from the August 6, 2000 Schipfenbach event.

	Volume (m ³)	Peak discharge (m ³ /s)	Max. front velocity (m/s)	Max. flow height at USDs (m)
Surge 1	1600	30	6.7	1.4
Surge 2	3900	52	6.1	1.8

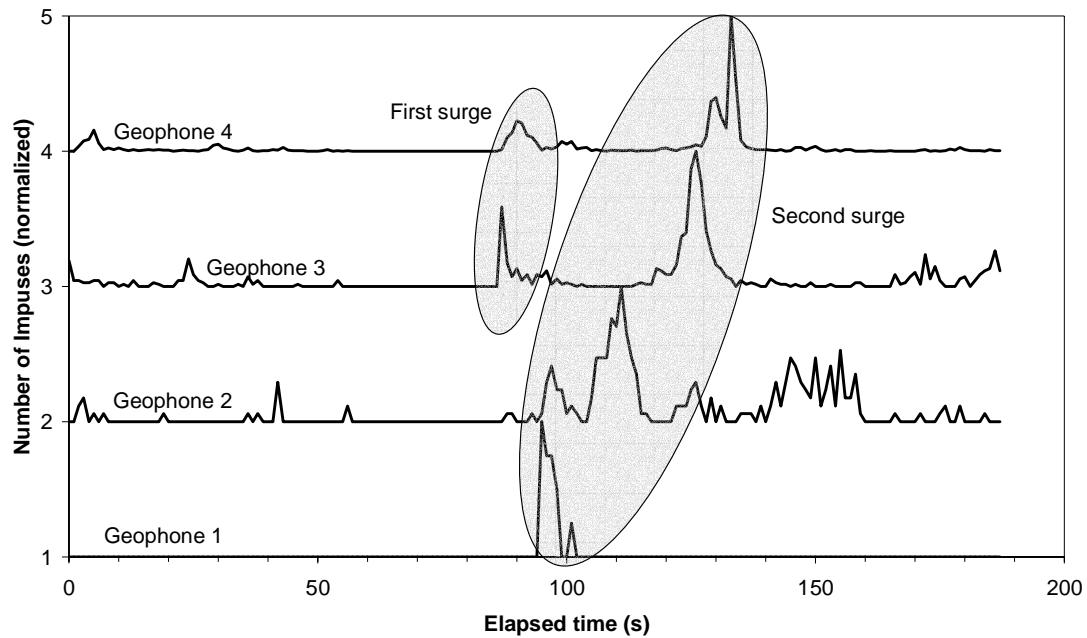


Figure 2. The passing of the two surges in the geophone signals. The first surge was not recorded at geophones 1 and 2 due to equipment failure.

Numerical Tools

Initial numerical assessments of the August 6, 2000 event treated it as one surge with a total volume of 4900 m³ (Hürlimann et al. 2003). Our objective in revisiting this event is to build on this previous assessment by modeling the individual surges. Our new simulations also fall into the scope of a larger project regarding the systematic evaluation of numerical codes for routing debris flows and cataloging typical ranges of parameters for practical applications. Finally, we wanted to use this event as a calibration tool for a one-dimensional, two-phase model that is currently under development.

For each model, we used the same input conditions (such as topography, volume and bulk density). We also used the Voellmy-Salm friction relation in all cases to compare between models and with the previous analysis by Hürlimann et al. (2003). The Voellmy-Salm friction relation can be described in terms of friction slope, S_f , by

$$S_f = g \frac{p\sqrt{p^2}}{C^2 h_r^2} + gh \cos \alpha \tan \delta$$

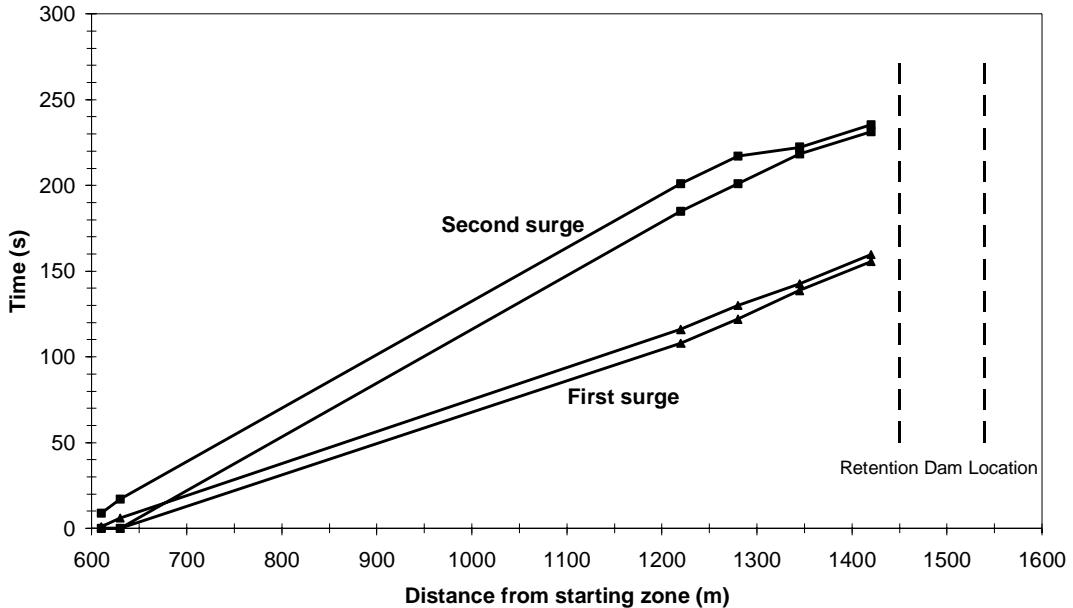


Figure 3. Front trajectories of the two surges, as estimated from geophone, USD and video analysis. The trajectory data are shown as error ‘envelopes’ to account for possible front detection error. Data from geophones 1 and 2 are not included due to recording difficulties.

where g is gravitational acceleration (m/s^2), p is the unit discharge (m^2/s), C is a Chezy-like friction term ($\text{m}^{0.5}/\text{s}$), h_r is the hydraulic radius (m), h is the flow height (m), α is the local bed slope and δ is the angle of internal friction ($^\circ$).

We used three different one-dimensional numerical models to simulate the event:

- *AVAL-1d*: a finite difference model originally developed for simulating snow avalanches (Bartelt et al. 1999) and based on the Voellmy-Salm friction relation (Sartoris and Bartelt 2000).
- *DFEM-1d*: a finite element model based on the libraries developed by Peter Rutschmann (1993) and adapted for debris flows by Naf et al. (*in review*). Various single-phase friction relations (Bingham, dilatant, etc.) are included although we focus here on our results with Voellmy-Salm.
- *DBF-1d*: a new finite difference, two-phase model which is currently being developed by SLF/WSL. Also based on Voellmy-Salm, the solid phase comprises a Chezy-like term to represent sliding friction and Coulomb-like internal friction term; a Chézy friction term is applied to the fluid phase. A momentum exchange coefficient is used to couple the phases. DBF-1d also allows for entrainment of bed material considering solid concentration of the debris flow front, bed shear stress and median grain size of the bed material.

Input Conditions

Hürlimann et al.’s (2003) original simulations for this event were carried out primarily using AVAL-1d. They started with a total volume of 4900 m^3 and a rectangular channel

of constant width corresponding to the average flow width measured during post-event field surveys. The sediment retention basin was represented in the model by having a shallower bed slope and a width increase to 30 m, followed by a width decrease to 5 m in the last 20 m of the basin. We used the same topographic data for our simulations; longitudinal and width profiles are illustrated in Figure 4.

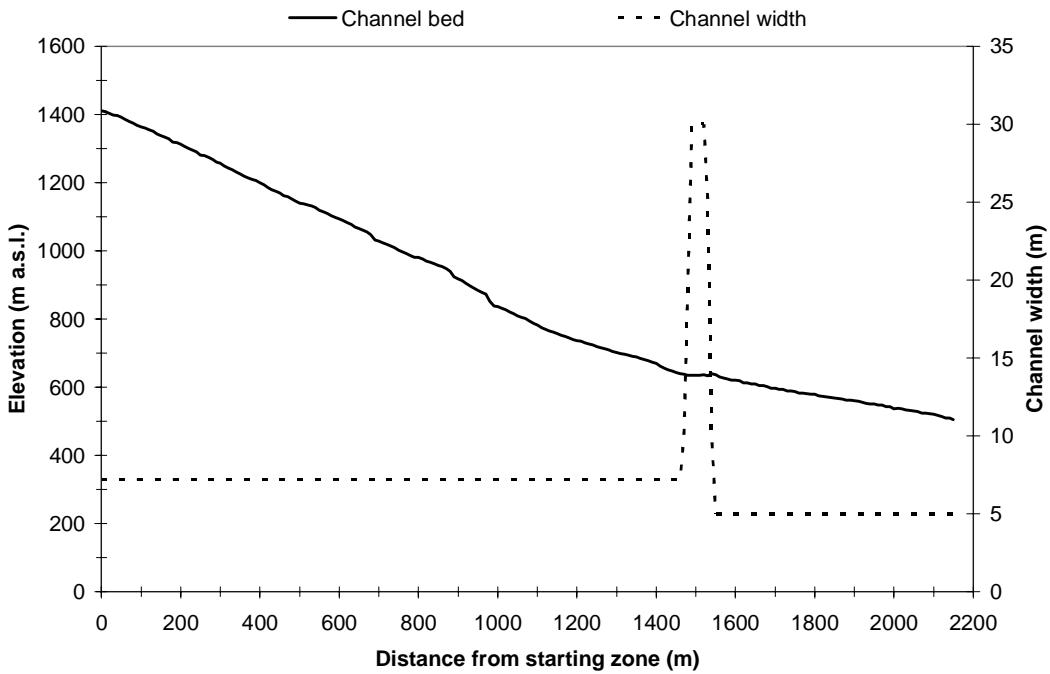


Figure 4. The longitudinal and width profiles used for the numerical simulations.

Post-event analysis suggests that the volumes of the first and second surges were 1600 and 3900 m³, respectively. For AVAL-1d, this translates to a starting block 1.5 m high and 7.2 m wide between 1400 – 1460 m a.s.l. for the first surge and between 1400 – 1580 m a.s.l. for the second surge. This is equivalent to a rectangular shaped input hydrograph where the input rises almost instantaneously to the peak discharge and remains there until the required volume has been input, whereupon it decreases back to zero. This approach is used in avalanche modeling to represent the initial release of snow. Starting volumes for DFEM-1d and DBF-1d are input as hydrographs and have peak discharges of 32 and 52 m³/s for the first and second surges respectively. Input conditions for DBF-1d also include separate solid and fluid hydrographs based on the total volume and the assumption that solids comprise 70% of the debris flow. The bulk density of the debris flow was set at 2160 kg/m³.

Numerical Analysis Results and Discussion

The data captured during the August 6, 2003 debris flow event at Schipfenbach present a unique opportunity to compare simulation results with the observed data. Similar simulations are being carried out at WSL for other well documented events, such as those from the automated observation stations and events described in scientific literature. Our parameters for comparison between the various models and observed data include debris flow front velocity, flow area and depth, and run-out distance.

Figure 5 shows our front velocity ‘best-fits’ from the AVAL-1d, DFEM-1d and DBF-1d models compared to the observation station data. The Chézy-like and internal friction terms used for each simulation shown in Figure 5 are presented in Figure 6.

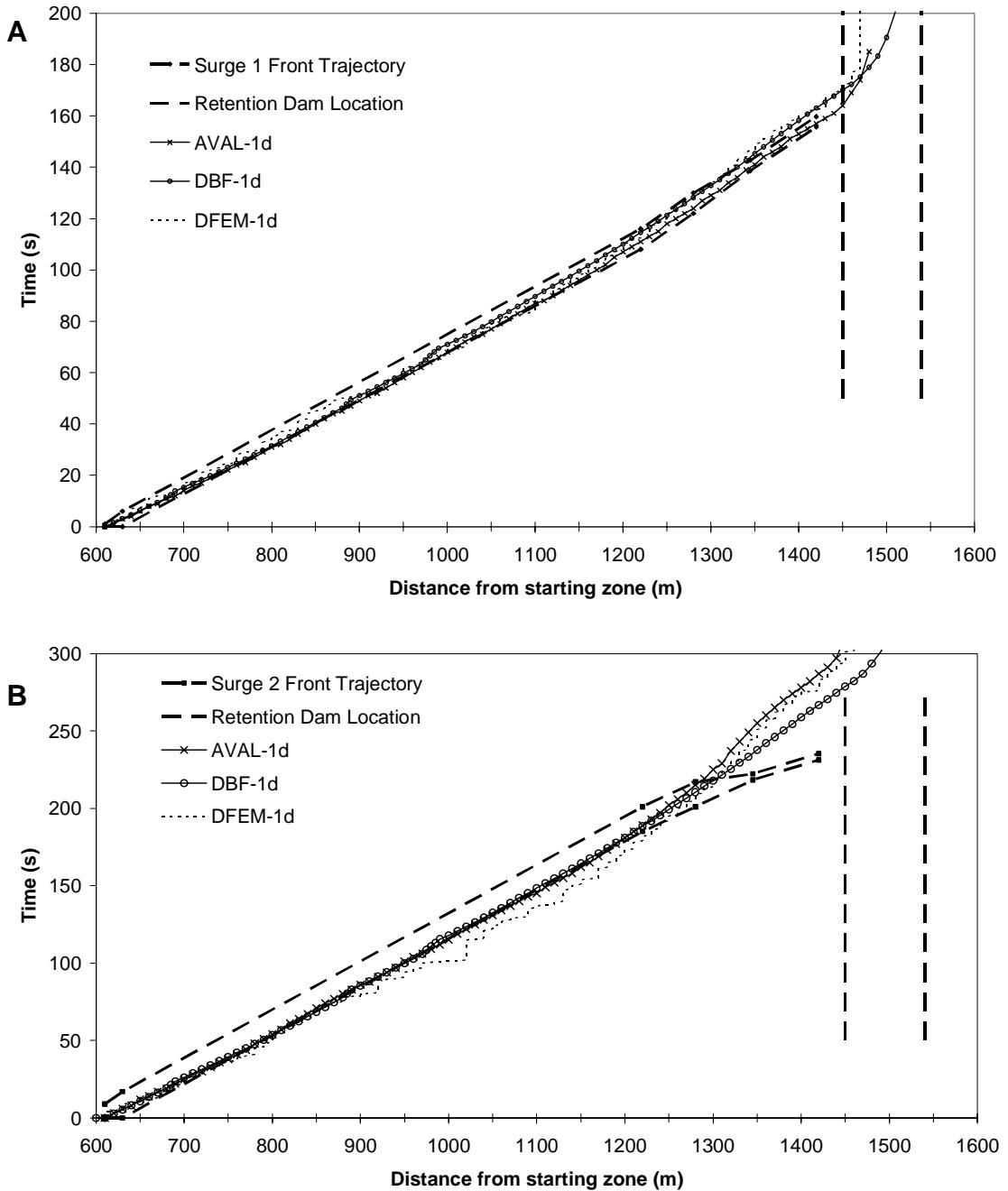


Figure 5: Front trajectory results from modeling the first (A) and second (B) surges.

Overall, the models using Voellmy-Salm result in front velocity profiles similar to those measured by the data loggers, with very little difference among the three models. This suggests that Voellmy-Salm is an appropriate relationship for simulating debris flows,

and that all three models are useful and provide repeatable results for debris flow modeling.

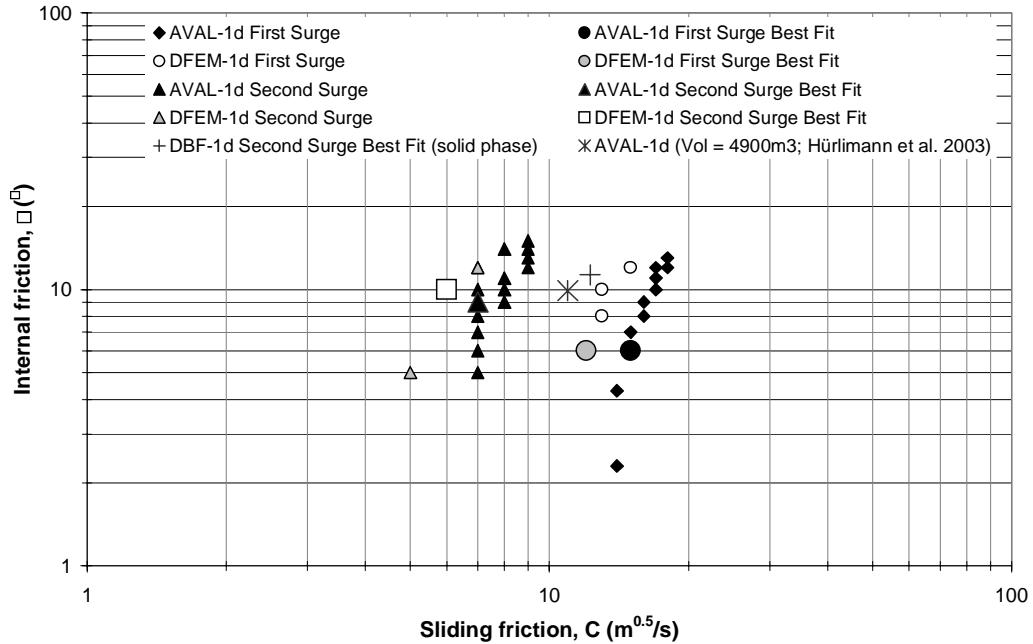


Figure 6. Friction coefficients used to simulate the observed front trajectories. A variety of parameters gave good results; those corresponding to the results shown in Figure 5 are highlighted as ‘Best Fit’. For DBF-1d, only the solid sliding friction term is plotted against the internal friction term; the fluid friction term is not shown.

We were able to match the observed front trajectory using a number of parameter combinations (Figure 6). The range of values for the internal friction term do not vary significantly between the two surges or between model types, however the ‘best fit’ value is larger for the smaller (first) surge. The sliding friction terms overall tend to be higher for the larger (second) surge. The parameters used by Hürlimann et al. (2003) are median values between the two surges. For DBF-1d, the best results were obtained when the total solid friction is larger than the total fluid friction; this can be interpreted as the granular front acting like a dam, impeding the fluid phase (Major and Iverson 1999).

Figure 7 shows the flow areas calculated by the models for the second surge in comparison with the measured flow areas. Flow areas calculated by Hürlimann et al. (2003) by simulating the event as one surge are also presented. Only flow areas from the second surge are shown in Figure 7 since it was larger and removed mud traces left by the first surge. AVAL-1d and DFEM-1d underestimate the flow areas, most likely due to depth-averaging and diffusion within the models. DBF-1d better simulates the flow areas measured in the field; the two-phase nature of the model results in improved control over the friction parameters, providing better simulation results.

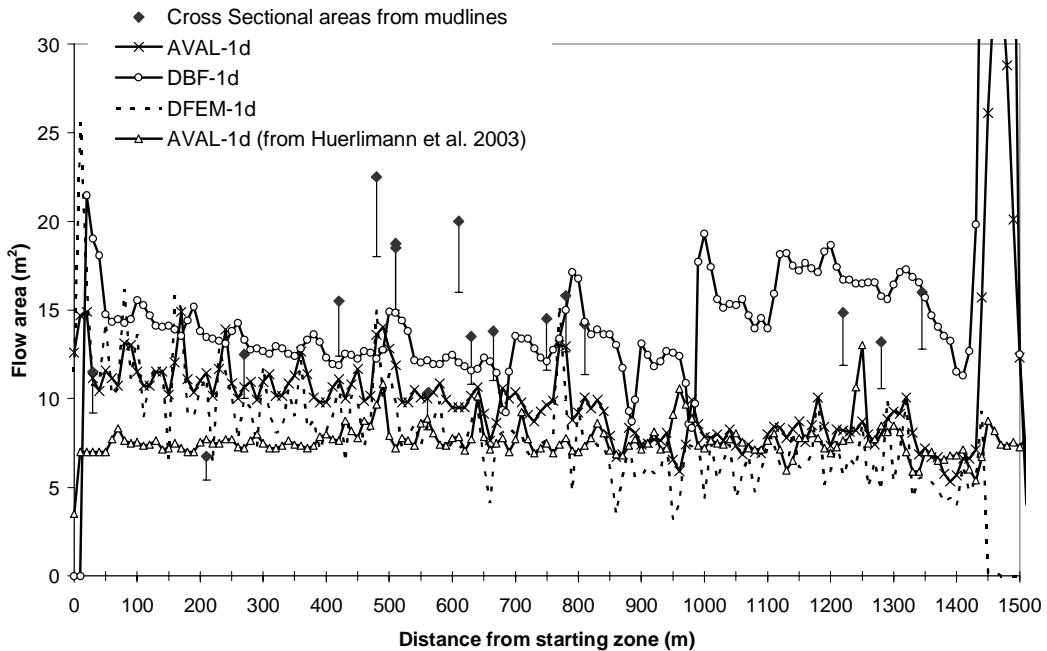


Figure 7. Observed and simulated flow areas for the August 6, 2003 Schipfenbach debris flow. Observed flow areas are shown with an error bar of 20% to account for erosion.

Conclusions

Modeling the August 6, 2003 Schipfenbach debris flow event as two surges instead of one provides a better fit with the front trajectory data and represents a realistic interpretation of the field data. Simulations using the total volume represented as one surge may be more appropriate for estimating the combined run-out distance or inundation area in situations without a sediment retention basin.

Our work shows that numerical models based on the Voellmy-Salm friction relation are capable of simulating the velocities and front trajectories recorded during debris flows, and that differences due to calculation methods (finite difference vs. finite element) are minimal. Flow areas were best simulated using the two phase DBF-1d model, with the solid phase contributing more friction than the fluid phase.

Of the three models we employed, DFEM-1d, while numerically elegant, is difficult to apply and may not be appropriate for users unfamiliar with finite-element models. AVAL-1d also gives a good approximation of the field data, but the input conditions as a starting block are not ideal for debris flow simulation. DBF-1d is designed more specifically for debris flows and so far appears to provide a realistic estimation of velocities and flow areas.

Acknowledgements

The authors thank the Bundesamt für Wasser und Geologie and Canton Uri for their support in helping establish the observation station, Marcel Hürlimann, Dieter Rickenmann and Christoph Graph for their field and numerical evaluation of the event, EU Project THARMIT which partially supported the numerical modelling, and finally Marc Christen, Bruno Fritschi, Christoph Hegg, Barbara Huber, Oliver Konrand, Dani

Näf, Pat Thee and Dani Weber for their involvement and help in ways that are too numerous to describe.

References

- Bartelt, P., Salm, B. and Gruber, U. 1999. Calculating dense-snow avalanche runout using a Voellmy-fluid model with active/pассив longitudinal straining. *Journal of Glaciology*, 45(150): 242 – 254.
- Hürlimann, M., Rickenmann, D. and Graf, C. 2003. Field and monitoring data of debris-flow events in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal* 40: 161 – 175.
- Major, J.J. and Iverson, R.M. 1999. Debris-flow deposition: Effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins. *GSA Bulletin*, 111: 1424 – 1434.
- Näf, D., Rickenmann, D., Rutschmann, P. and Mc Ardell, B. *in review*. Comparison of friction laws for debris-flows with 1d-FEM simulation model. Submitted to ASCE Journal of Hydraulic Engineering, Nov. 2003.
- Rutschmann, P. 1993. FE solver with 4d finite elements in space and time. *VIII International Conference on Finite Elements in Fluids*, Barcelona, 136-144.
- Sartoris, G. and Bartelt, P. 2000. Upwind finite difference schemes for dense snow avalanche modeling. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 32: 799 – 821.

Contact information:

- Melissa Swartz, Brian Mc Ardell: WSL Swiss Federal Institute, Zürcherstrasse 111, CH-8903 Birmensdorf. Melissa.swartz@wsl.ch
 Perry Bartelt: SLF Swiss Federal Institute, Flüelastrasse 11, CH-7260 Davos Dorf.

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

Turbulenzen in der Geomorphologie



Die Bedeutung der rheologischen Parameter bei der Murgangsimulation mit dem Programm Flo-2d

Markus Schatzmann, VAW

1. Einleitung

Murgänge sind Feststoff-Wasser-Gemische, die sich in Wildbachgerinnen und Hängen zu Tal bewegen. Je nach Feststoffkonzentration, Kornverteilung innerhalb der Feststoffe und Sohlengefälle zeigen Murgänge ein sehr mannigfaltiges Bewegungs- und Fliessverhalten. Dieses reicht von rollender, schlagender und stossender Bewegung von Grobkomponenten bis hin zu zähflüssigem Fliessen feinmaterialreicher Feststoff-Wasser-Massen. Im Unterschied zum Hochwasserabfluss und zum hyperkonzentrierten Abfluss sind beim Murgang die Feststoffe und insbesondere die Grobkomponenten über die gesamte Abflusstiefe vorhanden. Eine grobe Einteilung der Murgänge und eine Abgrenzung zu den weiteren gravitationsinduzierten Feststoff-Wasser-Bewegungen zeigt Fig. 1.

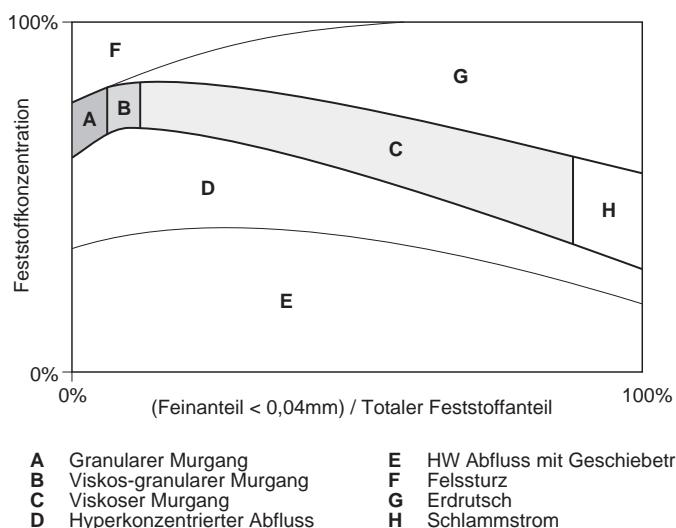


Fig. 1: Einteilung der Murgänge hinsichtlich Feinkornanteil und Feststoffkonzentration in Anlehnung an Coussot (1997)

So verschieden das Bewegungs- oder Fliessverhalten von Murgängen ist, und so unterschiedlich die Prozesse von der Murgangentstehung bis zur Ablagerung sind, so differenziert müssen physikalische Modelle entwickelt werden, um die jeweiligen Bewegungsarten und Prozesse bestmöglich zu beschreiben.

So beschreibt heute beispielsweise das 2-Phasen-Modell nach Iverson (1997) den Entstehungs-, Rutsch- und Ablagerungsprozess von Hangrutschungen und granularen Murgängen in steilen Gefällsbereichen. Demgegenüber beschreibt beispielsweise das visko-plastische Modell nach Coussot (1997), eines verschiedener rheologischer Modelle, den Fliess- und Ablagerungsprozess feinmaterialreicher, viskoser Murgänge in flachen bis mittleren Gefällsbereichen. Eine einfache Beschreibung des Fliessprozesses unterschiedlich zusammengesetzter Murgänge erlaubt auch ein Reibungsterm-Modell (Rickenmann 1999); Reibungsterm-Modelle sind aus der Modellierung des Reinwasserabflusses über rauen Oberflächen bekannt (Chezy, Manning, etc.).

Ein für einen spezifischen Murgangtyp und bestimmte Prozesse geeignetes physikalisches Modell ist zentraler Baustein für ein spezifisches Murgang-Simulationsprogramm. Mit einem solchen Programm lassen sich beispielsweise die für die Gefahrenzonenkartierung und für die Überprüfung und Optimierung von lokalen Schutzmaßnahmen wichtigen Zielgrößen wie lokale Abflusshöhe, Geschwindigkeit und Ablagerungsmächtigkeit für ein bestimmtes Murgangereignis berechnen bzw. abschätzen.

Im Folgenden werden die rheologischen Modelle näher beleuchtet und ein auf einem spezifischen rheologischen Modell basierendes numerisches Simulationsprogramm vorgestellt. Es wird gezeigt, mit welchen Methoden und welcher Genauigkeit die für dieses Programm benötigten rheologischen Parameter heute abgeschätzt werden können und welche zukünftigen Techniken zur verbesserten Bestimmung in Entwicklung sind. Anschliessend wird im Rahmen von Anwendungsbeispielen gezeigt, welchen Einfluss die rheologischen Parameter auf die Simulationsresultate haben und welche Bedeutung ihnen bei der Bestimmung zukommt.

2. Die rheologischen Modelle

Bei den rheologischen Modellen wird das Korn-Wassergemisch des Murganges als eine Phase/ein Fluid behandelt. Dabei wird die bei Murgängen oft beobachtete Geschwindigkeitsverteilung betrachtet, wonach in Sohlennähe die Geschwindigkeit null (oder negativ) ist, und die Geschwindigkeit bis zu einer Höhe h_{scher} über der Sohle bis zum Betrag v zunimmt (Fig. 2a).

Der Bereich zunehmender Geschwindigkeiten wird als Scherzone bezeichnet, d.h. hier wird das Fluid aufgescherzt oder deformiert. Die Scherzone basiert auf dem schematischen 2-Platten-Modell (Fig. 2b), das zur Definition der rheologischen Grundgrößen Scherrate $\dot{\gamma}$ und Schubspannung τ benutzt wird.

$$\dot{\gamma} = \frac{v}{h_{scher}} \quad [s^{-1}] \quad (2.1)$$

$$\tau = \frac{F}{A} = \rho \cdot g \cdot h \cdot \sin(i) \quad [\text{Pa}] \quad (2.2)$$

wobei: v = Abflussgeschwindigkeit, h_{scher} = Mächtigkeit der Scherzone, F = aufzuwendende Kraft um obere Platte mit der Fläche A in Scherrichtung mit der Geschwindigkeit v zu bewegen, ρ = Fluid(Murgang)-dichte, g = Erdbeschleunigung, i = Sohlengefälle.

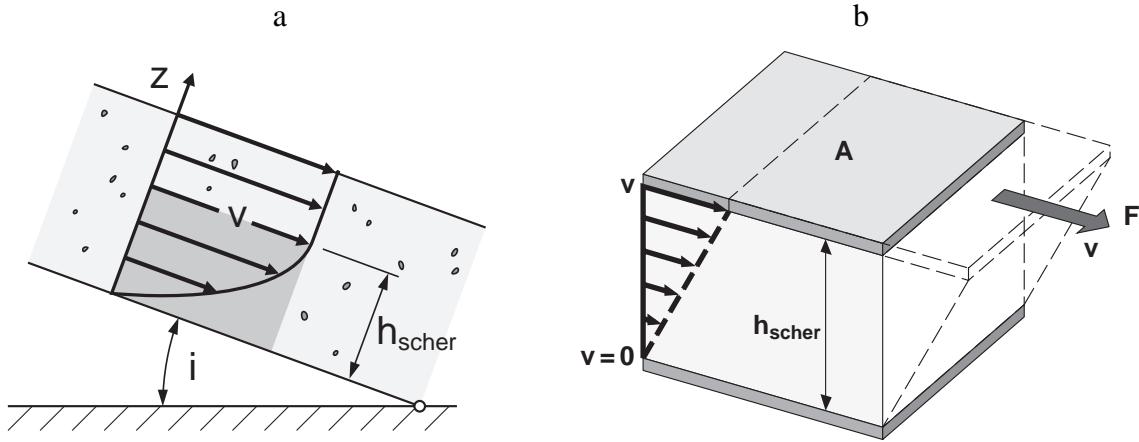


Fig. 2: Generalisierte Geschwindigkeitsverteilung innerhalb eines Murganges (a) und Analogie zur Definition der Scherzone (b), mit Hilfe derer die rheologischen Grundgrößen $\dot{\gamma}$ und τ hergeleitet werden.

Eine zentrale Aufgabe in der Rheologie ist die Messung und mathematische Beschreibung des Zusammenhangs zwischen den beiden Größen $\dot{\gamma}$ und τ (Fliesskurve) für ein gegebenes Fluid. Grundsätzlich wird zwischen folgenden Fluidarten bzw. rheologischen Modellen unterschieden, wobei gilt: 1) Newton Fluid, 2) – 4) Nicht-Newton-Fluide:

- 1) Newton Fluid: Wasser, Honig, Öle

$$\tau = \mu \cdot \dot{\gamma} \quad (2.3)$$

- 2) Bingham Fluid: Vereinfachte Modellannahme für Nicht-Newton-Fluide

$$\tau = \tau_c + \mu_B \cdot \dot{\gamma} \quad (2.4)$$

- 3) Scherverdickendes Fluid mit Fliessgrenze (dilatantes Fluid): Hochkonz. Dispersio-
nen und Suspensionen (Keramiksusp.) $\tau = \tau_c + K \cdot \dot{\gamma}^n$ mit $n > 1$ (2.5)

oder $\tau = \tau_c + \mu_B \cdot \dot{\gamma} + \zeta \cdot \dot{\gamma}^2$ (2.6)

- 4) Scherverdünnendes Fluid mit Fliessgrenze (Herschel-Bulkley-Fluid): Viele Sedi-
ment-Wasser-Gemische $\tau = \tau_c + K \cdot \dot{\gamma}^n$ mit $n < 1$ (2.7)

wobei: μ = Newtonviskosität, τ_c = Grenzschubspannung, μ_B = Binghamviskosität, K = Viskositätsparameter, n = Modellindex und ζ = turbulent-dispersiver Parameter.

In zahlreichen rheologischen Untersuchungen von Sediment-Wasser-Mischungen (Hemphill 1993) und Murgangfeinmaterial (O'Brien & Julien 1988, Coussot 1992, Coussot & Piau 1995, Major & Pierson 1992 und Parsons et al. 2001) resultierte ein scherverdünnendes Verhalten. Basierend auf diesen Untersuchungen und Modellähnlichkeitstheorien formulierte Coussot für hochkonzentrierte, feinmaterialreiche bzw. viskose Murgänge das Herschel-Bulkley-Modell (viskoplastisches Modell) gemäss Gl. 2.7 (Coussot 1997). In vielen Fällen wird für den viskosen Murgang auch ein vereinfachtes rheologisches Modell, das Bingham-Modell gemäss Gl. 2.4 angewendet.

Bei niedriger konzentrierten, feinmaterialreichen Murgängen und hyperkonzentrierten Abflüssen können in der aus Feinmaterial und Wasser gebildeten flüssigen Phase (=Matrix) zusätzlich turbulente, und im Zusammenspiel mit der granularen Phase (Stein- und Blockfraktion) disperse Effekte auftreten. Für solche Murgänge wird ein Modell analog Gl. 2.6 vorgeschlagen (Julien & Lan 1991, O'Brien et al. 1993), wobei der turbulente und disperse Anteil nicht gemessen werden kann, sondern über einen klassischen Reibungsansatz ersetzt werden muss (vgl. Kap. 3).

Bei granularen Murgängen mit geringem Feinmaterialanteil ist ein rheologisches Modell nicht mehr, bzw. mangels Alternativen nur bedingt anzuwenden. In verschiedenen Untersuchungen mit granularem Material konnten die rheologischen Parameter mit den klassischen Messmethoden nicht mehr eindeutig bestimmt werden (Phillips & Davies 1991, Major 1993 und Contreras & Davies 2000). Für den granularen Murgangtyp ist daher wenn möglich ein Modell einzusetzen, das auf der granularen Bewegungstheorie von Savage & Hutter (1991) basiert (Iverson 1997, Pudasaini & Hutter 2003).

Bezüglich Messsystemen zur Bestimmung des Zusammenhangs von $\dot{\gamma}$ und τ (Fliesskurve) von Fluiden wird an dieser Stelle nicht näher eingegangen, sondern auf einschlägige Literatur verwiesen (Mezger 2000, Chabra & Richardson 1999).

3. Das Simulationsprogramm Flo-2d

Das Programm Flo-2d wurde von O'Brien et al. (1993) entwickelt. Es erlaubt die zweidimensionale Modellierung von Reinwasser- und hyperkonzentrierten Abflüssen sowie die Modellierung von niedrig und hoch konzentrierten, feinmaterialreichen Murgängen. Mit dem Programm können Fliess- und Ablagerungsprozesse, aber keine Erosionsprozesse simuliert werden.

Die Kontinuitäts- und Bewegungsgleichungen sind in Flo-2d wie folgt definiert:

$$\text{Kontinuitätsgleichung: } \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0 \quad (2.8)$$

$$\text{Bewegungsgleichungen: } S_{fx} = S_{0x} - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{v}{g} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} \quad (2.9a)$$

$$S_{fy} = S_{0y} - \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{u}{g} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} \quad (2.9b)$$

wobei: x, y = Raumkoordinaten, t = Zeit, u bzw. $v = x$ -, y -Komponenten der tiefen-gemittelten Fliessgeschwindigkeit, h = Abflusstiefe, S_{0x} bzw. S_{0y} = x -, y -Komponente des Sohlengefälles sowie S_{fx} bzw. S_{fy} = x -, y -Komponente des Reibungsgefälles.

Dabei wird das rheologische Modell gemäss Gl. 2.6 im Reibungsterm S_f wie folgt eingesetzt:

$$S_f = \frac{\tau_c}{\rho \cdot g \cdot h} + \frac{F_{lam} \cdot \mu_{B,flo-2d} \cdot v}{8 \cdot \rho \cdot g \cdot h^2} + \frac{n_{man}^2 \cdot v^2}{h^{4/3}} \quad (2.10)$$

wobei: F_{lam} = laminarer Fliesswiderstand, $\mu_{B,flo-2d}$ = modellspezifischer flo-2d-Bingham-parameter und n_{man} = Fliesswiderstandsbeiwert nach Manning. n_{man} wird dabei anstelle des turbulent-dispersiven Parameters ζ eingesetzt, da letzterer rheometrisch nicht bestimmt werden kann.

Der Reibungsterm S_f in Gl. 2.10 ist in 3 Subterme unterteilt: (1) einen Grenzschubspannungsterm (τ_c), (2) einen Viskositätsterm ($\mu_{B,flo-2d}$) und (3) einen Rauigkeitsterm (n_{man}) der neben der Gerinnerauigkeit auch den turbulent-dispersiven Anteil des Fluides/Murganges berücksichtigt.

4. Die Bestimmung der rheologischen Parameter für einen viskosen Murgang

Der viskose Murgang ist ein hoch konzentrierter und feinmaterialreicher Murgang mit einer Kornverteilung, die keine Fraktionslücken aufweist. Für diesen Murgangtyp lassen sich die rheologischen Parameter (1) aus Naturbeobachtungen direkt abschätzen oder (2) aus der Kombination rheologischer Materialanalyse und Extrapolation ermitteln. Ferner ist es möglich, (3) die Parameter indirekt über numerische Simulation zu bestimmen, indem die rheologischen Parameter so lange variiert werden, bis sich eine Übereinstimmung zwischen numerischer Simulation und beobachtetem Ereignis (lokales Ablagerungsbild, Abflusshöhe, Geschwindigkeit) ergibt. Wenn immer möglich sollte versucht werden, die rheologischen Parameter mit Methode (1) oder (2) zu bestimmen, und die abgeschätzten Parameter dann mit (3) zu kontrollieren.

Abschätzung aus Naturbeobachtungen:

Die Grenzschubspannung τ_c lässt sich über die Geometrie der Murgangablagerung auf einer geneigten Fläche wie folgt abschätzen (Johnson 1970):

$$\tau_c = \rho \cdot g \cdot h_0 \cdot \sin(i) \quad (5.1)$$

mit h_0 = Ablagerungsmächtigkeit und i = Neigungswinkel der Ablagerungsfläche.

Im Falle eines gestoppten Murganges in einem Gerinne gilt (Coussot, 1996):

$$\tau_c = \rho \cdot g \cdot R_{H0} \cdot \sin(i) \quad (5.2)$$

mit R_{H0} = hydraulischer Radius

Gl. 5.1 und 5.2 können dann eingesetzt werden, wenn die Ablagerungen in Fliessrichtung langgestreckt sind, d.h. der Wert von h_0 hinter der Frontwulst über eine längere Strecke konstant ist. Es gilt nach Coussot (1996):

$$h_0/l < 0.1 \quad (5.3)$$

wobei l = Länge der Ablagerungszunge in Fliessrichtung.

Weitere Abschätzungen zur Bestimmung von τ_c für $h_0/l > 0.1$ oder zur Bestimmung von τ_c in Abhängigkeit der Geometrie von Levées (seitliche Ablagerungswülste entlang der Fliessstrecke) finden sich in Coussot (1996). Ergänzend finden sich in Coussot et al. (1996) weitere theoretischen Ansätze zu τ_c und der Abhängigkeit von der Krümmung der Ablagerungswulst eines Grenzschubspannungsmaterials. Auch solche Ansätze können in praktischen Fällen als Vergleich eingesetzt werden.

Zur Abschätzung des Bingham-Parameters wird folgendes Vorgehen empfohlen:

1. Ermittlung der Schubspannung unmittelbar nach Frontdurchgang:

$$\tau = \rho \cdot g \cdot h \cdot \sin(i) \quad (5.4)$$

mit h = Abflusstiefe direkt hinter der Front

2. Ermittlung der Scherraten unmittelbar nach Frontdurchgang (analog Gl. 2.1):

$$\dot{\gamma} = \frac{v}{h_{scher}} \quad (5.5)$$

mit v = mittlere Fliessgeschwindigkeit und h_{scher} = mittlere Schertiefe (Höhe der Scherzone über der Sohle)

h_{scher} kann optisch nicht erfasst werden und bleibt ein aus der Abflusstiefe h abzuschätzender Parameter.

3. Abschätzung des Bingham-Parameters unmittelbar nach Frontdurchgang:

$$\mu_B = \frac{\tau - \tau_c}{\dot{\gamma}} \quad (5.6)$$

$$\mu_{B, \text{flo-2d}} = \frac{\mu_b \cdot 8}{F_{lam}} \quad (5.7)$$

wobei F_{lam} = der in Gl. 2.10 definierte laminare Fliesswiderstand.

Rheologische Materialanalyse und Extrapolation:

Die von Coussot et al. (1998) entwickelte Methode zur Abschätzung der rheologischen Parameter für viskose Murgänge beinhaltet folgende Schritte:

- Bestimmung der repräsentativen Kornverteilung des Murgangs.
- Rheologische Analyse des Feinmaterials ($d_{max} \leq 0.04, 0.2, 1$ mm) mittels konventionellen rheometrischen Messsystemen (Mezger 2000, Chabra & Richardson 1999).
- Rheologische Analyse des Fein- und Mittelkorngemisches ($d_{max} \leq 25$ mm) des gesamten Feststoff-Wassergemisches mittels Grossausführung konventioneller Messsysteme (Coussot & Piau 1995, Phillips & Davies 1991).
- Ablagerungsversuche auf geneigter Ebene/ in geneigter Rinne zur Ermittlung der Grenzschubspannung verschieden grober Teilgemische des gesamten Feststoff-Wassergemisches und Ermittlung von Grenzschubspannungen aus beobachteten Murgangablagerungen in Natur.
- Extrapolation der für die Teilgemische ermittelten rheologischen Parameter auf die repräsentativen Parameter für den gesamten Murgang.

Der Aufwand dieses Verfahrens ist gross. Das Verfahren erlaubt allerdings genauere Abschätzungen als das vorgängig Beschriebene. Weitere Messsysteme sind zu entwickeln, um die direkte Bestimmung der rheologischen Parameter durch Materialanalyse und Extrapolation effizienter und genauer zu machen (vgl. Schatzmann et al. 2003a, 2003b).

5. Der Einfluss der rheologischen Parameter auf die Simulationsresultate

Anhand von Fallbeispielen wird in diesem Kapitel aufgezeigt, wie sich, basierend auf Simulationen mit dem Programm Flo-2d, die rheologischen Parameter τ_c und $\mu_{B,flo-2d}$ auf den Abflussprozess (Abflusstiefe und Geschwindigkeit) und die Ablagerung (Ort, Ablagerungsmächtigkeit) von Murgängen auswirkt.

Als Fallbeispiele dienen die numerischen Simulationen an der Maschänserrüfe bei Trimmis/GR (VAW 2001) sowie am Milibach in Albinen/VS (VAW 2003).

Im Falle der Maschänserrüfe bei Trimmis münden zwei Teilgerinne in einen Geschiebesammler von rund $300'000$ m³ Fassungsvolumen. Aus dem Sammler führt ein Gerinne heraus, das sich anschliessend auf einer Länge von 2.3 km mit einem Gefälle von durchschnittlich 10 % über einen natürlichen Murgangschwemmkegel zieht und am Ende in den Rhein mündet (Fig. 3). Der Geschiebesammler präsentiert sich im Rahmen der Simulationen in einem projektierten Zustand, wonach die beiden Zufuhrgerinne im Geschiebesammler je in Doppeltrapezgerinne münden, welche eine begrenzte Gerinnekapazität aufweisen. Dadurch wird bei grossen Murgängen ein Teil der anfallenden Materialmengen in einen Sammelraum im Zentrum des Geschiebesammlers entlastet und dort abgelagert. Durch die Simulationen wurde die Wirkung dieses durch Doppeltrapezgerinne ergänzten Geschiebesammlers auf das Abfluss- und Ablagerungsverhal-

ten im Gerinne unterhalb des Geschiebesammlers untersucht. Zur Durchführung der Simulationen wurde basierend auf langjährigen (subjektiven und objektiven) Naturbeobachtungen das Werteband für die rheologischen Parameter τ_c und $\mu_{B,\text{flo-2d}}$ mit der hier präsentierten Methode „Abschätzungen aus Naturbeobachtungen“ bestimmt. Die Simulationsresultate in Fig. 3 zeigen den Einfluss des rheologischen Parameters τ_c auf die ablagerungsrelevanten Größen Reichweite und Ablagerungsmächtigkeit.

Im Falle des Milibaches Albinen muss zum Schutz des Dorfes vor Übermurung das bestehende eingedolte Gerinne im Bereich des Dorfplatzes ausgebaut werden. Zur Optimierung des zukünftigen Gerinnes hinsichtlich Schutz und Kosten wurden für verschiedene Ausbauvarianten numerische Simulationen durchgeführt. Auch hier wurden die rheologischen Parameter τ_c und $\mu_{B,\text{flo-2d}}$ mit der Methode „Abschätzungen aus Naturbeobachtungen“ abgeschätzt. Als Beispiel werden hier für verschiedene Szenarien von Maximalabflüssen und rheologischen Parametern bei einer Gerinnevariante Längenprofile von Abflusshöhen und Geschwindigkeiten gezeigt (Fig. 4 und 5). In diesen Profilen ist der Einfluss der rheologischen Parameter τ_c und $\mu_{B,\text{flo-2d}}$ auf die abfluss-relevanten Parameter Abflusshöhe und Abflussgeschwindigkeit sichtbar.

Der Einfluss der rheologischen Parameter auf den Ablagerungsprozess:

In beiden Anwendungsfällen stellte sich heraus, dass die Grenzschubspannung τ_c auf die ablagerungsrelevanten Parameter Murgangreichweite und Ablagerungsmächtigkeit einen bedeutsameren Einfluss hat als $\mu_{B,\text{flo-2d}}$. Der Einfluss von τ_c ist für den Aspekt der Ablagerung ebenso bedeutsam wie der Einfluss des gewählten Murgangvolumens und bedeutsamer als andere gewählte Eingabeparameter wie beispielsweise der Spitzenabfluss Q_{max} oder die Abflussganglinie. Es gilt: Je grösser das Murgangvolumen und je kleiner τ_c , desto grösser die Reichweite des Murganges. Je grösser τ_c , desto grösser die lokale Ablagerungsmächtigkeit (Fig. 3).

Der Einfluss der rheologischen Parameter auf den Abflussprozess:

Im Rahmen der Simulationen zeigte sich, dass der Viskositätsparameter $\mu_{B,\text{flo-2d}}$ einen grossen Einfluss ausübt auf die abflussrelevanten Parameter Abflusstiefe und Abflussgeschwindigkeit zur Zeit des Spitzenabflusses Q_{max} . Der Einfluss von $\mu_{B,\text{flo-2d}}$ ist hier mindestens so bedeutsam wie jener von τ_c und Q_{max} (Fig. 4 und 5). Es gilt: Je grösser die Werte von $\mu_{B,\text{flo-2d}}$ und τ_c , desto grösser die Abflusstiefe und desto kleiner die Murganggeschwindigkeit.

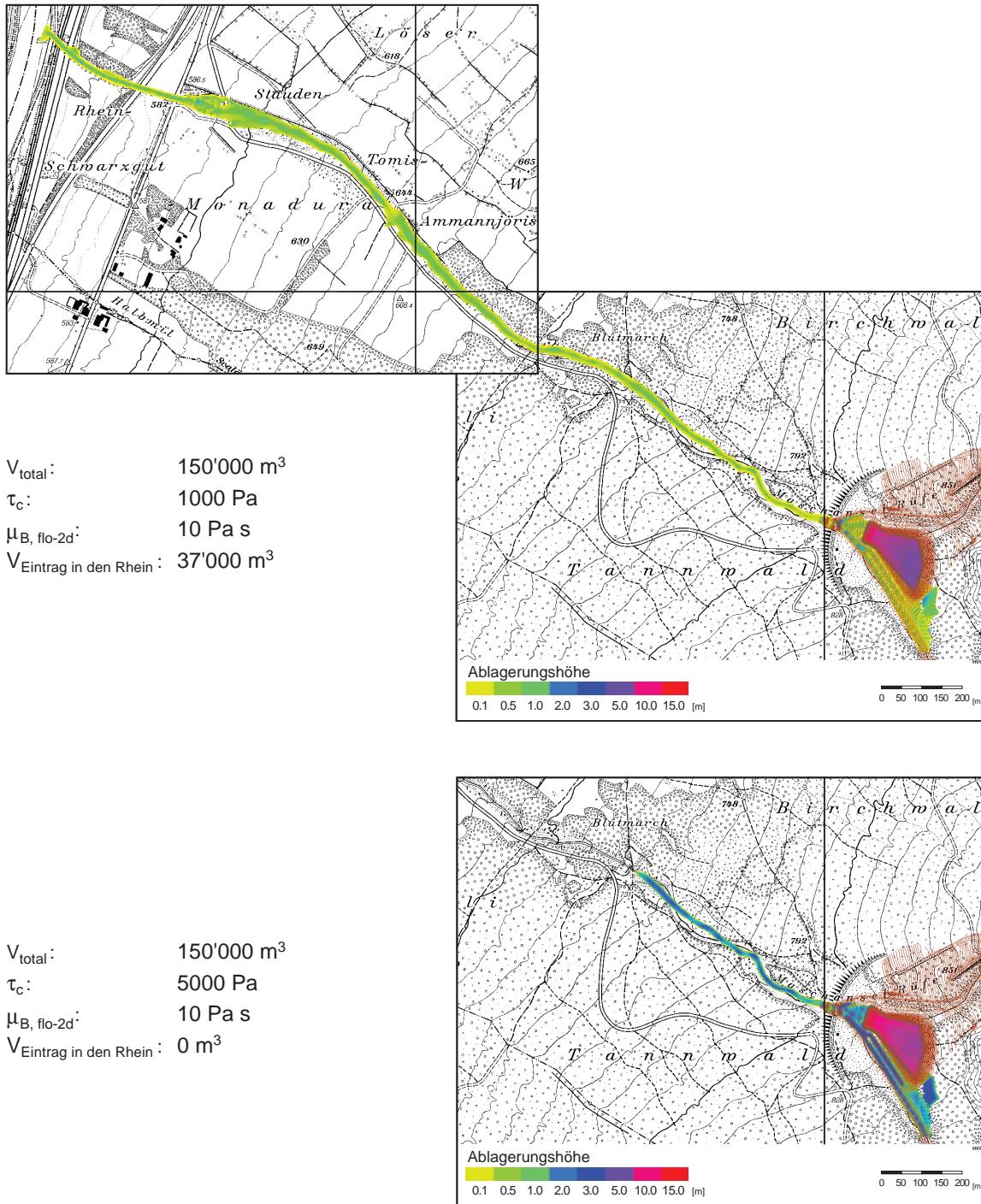


Fig. 3: Auswirkung der Grenzschubspannung τ_c auf die Reichweite und das Ablagerungsverhalten in der Maschänserrüfe im Abschnitt Geschiebesammler bis Rheinmündung. Oben: $\tau_c = 1000 \text{ Pa}$ (flüssiger Murgang); Vorstoss des Murganges bis in den Rhein. Unten: $\tau_c = 5000 \text{ Pa}$ (zähflüssiger Murgang); begrenzte Reichweite des Murganges und lokal grosse Ablagerungsmächtigkeiten.

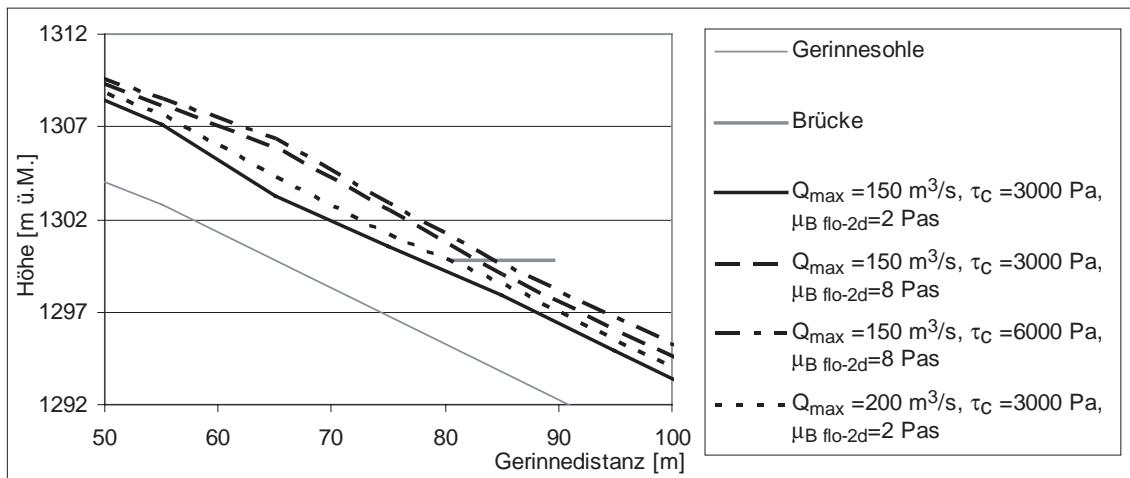


Fig. 4: Einfluss der rheologischen Parameter $\mu_{B, \text{flo-2d}}$ und τ_c sowie des Spitzendurchflusses Q_{max} auf die maximale Abflusstiefe im ausgebauten Gerinne der Variante 1 im Bereich des Dorfplatzes Albinen (Längenprofil).

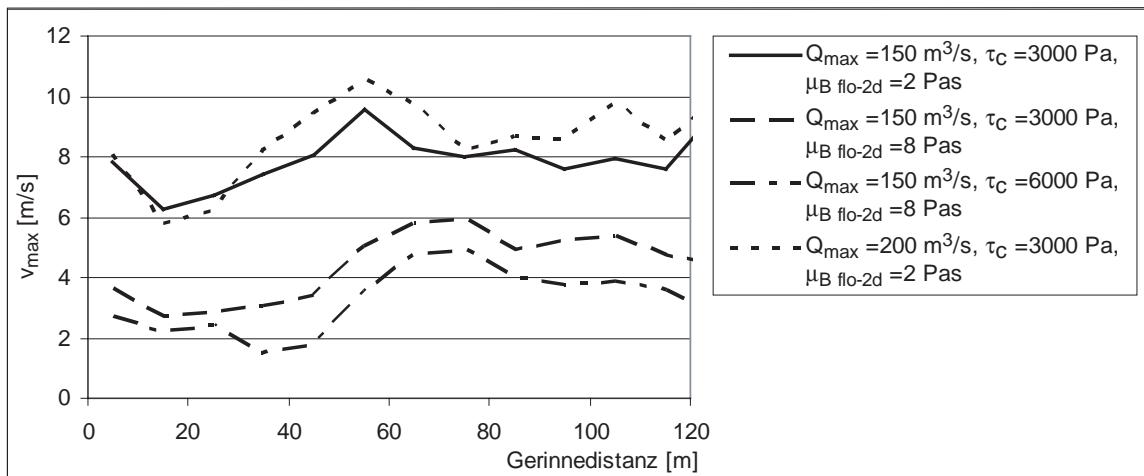


Fig. 5: Einfluss der rheologischen Parameter $\mu_{B, \text{flo-2d}}$ und τ_c sowie des Spitzendurchflusses Q_{max} auf die maximale Geschwindigkeit v_{max} im ausgebauten Gerinne der Variante 1 im Bereich des Dorfplatzes Albinen (Längenprofil).

6. Schlussfolgerungen

Im vorliegenden Artikel wurde aufgezeigt, für welche Prozesse und Murgangtypen rheologische Modelle im Rahmen von numerischen Simulationen anzuwenden sind. Es sind dies namentlich Fliess- und Ablagerungsprozesse von (a) hochkonzentrierten, feinmaterialreichen (viskosen) Murgängen und von (b) niedriger konzentrierten, feinmaterialreichen Murgängen, die während der Bewegung optisch als 2-Phasen-Gemisch erkennbar sind.

Im Simulationsprogramm Flo-2d wurde im Reibungsterm der Bewegungsgleichen ein einfaches rheologisches Modell implementiert, das die Simulation der Murgangtypen (a) und (b) ermöglicht.

Für den viskosen Murgang (a) können die für die Durchführung von Simulationsrechnungen erforderlichen rheologischen Parameter τ_c und $\mu_{B,\text{flo-2d}}$ aus Naturbeobachtungen oder mittels rheologischer Materialanalyse und Extrapolation abgeschätzt werden. Letzteres Verfahren ist aufwendiger aber genauer, und es ermöglicht ein differenzierteres Abbild der Scherraten-Schubspannungs-Beziehung für ein gegebenes Kornmaterial in gegebener Feststoffkonzentration. Aus diesem Grund sind in der Forschung Anstrengungen im Gange, um mit geeigneten Messsystemen letzteres Verfahren effizienter und praxistauglicher zu machen.

Im Rahmen zweier Anwendungsfälle zeigte sich, dass die Grösse der rheologischen Parameter die Simulationsresultate von Flo-2d entscheidend beeinflussen. Es zeigte sich insbesondere, dass die Grenzschubspannung τ_c entscheidenden Einfluss hat auf die ablagerungsrelevanten Grössen wie Reichweite und lokale Ablagerungsmächtigkeit, und der Bingham-Viskositäts-Parameter $\mu_{B,\text{flo-2d}}$ sich relevant auf die Abflussgrössen Abflusshöhe und Murganggeschwindigkeit auswirkt.

Die Simulationsresultate zeigen, dass eine gute Schätzung der rheologischen Parameter für verschiedene Anwendungen wie etwa bei der Gefahrenzonenkartierung, bei der Gerinndimensionierung oder bei der Planung eines optimal funktionierenden Geschiebesammlers von grosser Bedeutung ist.

Es muss in diesem Zusammenhang allerdings ergänzt werden, dass die rheologischen Parameter innerhalb eines Murganges von der Front bis hin zum Schwanz variieren bzw. in der Regel abnehmen. Ebenso können die Parameter in einem gegebenen Einzugsgebiet von Ereignis zu Ereignis stark variieren. Das heisst in jedem Einzugsgebiet treffen wir eine material(Geologie- bzw. Kornverteilungs-)spezifische Bandbreite der rheologischen Parameter an. Eine zuverlässige Bestimmung der ganzen Bandbreite dieser Parameterwerte kann nur über eine lange Reihe von Naturbeobachtungen im entsprechenden Gebiet oder über eine intensive rheologische Materialanalyse erfolgen.

Abschliessend soll noch erwähnt werden, dass Simulationsprogramme wie beispielsweise das Flo-2d erst am Beginn stehen von zukünftigen Programmen, die komplexere rheologische Modelle an verschiedenen Stellen innerhalb der Bewegungsgleichungen enthalten, die weitere Prozesse wie namentlich Segregationsprozesse innerhalb der Feststoffpartikel, und/oder Erosionsprozesse abbilden können, und die sich mit Modellen für granulare Murgänge kombinieren lassen.

Referenzen:

- Chhabra, R.P., and Richardson, J.F. (1999). *Non-Newtonian Flow in the Process Industries*. Butterworth-Heinemann, Oxford, Great Britain.
- Contreras S. M., Davies T. R. H. (2000). Coarse-Grained Debris-Flows, Hysteresis and Time-Dependent Rheology. *Journal of Hydraulic Engineering*, 126(12): 938-941.
- Coussot P. (1992). Rhéologie des boues et laves torrentielles. Etude de dispersions et suspensions concentrées. *Thèse*. Laboratoire de Rhéologie. CEMAGREF. Grenoble. 415 p. (in french)
- Coussot P., Piau J-M. (1995). A large-scale field concentric cylinder rheometer for the study of the rheology of natural coarse suspensions. *Journal of Rheology*, 39(1): 105-124.
- Coussot P. (1996). Les laves torrentielles – Connaissances à l’usage du praticien. *Collection Etudes du Cemagref*, serie ‘Equipments pour l’eau et l’environnement’, n°23. CEMAGREF. Grenoble. 177 p.

- Coussot P., Proust S., Ancey C. (1996). Rheological interpretation of deposits of yield stress fluids. *Journal of Non-Newtonian Fluid Mechanics*, 66: 55-70.
- Coussot P. (1997). Mudflow Rheology and Dynamics. *IAHR Monograph Series*. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield. 255 p.
- Coussot P., Laigle D., Arattano M., Deganutti A., Marchi L. (1998). Direct Determination of Rheological Characteristics of Debris Flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 124(8): 865-868.
- Hemphill T., Campos W., Pilevahri A. (1993). Yield-power law model more accurately predicts mud rheology. *Oil and Gas Journal*, 91(34): 45-50.
- Iverson R.M. (1997). The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35(3): 245-296.
- Johnson A.M. (1970). A method for interpretation of natural phenomena – intrusions in igneous rocks, fractures and folds, flow of debris and ice. *Physical processes in geology*. Freeman, Cooper and Co., San Francisco, California.
- Julien P.Y., Lan Y. (1991). Rheology of hyperconcentrations. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117(3): 346-353.
- Major J.J., Pierson T. (1992). Debris Flow Rheology: Experimental analysis of fine-grained slurries. *Water Resources Research*, 28(3): 841-857.
- Major J.J. (1993). Rheometry of natural sediment slurries. *Proc. of the 1993 Conf. 'Hydraulic Engineering 93'*, San Francisco, ASCE, (2): 1415-1421.
- Mezger Th. (2000). Das Rheologie-Handbuch. Für Anwender von Rotations- und Oszillations-Rheometern. Vincentz Verlag, Hannover: 271 S.
- O'Brien J.S., Julien P.Y. (1988). Laboratory analysis of mudflow properties. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(8): 877-887.
- O'Brien J.S., Julien P.Y., Fullerton W.T. (1993). Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of Hydraulic Engineering*, 119(2): 244-261.
- Parsons J.D., Whipple K.X., Simoni A. (2001). Experimental study of the grain-flow, fluid-mud transition in debris flows. *Journal of Geology*, 109(4): 427-447.
- Phillips C.J., Davies T.R.H. (1991). Determining rheological parameters of debris flow material. *Geomorphology*, 4 (1991): 101-110.
- Pudasaini S.P., Hutter K. (2003). Granular avalanche model in arbitrarily curved and twisted mountain terrain: a basis for the extension to debris flows. *Proceedings of the 3rd International conference on debris flow hazards mitigation*. Davos/Switzerland, 10-12 September 2000. A.A. Balkema, Rotterdam and Brookfield: 491-502.
- Rickenmann D. (1999). Empirical relationships for debris flows. *Natural Hazards*, 19: 47-77.
- Savage S.B., Hutter K. (1991). The dynamics of avalanches of granular materials from initiation to runout, I, Analysis. *Acta Mech*, 86: 201-223.
- Schatzmann M., Fischer P., Bezzola G.R. & Minor H.E. (2003a). The ball measuring system – a new method to determine debris flow rheology. *Proceedings of the 3rd International conference on debris flow hazards mitigation*. Davos/Switzerland, 10-12 September 2000. A.A. Balkema, Rotterdam and Brookfield: 387-398.
- Schatzmann M., Fischer P. & Bezzola G.R. (2003b). Rheological behaviour of fine and large particle suspensions. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(10): 796-803.
- VAW (2001). Numerische Simulationen Maschänserrüfe. *Unveröff. Bericht der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, Nr. 4159. ETH Zürich.
- VAW (2003). Milibach Albinen. Numerische Murgangsimulationen und Abschätzungen für Hochwasser und Geschiebetrieb in den Bereichen Dorfplatz und Mühle. *Unveröff. Bericht der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, Nr. 4194. ETH Zürich.

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

*Turbulenzen in der
Geomorphologie*



Mittelmoränen des Reuss-Gletschers zwischen Urseren und Urner See

René Hantke

Zusammenfassung

Durch Frost, Steinschlag und Felssturz auf Eis niedergebrochenes Gestein entstehen am Rand von Gletschern Seitenmoränen. Wo zwei Gletscher zusammentreffen, vereinigen sich die beiden inneren Ufer- zu einer Mittelmoräne. Durch Konfluenz von n Teilgletschern entstehen im Normalfall $n-1$ Mittelmoränen. Da im Urnerland die Gipfel auch in den grössten Kaltzeiten bis über 1000 m über das Eis emporragten, lieferten ihre steilen, geklüfteten Flanken immer Schutt auf seine Oberfläche.

Die *Urseren-Mulde* ist kaum nennenswert glazial übertieft, wie oft angenommen wird; sie folgt der tektonisch angelegten Längsstörung Goms–Furka–Urseren–Oberalp–Vorderrheintal. Nach Emporstau des Aarmassivs und Platznahme der helvetischen Decken wurde die Mulde in Kaltzeiten nicht ausgeräumt, sondern im Gegenteil durch Obermoräne sukzessive eingeschüttet. Dabei trugen durch Schmelzwasser verfrachteter Kies und Sand zur Füllung bei.

Die Mittelmoräne zwischen Reuss- und Meien-Gletscher setzt SW von Wassen ein und verläuft talaus über den Kirchhügel zur Konfluenz von Reuss und Meienreuss. Wie Mittelmoränen-Ansätze zwischen Reuss- und Maderaner Gletscher belegen, hat dieser den Reuss-Gletscher auf die westliche Talseite gedrängt.

Talaus vermochte der vereinigte Maderaner/Reuss-Gletscher tief ins *Schächental* einzudringen. Auf 1480 m liegt eine Mittelmoräne zwischen Reuss- und vom Bälmeten-Grat zugeflossenen Eis. Die Sackung der Schattdorfer Berge mit ihren Moränen und einem älteren Mittelmoränen-Ansatz ist älter als die grösste Vergletscherung.

Im *untersten Reusstal* verblieben 300 m tiefe Bohrungen in holozänen und eiszeitlichen Sedimenten. Im Urner See liegt die Felssohle nach seismischen Messungen 200 m unter dem Meeresspiegel; Belege für eine glaziale Übertiefung fehlen. Die Anlage ist tektonisch; die Flanken sind 700 m gegen einander verschoben und klaffen auseinander.

Medial moraines of the Reuss glacier between Urseren and Lake Uri

Debris loosened by freezing and thawing rock on the valley sides above, will be collected and deposited as lateral moraines. Where two glaciers meet, the lateral moraines join to form a medial moraine at their junction on the ice: the confluence of n tributary glaciers generates normally $n-1$ medial moraines. Inasmuch as, also in the

Canton of Uri, the mountain peaks reached up to 1000 m above the level of the largest ice-age glaciers, there was much debris left from their steep slopes.

The Urseren depression has hardly been glacially 'overdeepened'; rather, it follows a tectonic lineament reaching from the Goms valley to the Furka–Urseren–Oberalp–Anterior Rhine valley. The Urseren depression was not excavated after the uplift of the Aare Massif and emplacement of the Helvetic nappes, but has gradually been filled up by material washed-out from upper moraines. Debris and sand carried by glacier meltwater have contributed to the fill-up material.

The trace of a medial moraine between the Reuss and the Meien glaciers SW of Wassen continues outward in the valley across the church hill as far as the confluence of the Reuss and the Meienreuss rivers. As the traces of the medial moraine between the Reuss and Maderan glaciers show, the latter forced the Reuss glacier towards the western valley side.

Downward in the valley, the combined Maderan/Reuss glacier was able to penetrate into the Schächen valley. It left a medial moraine on the Gampelen plateau (1480 m) between itself and the ice-flow from the Bälmeten ridge. The slide of the Schattdorf mountains with the moraines and the starting point of an even older medial moraine is older than the largest glaciation.

Boreholes in the lower most Reuss valley, up to 300 m deep, have never reached beyond the sediments of the Holocene and Ice age periods. According to results from seismic investigations, the hard-rock basement in Lake Uri is situated 200 m below sea level. There are no indications of glacial overdeepening. Also the genesis of the lake is tectonic; the sides are shifted 700 m with regard to each other with a substantial crosswise divergence.

1. Einleitung

Durch Frost, Steinschlag und Felssturz auf Firn und Eis niedergebrochenes Gestein wird früher oder später an den Rändern von Gletschern abgelagert und bildet Seiten- (Ufer)moränen. Wo zwei Gletscher zusammentreffen, bildet sich eine oft bis ans Zun- genende durchhaltende Mittelmoräne. Ins Innere gelangter Schutt wird durch eindrin- gendes und gefrierendes Schmelzwasser grösstenteils wieder an die Oberfläche befördert. „Le glacier ne souffre aucun corps étranger dans son intérieur...“ (AGASSIZ 1840, p. 104). Da beim Zusammentreffen von n Teilgletschern im Normalfall $n-1$ Mittelmoränen ent- stehen von theoretisch doppeltem Volumen wie die Ufermoränen, kommt ihnen hohe Bedeutung zu. An den Ansatzpunkten der Mittelmoränen und Endaufschüttungen lassen sich vielfältige Formen unterscheiden (WAGNER 1997, 2001, 2003). Da im Urnerland die Gipfel selbst in den grössten Kaltzeiten bis mehr als 1000 m über die Eisoberfläche emporragten, bestand bei steilen Flanken und geklüftetem Fels reichliche Schuttlie- rung. PENCK (1882) und PENCK & BRÜCKNER (1901–09) nahmen an, dass der Gesteins- transport bei Gletschern am Grund erfolge, da auch der Oberflächenschutt durch Spalten und Schmelzwässer auf den Grund gelange. Diese These wurde zur gängigen Lehr- meinung des letzten Jahrhunderts. Demgegenüber geht das Mittelmoränen-Arbeitsmodell davon aus, dass der Schutttransport auch bei den eiszeitlichen Gletschern, wie bei heutigen, grösstenteils *auf* dem Eis erfolgte, wobei Mittelmoränen vorherrschten (siehe Fig. 1a).

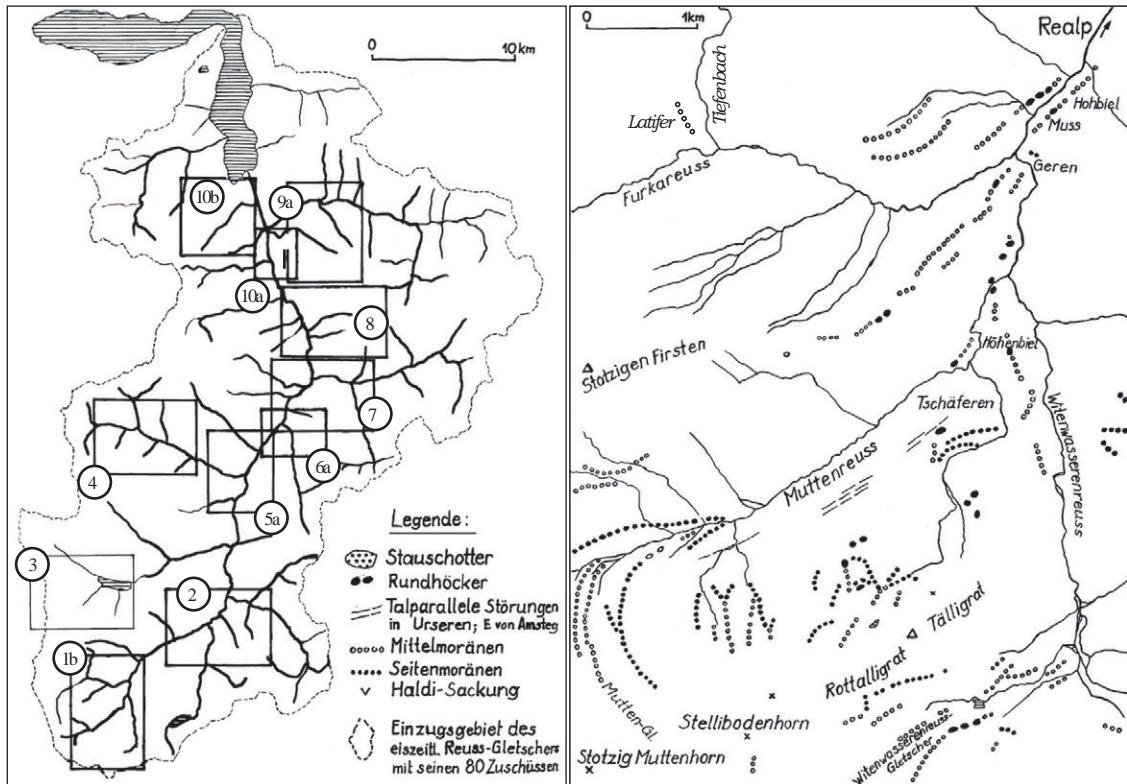


Fig. 1 a) Das Einzugsgebiet des eiszeitlichen urserischen Reuss-Gletschers mit den Ausschnitten der Fig. 1b–10b und der Legende zu den Kartenskizzen.
 b) Die südwestlichen Zuschüsse des Reussgletschers: Furkareuss- und Witenwasserreuss-Gletscher mit ihren Mittelmoränen und frührezenten Moränen der Gletscher. Legende in Fig. 1a, LK (Landeskarte 1: 25000) 1231 Urseren und 1251 Bedretto.

2. Die Lockergesteinsfüllung der Urseren-Mulde

Die Urseren-Mulde ist seit PENCK & BRÜCKNER als kräftig glazial übertieft betrachtet worden. Dabei wurde zu wenig beachtet, dass die 300 m tiefe Felsmulde in einer der bedeutendsten Längsstörungen der Alpen liegt: Goms–Furka–Urseren–Oberalp–Tavetsch–Vorderrheintal. An Scherflächen wurde das Aarmassiv im jüngeren Miozän hochgestaucht, in Kaltzeiten mit der Eisfüllung die Talung niedergedrückt und beim Abschmelzen erneut gehoben, was Präzisionsmessungen (JEANRICHARD 1986) bestätigen. Von FEHR (1926) auf der Nordseite des Urserentales als hochgelegene Ufermoränen kartierte hangparallele Rücken sind eisentlastete, lokal überschuttete Felsrippen (RENNER 1978, 1982, HANTKE 1980). Sie bekunden junge Verstellungen durch Eisentlastung. Längs solchen Scherstörungen wurde das Tal in Kaltzeiten von der Eislast niedergedrückt. In Warmzeiten erfolgte eine talseitige Hebung um mehrere Meter (Fig. 2).

Seit dem Emporheben des Aarmassivs und der Platznahme der helvetischen Decken vor über 5 Mio. Jahren wurde das Urserental von den sich vereinigenden kaltzeitlichen Reuss-Gletschern nicht, wie meist angenommen wird, bis auf die Sohle um 1120 m ausgeräumt, sondern im Gegenteil sukzessive bis auf den heutigen Talboden von 1430 m zugeschüttet. Die Verfüllung besteht nicht nur aus ‚Grundmoräne‘ (H. JÄCKLI in BRÜCKNER & NIGGLI 1955), sondern aus verschiedenstem Lockergut, vor allem aus

verschwemmter Obermoräne, die beim nächsten Vorstoss überfahren, gepresst, „vorbelastet“ und von Alluvionen überschüttet wurde, was sich mehrfach wiederholt hat.

3. Mittelmoränen in Urseren

Auf Stelliboden, Höhenbiel und Rieder sind zwischen Mutten- und Witenwasserenreuss-Gletscher Mittelmoränen auf Rundhöckern auf Grund gelaufen.

Zwischen Witenwasserenreuss- und Furkareuss-Gletscher zeichnen sich höchste Ansätze von Mittelmoränen am Gässler um 2350 m, tiefere auf Unter Deieren um 2200 m ab; deutlichere setzen bei Mädlar um 1800 m ein; sie lassen sich über Laubgädem gegen die Konfluenz von Witenwasserenreuss und Furkareuss und über Geren–Muss–Hohbiel S der Furkareuss verfolgen, wo Endaufschüttungen auf Rundhöckern liegen. Eine Mittelmoräne lief zwischen Hostetten–Biel und dem NE-Portal des Furka-tunnels auf Grund; eine weitere bildet einen Wall auf Latifen zwischen Furkareuss- und Tiefengletscher (Fig. 1b).

Zwischen Gotthardreuss- und Furkareuss-Gletscher liegen höchste Mittelmoränen-Ansätze auf 2180 m bzw. 2100 m, auf Lückli um 2000 m; markanter sind jene auf Mittler Egg–Totes Ross um 1860–1800 m. E des Gotthardreuss-Gletschers zeichnet sich auf Vorderem Alpetli ein Eisstand um 2200 m ab. In Hospental und N der Furkareuss laufen Wälle auf Rundhöckern auf Grund und tauchen in die Ebene von Andermatt ab. Auf Gurschen setzt eine höchste Mittelmoräne zwischen Gurschenfirn/Unteralpreuss- und Reuss-Gletscher um 2100 m ein und hält bis 2000 m durch; eine tiefere verläuft von 2060 m gegen Mändli (Fig. 2).

Zwischen *Unteralpreuss*- und *Oberalpreuss-Gletscher* zeichnen sich höchste Mittelmoränen-Ansätze auf Rossboden-Alp auf 2200 m ab; tiefere liegen auf den Eggen zwischen 2000 und 1900 m, beim Satteleggghubel um 1820 m, auf Laucherlen um 1600 m. In den Talboden absteigende Endaufschüttungen wurden bei Andermatt von jüngeren Sedimenten überschüttet. Von FEHR (1926) noch als hochgelegene Seitenmoränen des Furkareuss-Gletschers kartierte Grätschen bekunden junge Verstellungen durch Eisentlastung (HANTKE 1980, RENNER 1982). Längs solchen Scherstörungen wurde das Tal in Kaltzeiten von der Eislast niedergedrückt. In Warmzeiten erfolgte eine talseitige Hebung um mehrere Meter.

4. Mittelmoränen-Ansätze im Reusstal zwischen Schöllenen und Maderanertal

Die Mittelmoränen bei Waldstafel um 1600 m zwischen Reuss-Gletscher und dem rechtsseitigen Zuschuss aus dem Riental sind eher bescheiden.

Linksseitig zeichnen sich S von Spizzi höchste Mittelmoränen-Ansätze zwischen *Reuss*- und *Göscheneralp-Gletscher* um 2400 m ab. Markanter sind erst die tieferen am Stock um 1600 m. Im Göschener Tal fehlen Mittelmoränen zwischen Voralpreuss- und Dammareuss-Gletscher weitgehend. Bei P. 2254 treten nur Rundhöcker auf; dies hängt damit zusammen, dass die Gandschijen-Kette sie nur bescheiden überragt. Bis ins Holozän hat sich vom Rundhöcker der Egg zum Stausee eine Mittelmoräne zwischen *Damma*- und *Rotfirn/Chelenreuss-Gletscher* gebildet (Fig. 3), die sich in den See fortsetzt (ZOLLER et al. 1966).

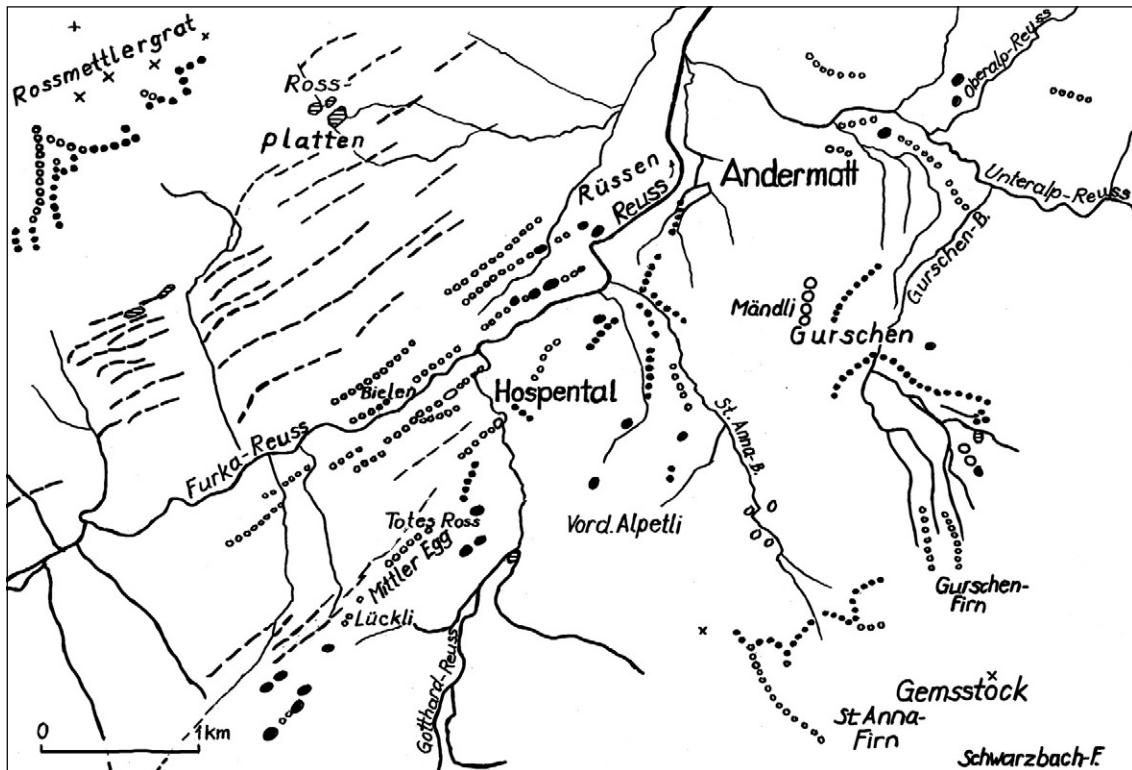


Fig. 2 In die Talebene von Urseren abtauchende Rundhöcker und Mittelmoränen-Finger sowie absteigende Moränen von St. Anna- und Gurschen-Gletscher. Legende in Fig. 1a, LK 1231.

Mehrere Mittelmoränen-Ansätze zeichnen sich zwischen *Reuss*- und *Ror-Gletscher* ab, ein höchster Ansatz NE des Meiggelenstock auf 2200 m, markantere weiter NE um 1800 m, auf 1550 m bei Rüti und durchhaltend von 1300 bis 1150 m, wo ein Wall ausufert. An der Mündung des Gornerentales verrät Lockergut weitere Ansätze W von Schy auf 1600 m und bei Schale um 1200 m.

Im *Meiental* hat sich N von Färnigen eine Mittelmoräne zwischen *Gorezmettlen/Meien-* und *Sewen-Gletscher* gebildet. S der Meienreuss verraten Mittelmoränen W von Meien-Dörfli einen Zuschuss vom *Kartigel-Gletscher*. Zwischen Meienchanz und Lerchen bekunden stirnnahe Seitenmoränen einen Vorstoss des Meien-Gletschers bis an den Talausgang (Fig. 4).

Um Riederer stellen sich Mittelmoränen-Ansätze zwischen Reuss- und Meien-Gletscher unterhalb 1900 m ein. Eine Mittelmoräne zwischen Reuss- und Meien-Gletscher setzt bei Egg SW von Wassen ein (Fig. 5a, b). Talaus lässt sie sich über den mit Erratikern übersäten Rundhöcker des Kirchhügels von Wassen verfolgen.

Gut ausgebildete Mittelmoränen liegen im Mündungsbereich des Schindlachtales unterhalb des Witenstock um 2100 m, N von Alplen auf gut bzw. knapp 2000 m, auf Wildampferen um 1800 m, auf Ronen um 1700 m, von 1600–1540 m und auf Guggerberg um 1260–1200 m. Ansätze stellen sich zwischen Intschi- und Leitschach-Gletscher auf Bränd um 1770–1700 m und bei Heissigegg von 1440–1400 m ein.

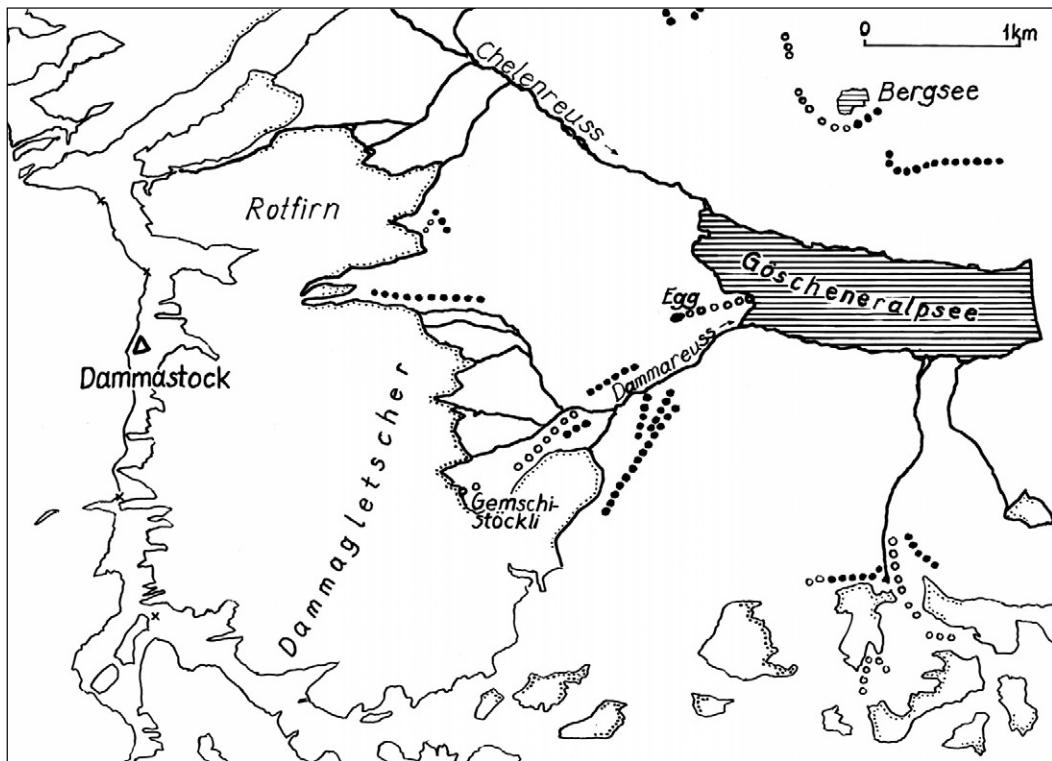


Fig. 3 Holozäne Mittelmoränen im Talschluss der Göschenenalp. Legende in Fig. 1a, LK 1231.

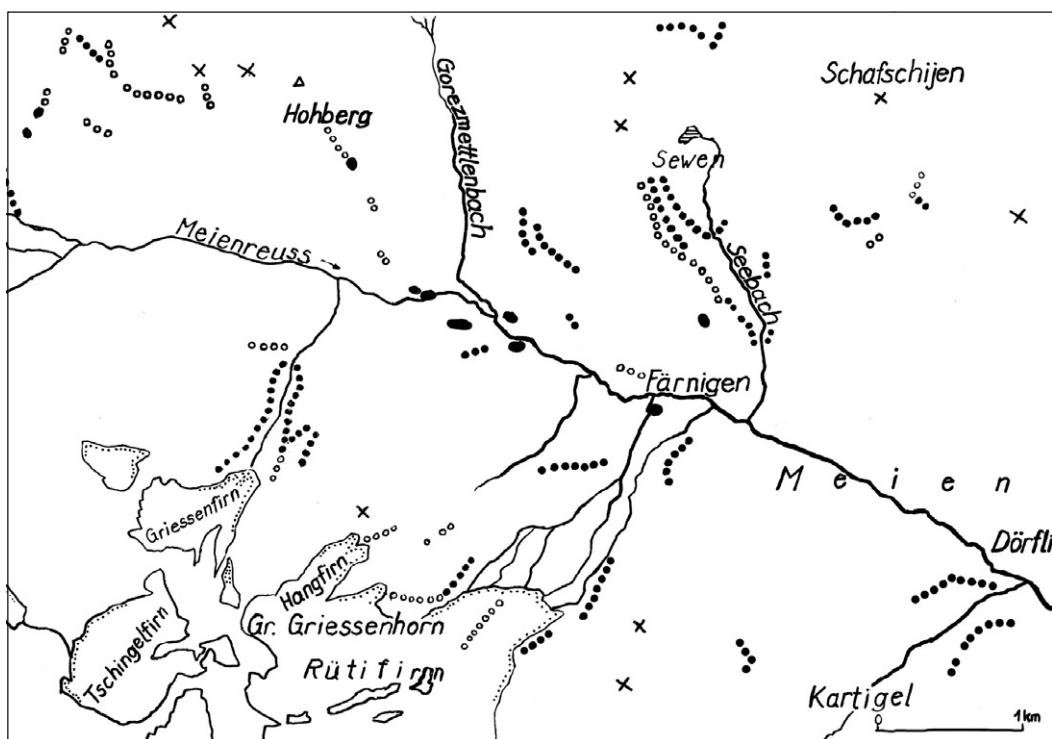
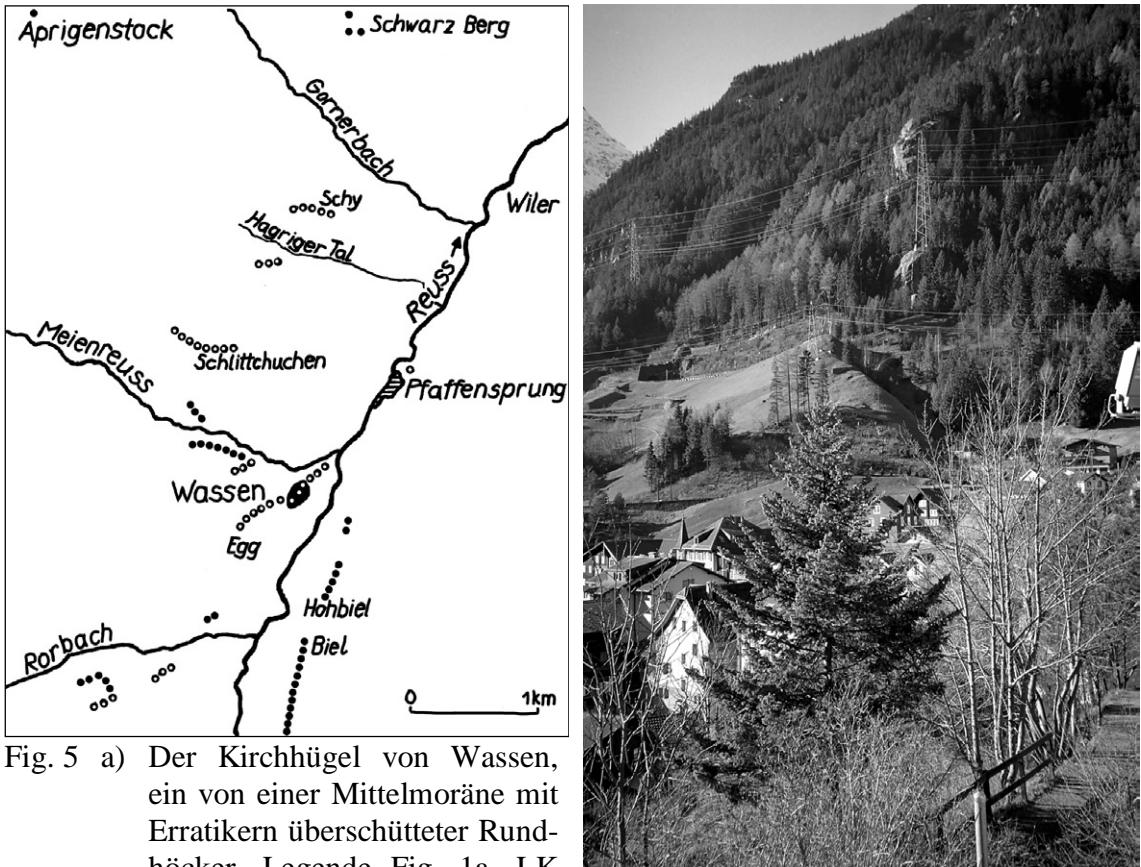


Fig. 4 Das mittlere Meiental mit den Zuschüssen von Gorezmettlen-, Sewen-, Rüti- und Kartigel-Gletscher. Legende in Fig. 1a, LK 1211 Meiental.



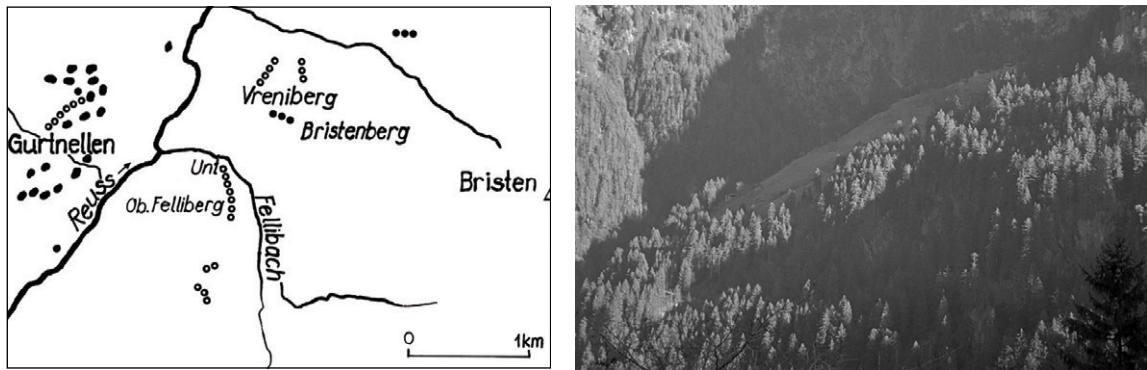
- Fig. 5 a) Der Kirchhügel von Wassen, ein von einer Mittelmoräne mit Erratikern überschütteter Rundhöcker. Legende Fig. 1a, LK 1211, 1212 Amsteg.
- b) Bei Egg SW von Wassen setzt eine Mittelmoräne ein (bei den höchsten Lärchen links des Hochspannungsmast), die sich über den Kirchhügel von Wassen (Standort) gegen NNE bis zur Mündung der Meienreuss verfolgen lässt.

Um *Gurtellen* haben sich zahllose Rundhöcker gebildet; dazwischen liegen Sturzblöcke, Kristallin-Erratiker und auf Grund gelaufene Mittelmoränen. Auf dem von Erratikern übersäten Rundhöckergrat zwischen Berg (P. 1064) und Bodmen–Rüti–Brunni–P. 727 liegt eine Mittelmoräne zwischen *Intschi*- und *Leitschach-Eis* (Fig. 7).

Rechts der Reuss setzen Mittelmoränen zwischen Reuss- und *Felli-Gletscher* N des Fellihorn um 1850 m ein. Tiefere Mittelmoränen zeichnen sich um 1500 m ab, deutlichere auf Ober Felliberg um 1150–1100 m, auf Vreniberg und Unter Felliberg um 1100 m (Fig. 6a, b).

Im Mündungsbereich des *Maderanertales* setzt eine Mittelmoräne zwischen Reuss- und Maderaner Gletscher auf Blacki um 1880–1840 m ein. Vom Bristenstäfeli biegt von 1550 m ein Wall gegen W ab und deutet an, dass der Maderaner Gletscher – zusammen mit der Bristlaui – den Reuss-Gletscher bis unter 1300 m gegen Westen gedrängt hat. Diese Tendenz zeichnet sich noch bei tieferen Eisständen ab, bei Obsäumli um 900 m und bei Schilt um 720 m. Eine analoge Erscheinung zeigt sich auf der rechten Talseite des Maderaner Gletschers. Auch dort tendieren sämtliche tieferen Strukturen vom Waldiberg – unterstützt durch den Felsunterbau – gegen SW. Die Moränen um Vorder Ried sind als auf Grund gelaufene, ausufernde Mittelmoränen zu deuten. Zwischen

Etzli- und Maderaner Gletscher haben sich auf Selegg um 1900 m, auf 1720 m und 1600 m Mittelmoränenansätze erhalten (Fig. 7).



- Fig. 6 a) Die Mündung des Fellital mit der Mittelmoräne zwischen Reuss- und Felli-Gletscher. Legende in Fig. 1a, LK 1212.
- b) Die Mittelmoräne gibt sich vom Gegenhang, von Gurtellen, als abfallendes Wiesengrätschen im mündenden Fellital zwischen Ober und Unter Felliberg zu erkennen (Bildmitte).

Im Boden des Reusstales dürfte die Moräne in Erstfeld östlich der SBB eine Mittelmoräne zwischen Reuss- und Maderaner Eis bekunden (Fig. 8).

5. Erstfelder-, Waldnacht/Bocki-, Schächen- und Gitschital

Zwischen Reuss- und Erstfelder Gletscher haben sich höchste Mittelmoränen-Ansätze um knapp 1900 m erhalten. Deutlicher sind jene, die auf 1830 m einsetzen und mit ihrem Reusstal-konformen Verlauf darauf hindeuten, dass der Maderaner/Reuss-Gletscher noch wenig ins unterste Erstfelder Tal eingedrungen ist. Mittelmoränen-Ansätze haben sich im Talschluss der Waldnacht unterhalb Schattig Fad gegen Ängi und in der Spitz Planggen zwischen *Guggitaler*- und *Angi-Gletscher* von der E-Seite des Surenen gebildet.

Nach den hochgelegenen Mittelmoränen-Ansätzen S und NW des Öfeli zu schliessen, vermochte der Reuss-Gletscher nicht ins Gebiet des Bälmeten-Gletscher einzudringen (Fig. 9a).

Zwischen Reuss- und Bocki-Gletscher verläuft eine Mittelmoräne von 1100 m zum Wisligberg ins Bockital.

Im unteren Schächental fehlen Mittelmoränen zwischen Reuss- und Schächen-Eis. Kristallin-Erratiker bis Winterschwanden zeigen, dass ein Reussgletscherarm über 5 ½ km ins Schächental eindrang (BRÜCKNER 1938, in BRÜCKNER † et al. 1987K, HANTKE 1983, 1987). Dagegen ist das von BRÜCKNER auf Gampelen N des Schwarz Grat um 1485 m als verschleppter Bergsturz kartierte Lockergut als Mittelmoräne zwischen Reuss- und Schwarz Grat-Eis zu deuten (HANTKE 2003 und Fig. 9a).

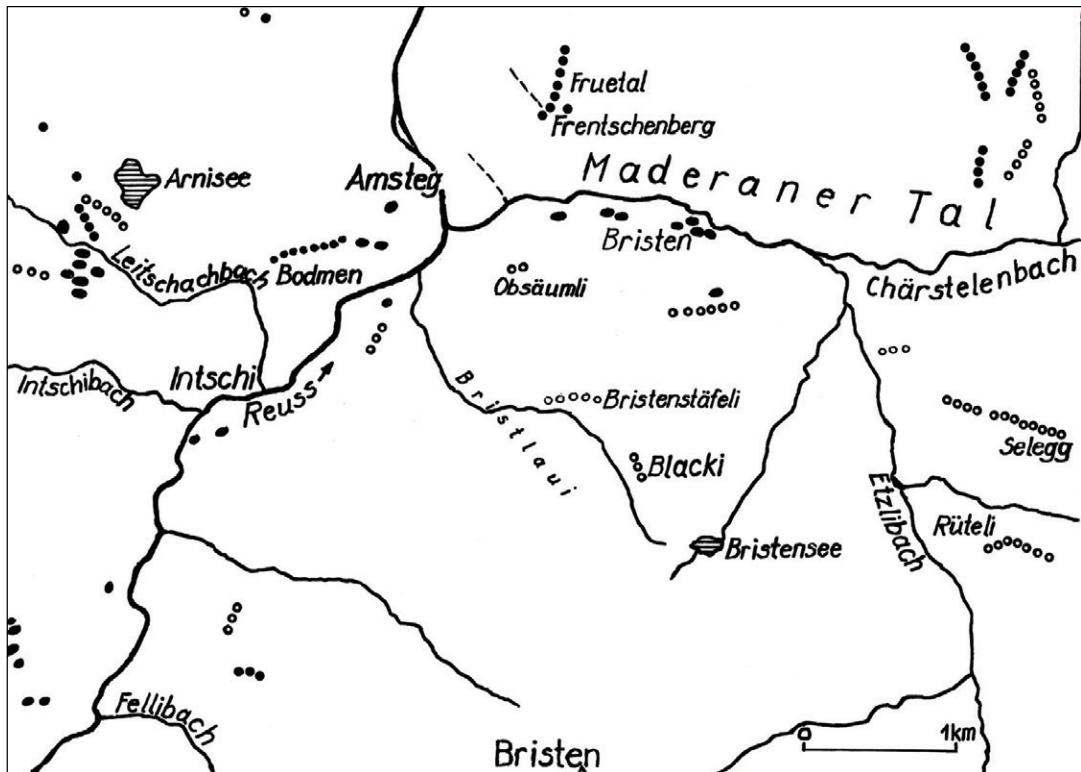


Fig. 7 Die Mündung des Maderaner Tales mit Mittelmoränen der austretenden Gletscher. Legende in Fig. 1a, LK 1212, 1192 Schächental.

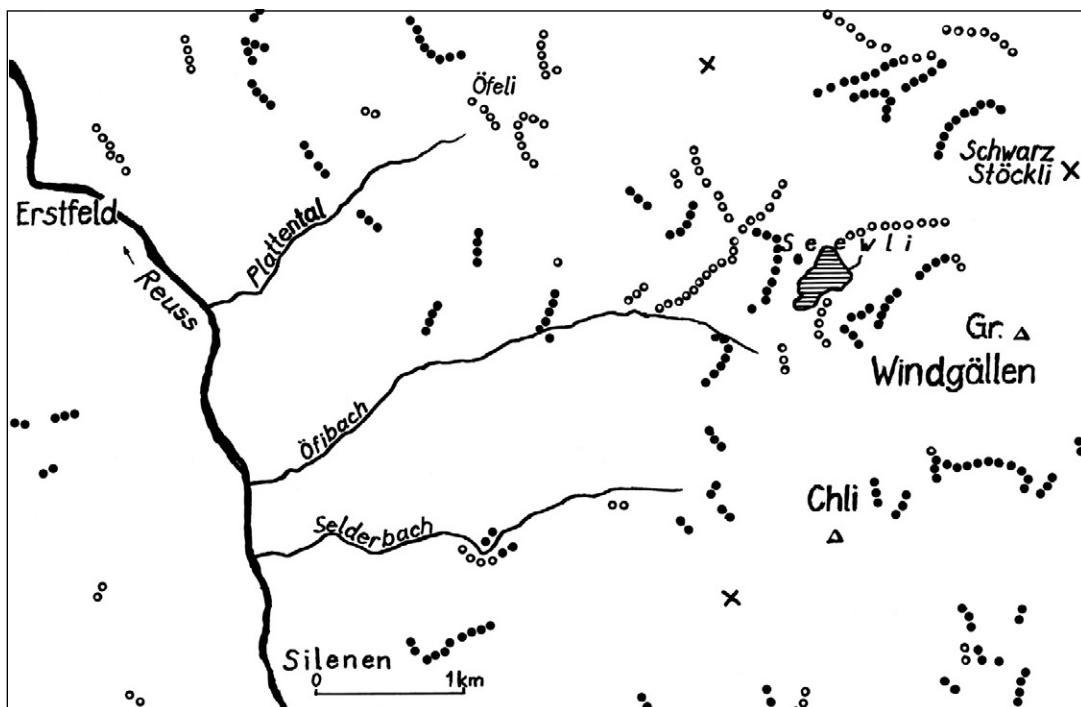


Fig. 8 Die Moränen von Zuschüsse aus Karen der Windgällen, von Seewli und Öfeli, und die Mittelmoräne von Erstfeld. Legende in Fig 1a, LK 1192.

Um 1490 m drang Reuss-Eis NW des Schwarz Grat ins Teiftal ein. Zwischen Eggenbergli (1300 m) und Witterswanden staute Reuss-Eis das Schächen-Eis. Ein höchster Eisstand, eine Mittelmoräne zwischen Schächen- und Oberfelder Gletscher, zeichnet sich auf Unter Wängi auf 1600 m ab. Einen tieferen, ins Schächental einbiegenden Wall zeichnet BRÜCKNER (1938) um 1090 m. Bei tieferen Eisständen konnte Oberfeld-Eis vom Bälmeten-Hoch Fulen-Burg-Gebiet den Reuss-Gletscher am Eindringen hindern, was Mittelmoränen um Luggschwand belegen.

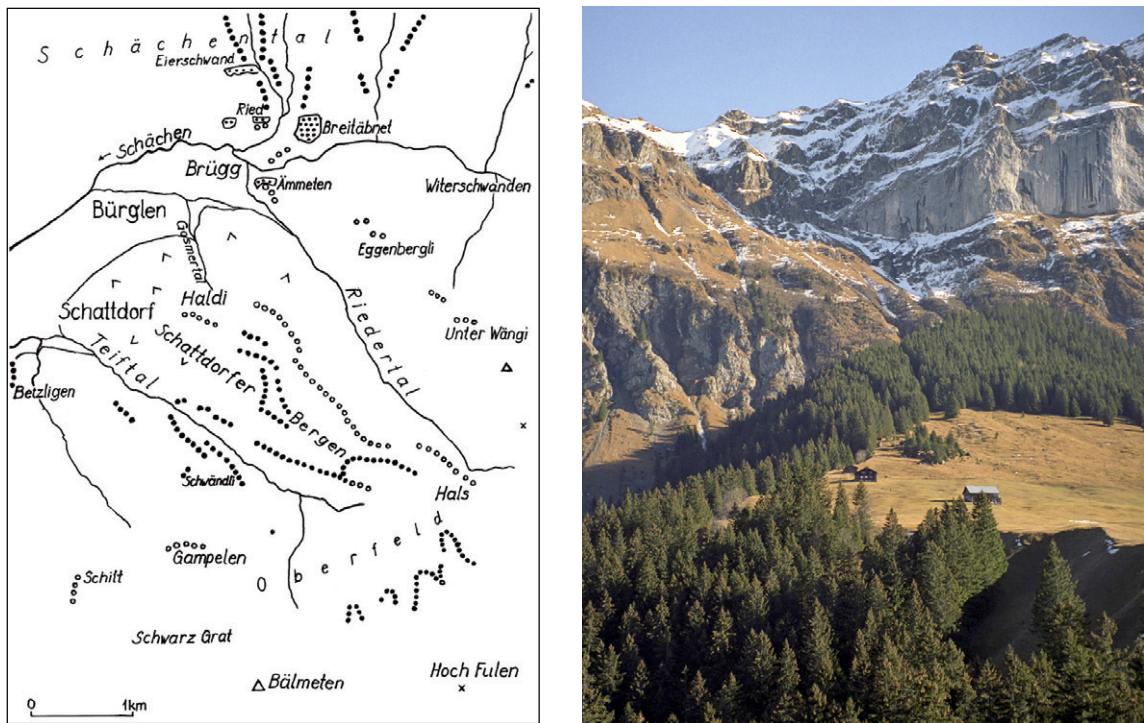


Fig. 9 a) Die Mündung des Schächentales mit der bereits vor den grössten Vereisungen niedergegangenen Sackung der Schattendorfer Berge. Auf ihr liegt eine um 100 m mächtige Quartärauflage mit einem Mittelmoränen-Ansatz aus der Zeit der grössten Vergletscherung, würmzeitliche Mittelmoränen und spätwürmzeitliche, ins Teiftal absteigende Ufermoränen. Legende in Fig. 1a, LK 1192.
 b) Die breite, persistente Mittelmoräne von Hals auf den Schattendorfer Bergen, die an den Fuss der Burg angelagert ist. Links das einsetzende Riedertal. Aufnahme von Böschberg.

Die mächtige Sackung der Schattendorfer Berge ist schon vor den grössten Kaltzeiten niedergefahren. Auf ihr verlaufen würmzeitliche Moränenwälle, und auf Hals setzt eine höchste persistente Mittelmoräne auf 1680 m ein. BRÜCKNER (in BRÜCKNER † et al. 1987K) hat sie teils als Hangschutt, einen Teil aber in einer blassen, in der Legende nicht erläuterten Quartärfarbe dargestellt (Fig. 9a, b).

Der auf Böschberg um 1405 m einsetzende Wall bekundet als würmzeitliche Mittelmoräne wohl das Bremgarten (= Zürich)-Stadium; der tieferen mit der Mittelmoräne der Schattendorfer Berge auf 1120 m entspricht dem Stand von Gisikon-Honau (= Hurden) und die Lockergesteine darunter den Schuttmassen des Buechberg am Zürcher Obersee,

in denen WELTEN (1988) pollenanalytisch das letzte und vorletzte Interglazial nachweisen konnte. Die Sackung der Schattdorfer Berge hat die Mündungen der letzten rechtsufrigen Zuflüsse kaum verändert; sie ist vor den grössten Vereisungen niedergefahren.

Teif- und Riedertal sind nicht erst würmzeitlich entstanden. Die Hohlform des Rieder-tales umfasst rund $0,4 \text{ km}^3$ (A. E. SCHEIDEGGER, schr. Mitt.); selbst der fast 40 Mio. m^3 grosse Schuttfächer aus dem Tal, der sich über den Schächen-Fächer legt, ist kaum nur würmzeitlich; er liegt auf einem Vorläufer, der glaziar nicht weggeräumt worden ist; Schächen- und Reuss-Gletscher flossen – ohne nennenswert auszuräumen – über den Fächer hinweg. Selbst die Ausräumung des 900 m langen und 100 m tiefen Gosmertales im Lockergut der Sackung der Schattdorfer Berge mit seinem dem Rieder Fächer aufliegenden Schuttkegel ist kaum erst spätwürmzeitlich entstanden, als Reuss- und Schächen-Eis den Fuss des Haldi freigaben. Dagegen sind die Stauterrassen Eierschwand, Breitäbnet-Ried und Ämmeten im unteren Schächental (BRÜCKNER in BRÜCKNER † et al. 1987K) spätwürmzeitlich, wohl aber mit einem älteren, schon beim Eisvorstoss geschütteten Kern.

Die Moräne von Schwändli ins Teiftal bekundet einen spätwürmzeitlichen Wiedervorstoss des Oberfeld-Gletschers bis 820 m. BRÜCKNER hat sie dem Attinghauser Stadium zugewiesen. Dieser Stand ist jünger; der Oberfelder Gletscher stiess noch im Attinghauser Stadium gegen Schattdorf bis unter 600 m vor (Fig. 9a, 10b). Bei N-Exposition ergibt sich eine Gleichgewichtslage um 1600 m, was zu dem an der Moräne von Betzliggen ausflachenden Teiftal-Sanderkegel passt.

Die Sackung der Schattdorfer Berge zwingt auch, die Altersfrage der sich über 8 km^2 erstreckenden *Springer Sackung* neu zu überdenken. Da diese wie die linksseitige Schuttrüfi von den Spitzen zwischen Unterschächen und Spiringen noch aktiv vom Schächen unterspült wird, bietet sie neben theoretischen auch höchst praktische Probleme. Die Bedeckung mit würmzeitlicher Moräne deutet auf ein präwürmzeitliches Ereignis; doch scheint dieses später erfolgt zu sein als die Sackung der Schattdorfer Berge, aperte doch die Sonnenseite des Schächentales im Spätwürm früher aus. Noch im Attinghausen-Stadium endete der *Schächen-Gletscher* bei Brügg (Fig. 9a) und nahm unterhalb von Unterschächen den Hinteren *Mülibach-Gletscher* vom Höch Pfaffen (2458 m) auf.

Ein Wiedervorstoss während des generellen Abschmelzens zeichnet sich im unteren Reusstal rechtsseitig in der stirnnahen Wallmoräne von Betzliggen SW von Schattdorf und linksseitig bei Attinghausen als *Attinghauser Stadium* ab (HANTKE 1980, BRÜCKNER in BRÜCKNER † et al. 1987K). Die Moräne steigt S des Bockitobel von Hüseriberg über Chleibergli-Acherberg an (Fig. 10 a). Vom Bocki-Gletscher, von den Sunnigen Stöck und dem südlichen Uri-Rotstock, erhielt der Reuss-Gletscher noch Zuschüsse; oberhalb Ripshusen hat sich eine Mittelmoräne gebildet.

Zwischen *Gitschi-* und *Reuss-Gletscher* bekunden Y-artig sich treffende Moränenwälle eine Eishöhe um 1600 m. Tiefere Wälle zeichnen sich um 1400 m und auf Grichtseggen um 1260 m ab. Der Gitschi-Gletscher wurde vom Reuss-Eis zurückgestaut, was Moränen auf Honegg, Gitschenberg und Ober Müllerberg belegen. Im hinteren Gitschital sind Eiszungen im mittleren Spätwürm im Gitschitaler Boden erneut gegen 1200 m vorgestossen. Zwischen sich treffenden Teilgletschern haben sich Mittelmoränen gebildet (Fig. 10 b).

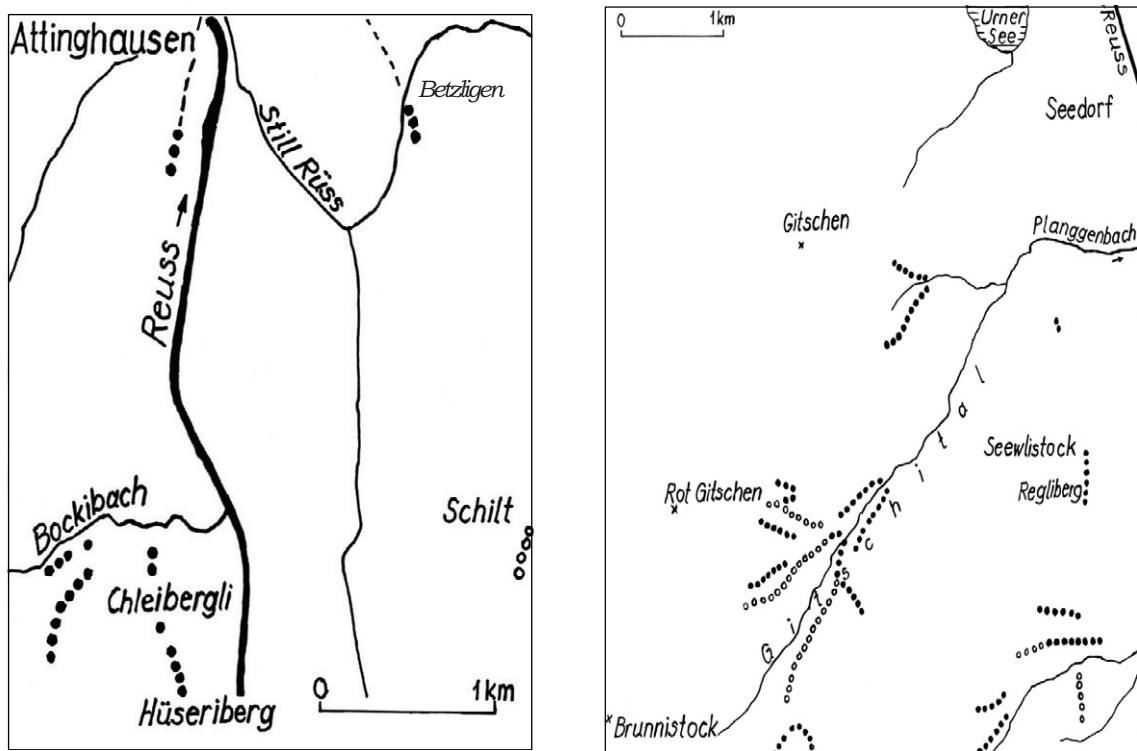


Fig. 10 a) Die stirnnahe Moräne von Betzigen S von Schatteldorf verbindet sich mit dem absteigenden Wall von Hüseriberg–Chleibergli–Acherberg zum Attinghausen-Stand, der dem Churer Vorstoß des Rhein-Gletschers gleichzusetzen ist. Legende Fig. 1a, LK 1192.
 b) Moränen im Gitschital östlich der Uri-Rotstockkette. Legende in Fig. 1a, LK 1191 Engelberg.

7. Schlussbemerkung

Die vielen an den Anfangs- und Endpunkten eiszeitlicher Mittelmoränen vorhandenen oft typisch geformten Lockergesteinsstrukturen zeigen, dass der Schutttransport auch bei eiszeitlichen Gletschern vorwiegend durch Mittelmoränen auf dem Eis stattgefunden hat und nicht, wie von der gängigen Lehrmeinung angenommen, als ‚Grundmoräne‘ unter dem Eis. Diese von WAGNER (1997) erstmals eingebrachte Neuinterpretation hat weitreichende Konsequenzen. Mittelmoränen sind nicht nur kleine, vergessene Details. Viele bis anhin kaum verständliche Befunde erscheinen in neuem Licht, und bislang als Tatsachen hingenommene Vorstellungen werden in Zweifel gezogen: allmächtige Grundmoräne, glaziale Übertiefung und Ausräumung ganzer Täler durch Gletscher. Das sind Probleme mit Auswirkungen auf die Interpretation der gesamten jüngeren Erdgeschichte.

Bei problematischen Bildungen – Bergsturz oder Moräne, Schotter oder Moräne – bietet allenfalls Mittelmoräne mit Lokalschutt eine Lösung; bei grösseren Schuttmassen in bewegungsarmen Winkeln ist an *Kollisionsmoränen* zu denken, so beim Stauschuttgut bei Brügg und der unterseeischen Chindli-Moräne im Vierwaldstättersee (HANTKE 2002K, 2003).

Mit GERHART WAGNER habe ich mich immer wieder gefragt, warum sich die auf PENCK & BRÜCKNER zurückgehenden Vorstellungen so lange gehalten haben, obwohl schon

ALB. HEIM (1919) und W. STAUB (1946) die von ihnen postulierte enorme Bedeutung der Glazialerosion negiert haben. Sind PENCKs irrite Thesen aus Furcht vor Konsequenzen ein Jahrhundert lang hingenommen worden? Mit so entscheidenden Folgerungen würden meine Darlegungen dem Tagungsthema, „Turbulenzen in der Geomorphologie“ genau gerecht.

8. Literatur und Karten (K)

- AGASSIZ, L. (1840): *Etudes sur les glaciers*. – Neuchâtel. – Reprint: Dawsons of Pall Mall 1966.
- BRÜCKNER, W. (1938): Die Quartärbildungen im oberen Schächental, Kt. Uri. – *Eclogae geol. Helv.* 30/2 (1937), 272–292.
- BRÜCKNER, W. & NIGGLI, E. (1955): Bericht über die Exkursion zum Scheidnössli bei Erstfeld, in die Urserenmulde vom Rhonegletscher bis Andermatt und ins westliche Tavetscher Zwischenmassiv vom 27.–29. Sept. 1954. – *Eclogae geol. Helv.* 47/2 (1954), 383–401.
- BRÜCKNER, W. †, ZBINDEN, P. et al. (1987K): Blatt 1192 Schächental – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25000, Blatt 83 – Schweiz. geol. Komm.
- FEHR, W. 1926K: Geologische Karte der Urserenzone, 3: 100'000. – *Geol. Spez.-Karte 110*. – Schweiz. geol. Komm.
- FINCKH, P., KELTS, K. & LAMBERT, A. (1984): Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 95, 1118–1128.
- HAFNER, S., GÜNTHER, A., BURCKHARDT, C. E., STEIGER, R. H., HANSEN, J. W., NIGGLI, C. R. (1975K): Blatt 1251 Val Bedretto. – *Geol. Atlas Schweiz* 1. 25'000, 68 – Schweiz. geol. Komm.
- HANTKE, R. (1958): Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 119–149.
- HANTKE, R. (1980, 1983): Eiszeitalter 2, 3. – Ott, Thun, 703, 730 pp.
- HANTKE, R. (1983): Erdgeschichtlicher Aufbau und Entstehung der Schächentaler Berge. – In: Iten, K. ed.: Das Schächental – Das grosse Buch vom Klausen und von der Verbindung zwischen Uri und Glarus. – Gamma, Altdorf, 137–154.
- HANTKE, R. (1987): Die Alpen im Eiszeitalter. – *Mitt. natf. Ges. Luzern* 29, 77–98.
- HANTKE, R. (2002K): Blatt 1172 Muotatal mit Ostrand von Blatt 1171 Beckenried. – Orig. für Geol. Atlas Schweiz 1: 25'000. – Dep. Geol. Landesaufnahme, Bern, in Druckvorber.
- HANTKE, R. (2003): Mittelmoränen in der Zentralschweiz und in den westlichen Glarner Alpen. *Ber. schwyz. natf. Ges.* 14, 99–105.
- HANTKE, R. & WAGNER, G. (2003): Eiszeitliche Mittelmoränen und „Deckenschotter“ im Thurgau. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 59, 85–111.
- HEIM, ALB. (1885): *Handbuch der Gletscherkunde*. – Engelhorn, Stuttgart, 560 pp.
- HEIM, ALB. (1919): *Geologie der Schweiz I*. – Tauchnitz, Leipzig, 704 pp.
- JEANRICHARD, F. (1986): L'état actuel de la recherche sur les mouvements de la croûte terrestre en Suisse. – *Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik* 84, 8, 330–336.
- JENNY, J. J. (1934): Geologische Beschreibung der Hoh Faulen-Gruppe im Kanton Uri. – *Verh. Natf. Ges. Basel* 45, 109–162.
- PENCK, A. (1882): *Die Vergletscherung der deutschen Alpen*. – Tauchnitz, Leipzig, 484 pp.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–09): *Die Alpen im Eiszeitalter I–3*. – Tauchnitz, Leipzig, 1200 pp.
- RENNER, F. 1978: Die Gletscher im Urserental. – Urseren, das imposante Hochtal zwischen Gotthard, Furka und Oberalp in Wort und Bild. – Schweiz. Ver. Strahler Min. Sammler, Bern – Thun.
- RENNER, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. – *Phys. Geogr. Univ. Zürich* 8.
- SCHINDLER, C. (1972): Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N2. – *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 391–423.

- STAUB, W. (1911K): Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal 1: 50'000. – Geol. Spez. Karte 62 – Schweiz. geol. Komm.
- STAUB, W. 1946: Über Alter und Talbildung des Reusstales von Amsteg bis Flüelen. – Eclogae geol. Helv. 38/2 (1945), 479–481.
- WAGNER, G. (1997): Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland. – Mitt. naturf. Ges. Bern N. F. 54, 91–137.
- WAGNER, G. (2001): Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz. – Eclogae geol. Helv. 94/2, 221–235.
- WAGNER, G. (2003): Eiszeitliche Mittelmoränen – Ein vergessenes Paradigma der alpinen Quartärmorphologie. – Z. Geomorph. N. F. 373–392.
- WELTEN, M. (1988): Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 156.
- ZOLLER, H., SCHINDLER, C. & RÖTHLISBERGER, H. (1966): Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. – Verh. natf. Ges. Basel 77/2.

René Hantke, Glärnischstr. 3, 8712 Stäfa

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

Turbulenzen in der Geomorphologie



Lösssedimente – Zur Prozessorientierten Ansprache, Klassifikation und Typisierung

Randy KOCH (Basel)

Keywords: Ansprache, Klassifikation, Löss, Lösssediment, Lössderivat, Periglazial, Typisierung

Zusammenfassung

Die Klassifikation von Lösssedimenten wurde bisher sehr uneinheitlich durchgeführt. Über die Jahre entstand unter anderem deshalb eine vielfältige Begriffswelt, die eine Vergleichbarkeit der von unterschiedlichen Bearbeitern beschriebenen Profile nahezu verhindert.

Als Beitrag zur Lösung dieses Problems wurde in den letzten beiden Jahren ein genetisches Klassifikationssystem neu entwickelt, das konsequent, klar gegliedert, nachvollziehbar, unmissverständlich und eindeutig konzipiert wurde. Das System ermöglicht ein einfach praktizierbares Bestimmen von Lösssedimenttypen.

Das genetische Klassifikationssystem beruht hauptsächlich auf zwei Hauptarbeitsschritten. Im Zuge einer Korngrössenanalyse wird zunächst der „äolische Sedimenttyp“ bestimmt. Dieser bildet später den Wortstamm des klassifizierten Lösssedimenttyps. In einem zweiten Schritt werden die postsedimentär bzw. postlössgenetisch veränderten Lösssedimente (Derivate) nach ihren Eigenschaften untersucht. Daraus wird der dominante Entstehungsprozess abgeleitet, welcher schliesslich die Vorsilbe des abschliessenden Sedimentnamens bildet.

Das entworfene Klassifikationssystem ist sehr praxistauglich und soll helfen, die Profilaufnahme zu vereinfachen und die Vergleichbarkeit verschiedener Profilbearbeitungen zukünftig zu erleichtern.

Abstract

Classification of loess sediments hitherto was done inconsistent till now. A miscellaneous German vocabulary developed over years. Therefore comparison of profiles, which are investigated by different scientists, is nearly impossible.

The Author developed a genetic classification system over the last two years to solve this problem. The new system is consequent, clear organised, comprehensible, unambiguous and definite. It facilitates a simple useful definition of different loess sediments.

The genetic classification system mainly bases on two operations. Firstly a grain size analysis defines the “Eolic Sediment Type”. This type represents the root of the sediment name. Secondly the scientist investigates the properties of the postsedimentary and “postloessgenetic” modified loess sediments (“Derivate”). The sediment properties deduce the “dominant genetic process”. Afterwards this is the prefix of the loess sediment name.

The created classification system is suitable for practice work. It ought to support profile work and simplify comparison of profile documentations.

1 Einleitung

Beim Vortrag anlässlich der Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft (SGmG) in Erstfeld (Uri) wurde das Publikum für eine Problematik sensibilisiert, die in der Schweiz in jüngerer Zeit nicht diskutiert wurde: **Lösssedimente**. Die polygenetischen Lösssedimente beschränken sich räumlich in grösserer Mächtigkeit auf den nördlichen Teil der Schweiz, das Hochrheingebiet und den Sundgau (SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION 1972). HANTKE (1978: 110) beschreibt zudem kleinere Vorkommen im unteren Aaretal, im Rhonetal, im Klettgau, im Thurtal und im St. Galler Rheintal.

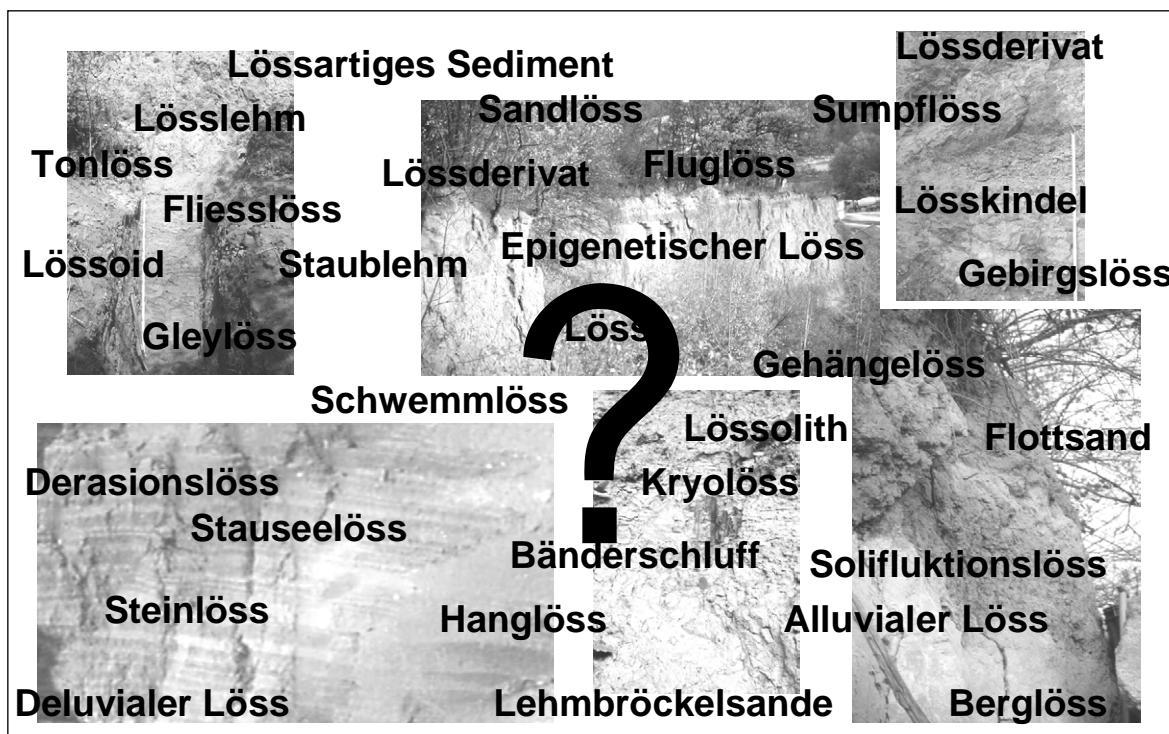
In starker Orientierung an morphogenetische Prozesse konnte von KOCH (2002) ein neues System zur Ansprache, Klassifikation und Typisierung von Lösssedimenten entwickelt werden. In diesem Aufsatz wird dieses weiterentwickelte und erprobte, eindeutige Klassifikationssystem vorgestellt und auf Schwierigkeiten bei der Differenzierung von polygenetischen Sediment-Boden-Sequenzen hingewiesen.

2 Zum Problem

Bezüglich der Rekonstruktion der quartären Landschaftsgeschichte und des Paläoklimas sind Sequenzen aus Lösssedimenten und Paläoböden von grosser Bedeutung. Aus diesem Grund und angesichts des Fortschritts bei den quantitativen Methoden finden in den letzten Jahren wieder verstärkt morphogenetische und quartärgeologische Forschungsarbeiten in Lösssedimentsequenzen statt.

Dieser methodische Fortschritt ist leider nicht bei der Ansprache, Klassifikation und Typisierung von Lösssedimenten, sowie dem Ausweisen von sedimentologischen Schichtgliedern und fossilen Bodenhorizonten zu beobachten. Was nützen harte quantitative Kriterien bei der Laboranalytik, wenn die Feldmethoden (und somit die Vorarbeiten sämtlicher weiterer Untersuchungen) durch Unsicherheit und Unschärfe gekennzeichnet sind?

Bei Lösssedimenten stellt insbesondere die Polygenese das grosse Problem bei der Differenzierung dar. Aus diesem Grund können bis heute in den Profilen ein Grossteil der Schichtglieder nicht exakt typisiert werden.



eigener Entwurf

Abb. 1: Die vielseitige Begriffswelt der Lösssedimente

Fig. 1: The miscellaneous German vocabulary of concepts of loess sediments

Über die Jahre entstand somit eine vielseitige Begriffswelt, abhängig von Bearbeiter, Ort, Zeit und Sedimenteigenschaften. Die Begriffe fussen auf genetischen, lokalen, morphographischen, historischen und deskriptiven Ansätzen. Sie existieren allerdings parallel. – Die Probleme sind damit vorprogrammiert (vgl. Abb. 1).

Die Folgen der sehr unterschiedlichen Termini sind Uneinheitlichkeit, Missverständnisse, Fehlinterpretationen, Probleme bei der Feldansprache und Konfusion bei Nichtexperten.

Dieser Aufsatz soll die methodischen Fortschritte bei der Ansprache, Klassifikation und Typisierung von Lösssedimenten verbreiten. Ein Klassifikationssystem, das auf qualitativen Eigenschaften beruht, kann demnach eindeutig und für Nichtfachleute nachvollziehbar sein.

3 Zur Methodik

Die Literaturangaben zur Differenzierung von Lösssedimenten sind unzureichend. Die aktuellen Forschungsarbeiten machen eine Neubearbeitung der Klassifikationsproblematik unbedingt erforderlich.

Die Bearbeitung fand primär im Zuge der Profilaufnahmen bei Bad Kösen (Mitteldeutschland, Nordöstliches Thüringer Becken und Hügelland) statt. In dieser Sequenz kommt ein breites Spektrum an Lösssedimenten verschiedener Genese vor. Die Kösenen Profile wurden in der Vergangenheit von RUSKE (1961 & 1965), RUSKE et al. (1962), RUSKE & WÜNSCHE (1961, 1964, 1964b & 1968), STEINMÜLLER (1972), MANIA (1970 & 1997) und MANIA & ALTERMANN (1970 & 2001) stratigraphisch bearbeitet.

Die Schichtglieder der Kösenen Sequenz wurden in der Mikroebene visuell auf ihre Eigenschaften hin untersucht. Dabei wurden genetische Informationen mit den Sedimenteigenschaften kombiniert, so dass ein Katalog erstellt werden konnte. Nach dem Prinzip des Aktualismus konnten rezente Prozesse der kalten Klimate den Sedimentationsbedingungen und den im Sediment archivierten Eigenschaften zugeordnet werden. – Eine genetische Differenzierung war somit möglich (vgl. KOCH 2002: 67 ff.).

Des weiteren fanden granulometrische Untersuchungen statt, um die Gesteine auf einer anderen Ebene differenzieren zu können. Dazu wurden mit dem „laser-gestützten“ Verfahren Korngrößenanalysen von mehr als 50 Proben verschiedener Schichtglieder durchgeführt. Es musste ein spezielles Verfahren zur Probenvorbereitung entwickelt

werden, um die „reale Kornzusammensetzung“ zu bestimmen, denn eine Zerstörung der Kalkpartikel und stark verfestigten Konkretionen sollte verhindert werden. Die Dispergierung erfolgte mittels Natriumpyrophosphat. Zudem wurde die Probe zur Homogenisierung bei 40°C im Ultraschallbad vorbehandelt (vgl. KOCH 2002: 12 ff.).

Anhand dieser Detailverfahren konnte schliesslich ein allgemeines Prinzip zur Klassifikation äolischer Sedimente entwickelt werden.

4 Komplexe Klassifikationssysteme für Lösssedimente – Literaturbeispiele

Die Publikationen zur Differenzierung äolischer Sedimente sind mannigfaltig. Diese Aussage muss allerdings relativiert und qualitativ eingeschränkt werden, denn:

- Die Arbeiten beschränken sich oft auf nur einen Klassifikationsparameter (z. B. Korngrösse oder Kalkgehalt)
- Die Klassifikation wird nur nebensächlich (begleitend) bearbeitet
- Es wird nicht nach genetischen Kriterien klassifiziert
- Es wird nicht das gesamte Sedimentspektrum klassifiziert.

Deshalb sollen an dieser Stelle nur vier spezifische komplexe Klassifikationssysteme, die Verfahren von HAASE et al. (1970), HAHN (1972), FINK (1976) und SIANGIROW & BYKOWA (1984), genannt werden. In all diesen Klassifikationsmodellen wird versucht, das gesamte Spektrum der Lösssedimente zu erfassen. Auch PÉCSI & RICHTER (1996) diskutieren die Problematik umfassend, ohne jedoch eigene Vorschläge zur genetischen Klassifikation zu unterbreiten.

Die Systematik von HAASE et al. (1970) entstand als Synthese langjähriger Forschungsarbeiten in Mittel- und Ostdeutschland. Sie beruht auf qualitativen Merkmalen und granulometrischen Kenngrössen. Das System ist sehr funktional und die Genese wurde überwiegend berücksichtigt. Es ist allerdings kritisch anzumerken, dass autochthone und allochthone Prozesse nicht unterschieden werden.

Das empirisch ermittelte System von HAHN (1972) ermöglicht eine sichere Trennung von Löss, Lössderivaten und Boden. Es beruht auf einem über Jahre angelegten Datensatz mit Analyseergebnissen aus zahlreichen ungarischen Lösssedimentproben. Die an statistische Parameter angelehnten Klassengrenzen lassen allerdings das Entstehen von Übergangstypen zu. Ausserdem sind die Typenbezeichnungen sehr allgemein gewählt.

FINK entwickelte 1976 eine Kartieranleitung für Lösssedimente. Er unterscheidet sieben Typen, die er in zwei Gruppen teilt. Die Differenzierung beruht fast ausschliesslich auf qualitativen und deskriptiven Kriterien. Zudem sind die Unterscheidungskriterien relativ eindeutig. Deshalb ist das System sehr praxistauglich. Bei dieser Klassifikation „steckt der Teufel allerdings im Detail“: Genetische und deskriptive Sedimentgruppen wurden vermischt, zahlreiche Synonyme treten auf und das Problem der Übergangstypen wurde nicht gelöst.

SIANGIROW & BYKOWA (1984) entwickelten aus dem gleichen Datensatz von HAHN (1972) ein neues Klassifikationssystem. Es beruht auf der Korngrößenverteilung in speziell festgelegten Klassen (Lössit, Pelit und Psammit). Das System ermöglicht eine relativ sichere Trennung von Löss und Lössderivaten. Als Negativkriterien treten hingegen die unüblichen Bezeichnungen für Korngrößenklassen und die ebenfalls irreführenden Typenbezeichnungen (z. B. Lössoid und Lössolith) in Erscheinung.

Das Quellenstudium lässt schliesslich folgendes Fazit zu:

- Die komplexe Klassifikation der Lösssedimente wurde bisher nur unzureichend durchgeführt.
- Es gibt keine scharfen Kriterien zur Abgrenzung.
- Die ausgewiesenen Typen werden nur mangelhaft definiert.
- Oft wird versucht, dass gesamte Spektrum der Lösssedimente allein durch granulometrische Kenngrößen zu differenzieren.

5 Grundlagen der genetischen Klassifikation von Lösssedimenten

Die genetische Klassifikation setzt eine klare Unterscheidung von Lösssedimenten (Überbegriff), Löss (lössifiziertes äolisch Sediment) und Lössderivaten (postsedimentär und / oder postlössgenetisch verändert) voraus. Eine klare genetische **Definition** (in Anlehnung an KOCH 2002: 16) ist deshalb grundlegend:

- LÖSS:

Äolisch transportiertes, kalkhaltiges, schluffiges Sediment mit einem Korngrößenmaximum in der Grobschlufffraktion, das unter ariden Klimabedingungen ausgeweht, in Gebieten mit Steppenvegetation abgelagert und im Zuge der Lössifizierung autochthon diagenetisch verfestigt wurde.

- **LÖSSDERIVAT:**

Sediment, dass überwiegend aus äolischem Löss besteht, der postsedimentär (z. T. auch synsedimentär) oder postlössgenetisch verändert wurde.

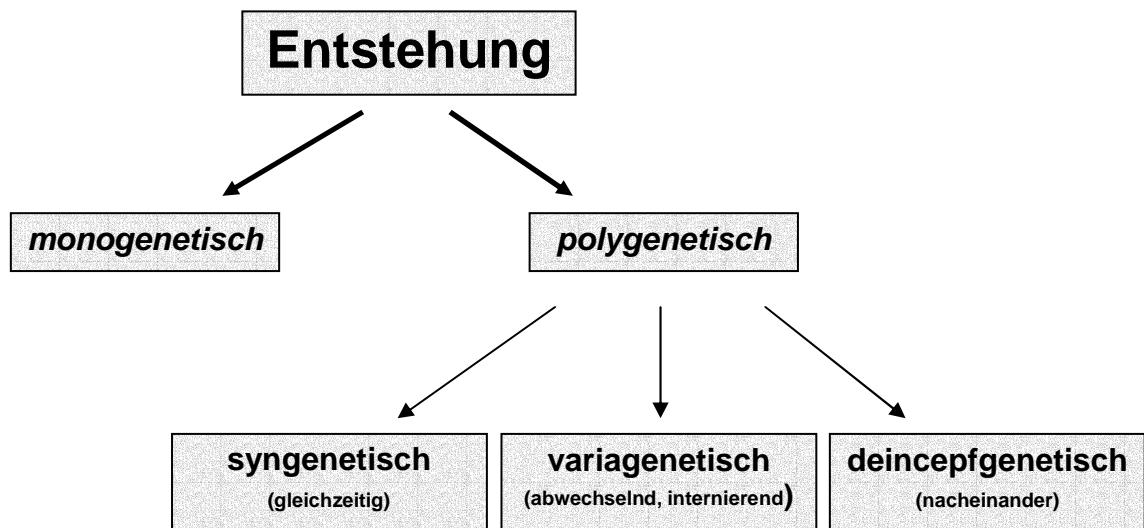
- **LÖSSSEDIMENT:**

Sediment, das überwiegend aus äolischem Staub besteht, der postsedimentär verändert wurde. – Überbegriff für *Löss* und *Lössderivate* bzw. deren Zusammenfassung.

Ohne genaue Untersuchung des Sedimentkörpers muss demnach begrifflich exakt grundsätzlich von einem Lösssediment, nicht von „Lössen“ o. ä. gesprochen werden.

Weiterhin sind drei grosse „Prozessgruppen“ zu unterscheiden, die für die Genese der zu untersuchenden Sedimente a priori von Bedeutung sind:

- äolische **Sedimentation** (inkl. diagenetische Verfestigung)
 - **Umlagerung** (allochthone Veränderung)
 - **Überprägung** (autochthone Veränderung)
- } **Veränderung** (postsedimentär, postlössgenetisch)



aus: KOCH 2002: 23, verändert

Abb. 2: Zur Differenzierung allgemeiner Prozessabläufe

Fig. 2: Differentiation of general processes

Lösssedimente sind generell polygenetisch – ein Aspekt, der die genetische Klassifikation erschwert. Eine Voraussetzung für eine methodisch exakte Klassifikation ist deshalb die Kenntnis und Differenzierung der Prozessabläufe (Abb. 2).

Die Grundlagen zur Klassifikation von Lösssedimenten werden von KOCH (2002: 15 ff.) vertiefend diskutiert.

6 Systematik zur genetischen Klassifikation von Lösssedimenten

Die genetische Klassifikation der Lösssedimente verfolgt ein hierarchisches Muster. Nachfolgend sind die einzelnen Schritte dargestellt, die anschliessend im Detail vorgestellt werden:

1. Prüfung des Sedimentes auf eine ursprünglich äolische Genese
2. Klassifikation des äolischen Sedimenttyps
3. Unterscheidung zwischen einem unveränderten äolischen Sediment und einem Derivat
4. Erkennen der Entstehungsprozesse und genetische Differenzierung der Derivate
5. Typisierung des Sedimentes.

6.1 Prüfung des Sedimentes auf eine ursprünglich äolische Genese

Diese Voraussetzung für eine Fortsetzung der eigentlichen Klassifikation ist methodisch schwierig und sehr aufwendig umsetzbar. Folgende Verfahren werden zur Problemlösung angewendet:

- Korn-Rundungsanalysen
- Mikromorphologische Analysen
- Untersuchung der mineralogischen Zusammensetzung.

Da diese Verfahren arbeits- und kostenintensiv sind, werden in der Praxis weitere Kriterien, wie z. B. Lage in der Landschaft, stratigraphische Position und paläogeographische Informationen, zu Rate gezogen.

6.2 Klassifikation des äolischen Sedimenttyps

Die Klassifikation des äolischen Sedimenttyps bedingt eine **Korngrössenanalyse**. Dabei genügen die Fraktionen **Sand**, **Schluff** und **Ton**, sowie die Bestimmung des **Grobschluffgehaltes** nach deutscher Klasseneinteilung (vgl. AG BODEN 1994: 132). Die intensiven granulometrischen Analysen von KOCH (2002: 56 ff.) zeigen, dass eine Probenvorbehandlung ohne Wasserstoffperoxyd (wegen des hohen Primär-Kalkgehalts)

und eine Analyse mittels laser-gestützter Messtechnik sehr gute Ergebnisse zur Folge hat.

Im Anschluss an das Verfahren wird der **Haupttyp des äolischen Sediments** bestimmt. Es werden **Tonlöss, Löss, Sandlöss und Treibsand** unterschieden (vgl. Tab. 1). Der Haupttyp des äolischen Sediments bildet später den *Wortstamm des Sedimenttyps*.

Tab. 1: Grenzwerte für die Klassifikation der äolischen Sedimenttypen

Tab. 1: Limits for classification of eolic sediment types

Haupttypen äolischer Sedimente			
Treibsand	Sandlöss	Löss	Tonlöss
Max. bei mS (oder. fS)	Max. bei gU <u>und</u> mS bzw. fS	Max. bei gU (oder mU) (Ø zwischen 10-60 µm)	Max. bei Ton <u>und</u> bei gU (oder mU)
>40 % Sand	20-70 % Sand	<20 % Sand	<40 % Sand
<30 % Schluff	30-80 % Schluff	>50 % Schluff	30-70 % Schluff
<30 % Ton	<30 % Ton	<30 % Ton	30-60 % Ton
Untertypen			
Typischer Treibsand 70 % S, <30 % U, <20 % T	Typischer Sandlöss 20-70 % S, 30-80 % U, <20 % T	Typischer Löss <12 % S, >68 % U, <20 % T	Typischer Tonlöss <20 % S, 30-70 % U, 30-60 % T
Schluffiger Treibsand 50-70 % S, 10-30 % U, <20 % T	Toniger Sandlöss 20-50% S, 30-80% U, 20-30% T	Sandiger Löss 12-20 % S, 60-88 % U, <20 % T	Sandiger Tonlöss 20-40% S, 30-50% U, 30-50% T
Toniger Treibsand 40-80 % S, <30 % U, 20-30 % T		Toniger Löss 0-20% S, 50-80% U, 20-30% T	

aus: KOCH 2002: 54, verändert

Detailliert können **zehn Untertypen** unterschieden werden. Die Anwendung der Detail-Klassifikation bedingt allerdings, dass das Lösssediment nicht verändert wurde. Es darf also kein Derivat vorliegen.

In der Tabelle 1 sind die Kriterien zur granulometrischen Klassierung dargestellt. Es wird deutlich, dass es sich um ein eindeutiges Verfahren handelt; Übergangstypen können nicht entstehen.

6.3 Unterscheidung zwischen einem unveränderten äolischen Sediment und einem Derivat

Die Untersuchungen von Koch (2002: 55 ff.) haben ergeben, dass insbesondere qualitative Kriterien zur Prüfung auf Veränderung geeignet sind. Die „harten“ quantitativen Parameter unterliegen einer räumlichen Heterogenität, die die problembezogene Variabilität deutlich überschreitet.

Zwölf qualitative Merkmale der Sedimente eignen sich besonders zur Unterscheidung zwischen veränderten äolischen Sedimenten und Derivaten (vgl. Tab. 2).

Tab. 2: Charakteristika zur Unterscheidung von Löss und Lössderivaten

Tab. 2: Characteristics to distinguish loess and loesslike deposits

MERKMAL	LÖSS	LÖSSDERIVAT
Gefüge	ungeschichtet, Kapillar~, Massiv~	variabel, z. T. geschichtet, oft kompakt
Porosität	hoch	niedrig
Mikromorphologie	Nachweis der äolischen Sedimentation und der Diagenese	Nachweis von Verwitterung, Verlagerung, Umlagerung und Mineralneubildung
Skelettgehalt*	nein	variabel
Farbe*	hellgelb, gelb bis braungelb (10YR6-7/3-4)	in der Regel dunkler, brauner
optische Erscheinung*	homogen, keine lateralen und vertikalen Fliess- oder Spülmerkmale	sehr variabel
Humusgehalt*	nahezu humusfrei	variabel
Verwitterung*	nicht postlössgenetisch, carbonathaltig	auftrtend, z. T. entkalkt
Bodenbildung	nein	z. T. auftrtend
Kryogenese	nein	z. T. auftrtend
Sekundärbildungen	nein	Konkretionen, Kalkpseudomyzel
Magnet. Suszeptibilität*	gering (oft < 10 [SI])	erhöht (meistens >10 [SI])

* von der Lokalität und verschiedenen Umwelteinflüssen abhängig

aus: KOCH 2002: 61, verändert

In der Regel genügt eine Prüfung auf diese Eigenschaften. Es wird nach dem „Mehrheitsprinzip“ verfahren, d. h. die Tabellenspalte mit dem höheren Anteil an zutreffenden Eigenschaften bestimmt die Tendenz, Übergangstypen können somit dennoch klar zugeordnet werden. Meistens ist die Zuordnung nach diesem Verfahren allerdings eindeutig.

6.4 Erkennen der Entstehungsprozesse und genetische Differenzierung der Derivate

Die Bearbeitung dieses Teilespektes der Klassifikation basiert auf folgendem Ansatz:

- Beobachtung der **rezenten Prozesse** und Dokumentation der im Sediment **resultierenden Eigenschaften** (Anlehnung an das Prinzip des Aktualismus)
- Hochauflösende **Dokumentation der Eigenschaften** und der (paläo-) geographischen Lage des zu klassifizierenden Sedimentkörpers

→ **Rekonstruktion der Entstehungsprozesse des fraglichen Sedimentkörpers anhand seiner Eigenschaften**

Jeder Prozess hinterlässt Spuren im Sedimentkörper. Somit können für jeden Prozess resultierende Sedimenteigenschaften definiert werden. In der Praxis wird schliesslich anhand des dominanten Entstehungsprozesses das Derivat klassifiziert (vgl. Abb. 3).

Es wurde bereits erwähnt, dass Lösssedimente generell **polygenetisch** sind. Diese Eigenschaft erschwert das Erkennen von Entstehungsprozessen und macht den Vorgang bei postlössgenetisch stark veränderten Lössderivaten unmöglich.

Das Vorgehen bei der Differenzierung der Derivate nach ihrem Entstehungsprozess und den dabei im Sediment archivierten typischen Spuren ist in Abbildung 3 als zusammenfassendes Schaubild dargestellt. Wie dort ersichtlich ist, können auch Subtypen und Kombinationstypen klassiert werden.

In der Praxis wird danach anhand der Sedimenteigenschaften der dominante Entstehungsprozess bestimmt. Die Entstehung bildet später die *Vorsilbe des Sedimenttyps*. Kann der dominante Entstehungsprozess aufgrund starker Überprägung oder intensiver Polygenese nicht nachgewiesen werden, so wird von einem „**Polygenetischen Lössderivat**“ gesprochen. Eine Fehlinterpretation wird damit vermieden.

6.5 Typisierung des Sedimentes

Die Typisierung des Sedimentes stellt die Synthese der vorherigen Klassifikationsschritte dar. Der Sedimentname setzt sich dabei aus zwei Teilen zusammen:

1. **Äolische Sedimenttyp (Wortstamm)**
z. B. *~ tonlöss, ~ löss, ~ sandlöss oder ~ treibsand*
2. **Entstehungsprozess** bzw. die detaillierte Ansprache des unveränderten äolischen Sedimentes (*Vorsilbe, Nachsilbe* bzw. vorangestelltes *Adjektiv*)
z. B. *Kriech ~, Fliess ~, Schwemm ~ oder ~ lehm*

Die äolischen Sedimenttypen werden bei den **Derivaten** durch vier Klassen repräsentiert (vgl. Kap. 6.2), die den *Wortstamm des Sedimentnamens* darstellen. Aus dem dominanten Entstehungsprozess wird anschliessend die *Vorsilbe des Sedimentnamens* abgeleitet (vgl. Kap. 6.4). So entstehen beispielsweise Sedimenttypen der Lössderivate mit den Namen: *Fliess-Sandlöss, Schwemm löss, Infusions tonlöss oder Infusions löss*.

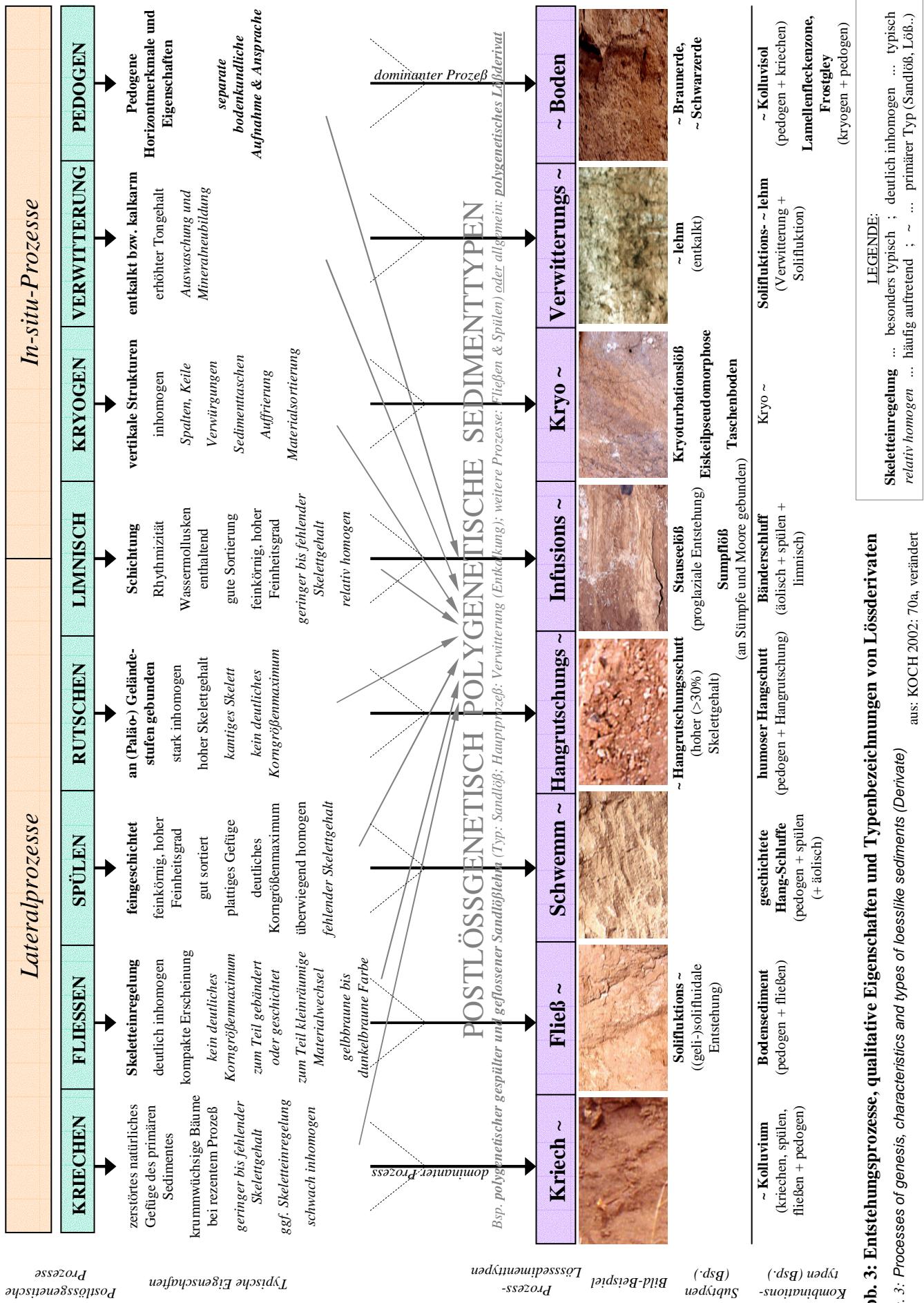


Abb. 3: Entstehungsprozesse, qualitative Eigenschaften und Typenbezeichnungen von L össderivaten

Konnte kein dominanter Entstehungsprozess nachgewiesen werden, wird von einem *polygenetischen Lössderivat*, *polygenetischen Sandlössderivat* u. s. w. gesprochen.

Die **postsedimentär bzw. postlössgenetisch unveränderten äolischen Sedimente** werden nach granulometrischen Kriterien differenziert und als *äolische Sedimenttypen* detailliert in zehn Klassen eingeteilt (vgl. Kap. 6.2). Es können demnach *Typischer Löss*, *Toniger Löss*, *Sandiger Löss*, *Typischer Tonlöss*, *Sandiger Tonlöss*, *Typischer Sandlöss*, *Toniger Sandlöss*, *Typischer Treibsand*, *Schluffiger Treibsand* und *Toniger Schluffiger Treibsand* unterschieden werden.

7 Synopsis – Klassifikation und Typisierung von Lösssedimenten

Die Klassifikation und Typisierung der Lösssedimente kann mit dem folgenden Bestimmungsschlüssel überblickend veranschaulicht werden:

1 Prüfen auf eine mögliche äolische Genese des Sedimentes

- Spezialuntersuchungen (Mikromorphologie, Rundung u. a.) und stratigraphische Informationen
 - NEIN – weitere Klassifikation ist nicht relevant
 - JA – weiter mit 2

2 Bestimmung des primär äolischen Sedimenttyps auf Basis einer Körnungsanalyse

3 Prüfen auf postsedimentäre und postlössgenetische Sedimentveränderung

- NEIN – exakte abschliessende Typisierung des äolischen Sedimenttyps (zehn Klassen) nach 2
- JA – Typisierung des äolischen Sedimenttyps in vier Klassen und weiter mit 4

4 Feststellen der postsedimentären und postlössgenetischen Veränderungsprozesse anhand der Sedimenteigenschaften

5 Feststellen des dominanten Prozesses bzw. des polygenetischen Prozesssystems

6 () Bestimmung möglicher Subtypen und Prozess-Kombinationstypen

7 Genetische Typisierung des postlössgenetisch veränderten äolischen Sedimentes nach den identifizierten Entstehungsprozessen und dem äolischen Sedimenttyp.

8 Schlussfolgerungen und Diskussion

Mit der Konzeption des hier vorgestellten Klassifikationssystems für Lösssedimente wurde ein konsequentes, klar gegliedertes, nachvollziehbares, unmissverständliches und eindeutiges Verfahren entwickelt. Es traten allerdings Probleme und Schwierigkeiten auf, die das Entstehen der Systematik erschweren und Einfluss auf die praktische Anwendung haben werden.

Schwierigkeiten bei der Konzeption entstanden schliesslich aus folgenden Gründen:

- Polygenetische Sedimententstehung
- Überlagerung von Sedimenteigenschaften infolge mehrerer Entstehungsprozesse und verschiedener Prozessabläufe
- Unsicherheiten beim Nachweisen der primär äolischen Genese
- Räumliche Heterogenität der Sedimente.

Diese typischen Randbedingungen bei der Klassifikation von Lösssedimenten führten schliesslich zu der eingangs beschriebenen Konfusion und fehlenden Einheitlichkeit früherer Bearbeitungen. Nur durch Verwendung besonderer Festlegungen (z. B. äolische Sedimenttypen, Prozessabläufe, dominante Entstehungsprozesse...) konnte die Eindeutigkeit des Systems erreicht werden.

Am entworfenen System ist **kritisch** anzumerken, dass die Mehrdeutigkeit von Sedimenteigenschaften, polygenetische Sedimenttypen und die Problematik der „Mixsedimenttypen“ nach wie vor Probleme darstellen.

Im Sommer 2003 wurde das Klassifikationssystem im Zuge eines studentischen Praktikums in der Nordwestschweiz erfolgreich auf Praxistauglichkeit getestet. Den sedimentologisch unerfahrenen angehenden Geowissenschaftlern und Lehrern gelang es mit Hilfe des zur Verfügung gestellten Klassifikationsschlüssels, Lösssedimente überraschend schnell und zielsicher genetisch zu typisieren. Aus den Profilaufnahmen konnten zudem landschaftsgenetische Informationen direkt abgeleitet werden (vgl. KOCH et al. 2003).

9 Danksagung

Das vorgestellte Klassifikationssystem entstand in dieser Detailliertheit nur Dank der aufopferungsvollen Unterstützung der Arbeiten durch Hans NEUMEISTER (Leipzig) und Klaus-Dieter JÄGER (Halle / Berlin). Weiteren Kollegen des Instituts für Geographie der Universität Leipzig und Experten der Löss- und Quartärforschung bin ich für ihre Diskussionsbereitschaft dankbar.

10 Schriftenverzeichnis

- AG BODEN (1994) (Hrsg.): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover.
- FINK, Julius (1976): Internationale Lößforschungen – Bericht der INQUA-Lößkommission. - Eiszeitalter und Gegenwart 27: 220-235.
- HAASE, Günter & LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (1970): Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. In: RICHTER, Hans & HAASE, G. & LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (Hrsg.): Periglazial – Löß – Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik. - Peterm. Geogr. Mitt., Ergänzungsheft Nr. 274: 99-212.
- HAHN, György (1972): The granulometric properties of the Hungarian loesses. - Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 16: 353-358.
- HANTKE, René (1978): Eiszeitalter – Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Band 1: Klima, Flora, Fauna, Mensch, Alt- und Mittelpaläolithikum, Vogesen, Schwarzwald, Schwäbische Alb, Adelegg. Thun.
- KOCH, Randy (2002): Grundlagen für eine Weiterführung der mitteldeutschen Lößforschung. Diplomarbeit, Universität Leipzig. Als Manuscript vervielfältigt.
- KOCH, Randy & MENK, J. & THUM, P. (2003) (Hrsg.): Zur quartären Landschaftsgenese im Raum Basel – abschließender Forschungsbericht. Forschungsarbeit, Universität Basel. Als Manuscript vervielfältigt.
- MANIA, Dietrich (1970): Zur stratigraphischen Neugliederung des Mittelpaläolithikums im Saalegebiet. - Petermanns Geogr. Mitt. 114, Heft 3, 186-194.
- MANIA, Dietrich (1997): Zur Quartärgeologie des mittleren Elbe-Saalegebietes unter Berücksichtigung der Fundstellen Ehringsdorf und Bilzingsleben. Jena.
- MANIA, Dietrich & ALTERMANN, M. (1970): Die Gliederung des Jung- und Mittelpaläolithikums im mittleren Saaletal bei Bad Kösen. - Geologie 19, 1161-1183.
- MANIA, Dietrich & ALTERMANN, M. (2001): Die Deckschichtenfolge von Lengefeld-Bad Kösen im mittleren Saaletal – ein Typusprofil für die Quartärstratigraphie. - Praehistoria Thuringia 6/7, 103-131.
- PÉCSI, Márton & RICHTER, G. (1996): Löss: Herkunft – Gliederung – Landschaften. - Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd. 98: 1-391.
- RUSKE, Ralf (1961): Gliederung des Pleistozäns im Geiseltal und seiner Umgebung. - Geologie 10, Heft 2, 152-168.
- RUSKE, Ralf (1965): Zur Gliederung der Holstein- und Saalezeit im östlichen Harzvorland. - Eiszeitalter und Gegenwart 16, 88-96.
- RUSKE, Ralf & SCHULZ, W. & WÜNSCHE, M. (1962): Exkursion B1 – Pleistozäne Ablagerungen im Gebiet zwischen Leipzig und der unteren Unstrut unter besonderer Berücksichtigung der Lössen und fossilen Böden. In: GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT DER DDR (Hrsg.): Exkursionsführer zur Herbsttagung der geologischen Gesellschaft der DDR. Berlin, 99-111.
- RUSKE, Ralf & WÜNSCHE, M. (1961): Löse und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. - Geologie 10, Heft 1, 9-29.
- RUSKE, Ralf & WÜNSCHE, M. (1964): Zur Gliederung des Pleistozäns im Raum der unteren Unstrut. - Geologie 13, Heft 2, 211-222.

- RUSKE, Ralf & WÜNSCHE, M. (1964b): Zweiter Tag – Lößexkursion unteres Unstruttal. In: HAASE, Günther & RUSKE, R. (Hrsg.): Führer zu den Exkursionen in die Lößgebiete des saxothuringischen Raumes im Rahmen der 3. Arbeitstagung der Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung (INQUA). Berlin, 17-26.
- RUSKE, Ralf & WÜNSCHE, M. (1968): Zur Gliederung jungpleistozäner Lößablagerungen im südöstlichen und östlichen Harzvorland. - Geologie 17, Heft 3, 288-297.
- SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION (1972) (Hrsg.): Geologische Karte der Schweiz 1 : 500 000. Wabern-Bern.
- SIANGIROW & BYKOWA (1984) → zit. aus PÉCSI & RICHTER 1996, dort nicht im Schriftenverzeichnis.
- STEINMÜLLER, Arno (1972): Die jungpleistozäne Schichtenfolge von Kösen – Lengefeld und zur Gliederung der Saalekaltzeit. - Geologie 21, 1173-1196.

Anschrift des Verfassers:

Dipl. Geogr. Randy KOCH
 Universität Basel
 Geographisches Institut
 Abteilung Physiogeographie und Landschaftsökologie
 Klingelbergstrasse 27
 CH-4056 Basel
 Schweiz

e-post: randy.koch@unibas.ch
 Tel: (+41) 061 2670737
 Fax: (+41) 061 2670740
 Netz: www.physiogeo.unibas.ch

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

*Turbulenzen in der
Geomorphologie*



Velocities and relative surface ages of selected Alpine rockglaciers

Regula Frauenfelder, Matias Laustela and Andreas Kääb

Zusammenfassung In der vorliegenden Studie wird über die Anwendung von Photogrammetrie und die Messung von Schmidt-Hammer Rückprallwerten und Verwitterungsrenddicken zur Relativdatierung von fünf Blockgletschern in den Schweizer Alpen berichtet. Blockgletscher resultieren aus der kontinuierlichen Deformation von eisreichem Schuttmaterial, daher nimmt das Alter der Blöcke entlang einer Fliesslinie gegen die Blockgletscherfront hin zu. Dies kann sowohl anhand der Schmidt-Hammer Rückprallwerte (die mit steigendem Verwitterungsgrad einer Oberfläche abnehmen) als auch anhand der Verwitterungsrenddicken (die mit steigendem Verwitterungsgrad zunehmen) gezeigt werden. Die Resultate beider Methoden korrelieren gut mit Chronologien photogrammetrisch erstellter Fliesslinien. Unsere Messungen implizieren, dass das minimale Oberflächenalter der untersuchten Blockgletscher 3 bis 5 ka beträgt, und dass die Entwicklung der Mehrzahl dieser Blockgletscher nach dem Ende des Holozänen Temperaturoptimums (ca. 5000 Jahre vor heute), oder eventuell sogar zu Beginn des Holozäns eingesetzt hat.

Abstract This paper reports the application of photogrammetry, and measurements of Schmidt-hammer rebound values and weathering rind thickness to study the relative age chronologies of five rockglaciers in the Swiss Alps. Rockglacier bodies are the result of continuous deformation of ice-rich debris material and, therefore, the age of the surface layers increases along flowlines from the top towards the front of a rockglacier. This can be shown using Schmidt-hammer rebound values (decreasing with increasing weathering, i.e. duration of exposure) and weathering rind thicknesses (increasing with increasing weathering). The results of both these methods correlate well with chronologies estimated from photogrammetric stream-line interpolations. Our results imply that the minimum surface age of the investigated rockglaciers lies between 3 and 5 ka and that it is likely that these rockglaciers started to evolve after the early-to-mid Holocene temperature optimum (ending around 5000 y BP) or already during the early phases of the Holocene.

1. Research questions

Rockglaciers are characteristic creep features of frozen material in high mountains. Their shape is the cumulative expression of their entire history. Thus, they store in a complex way information about their present and past environment. Most rockglaciers developed during historical and Holocene time periods. Since the formation and development of rockglaciers requires the existence of permafrost conditions, climate is one of the main controlling factors of their evolution. Hence, rockglaciers can potentially be

used as palaeoclimatic geoindicators (e.g., Barsch, 1978; Frauenfelder *et al.*, 2001; Humlum, 1998; Kerschner, 1978; Sailer and Kerschner, 1999). However, the quantitative reconstruction of palaeo-climatic data from rockglaciers heavily relies on dating of their age. This task is not solved sufficiently yet, and age estimates for rockglaciers should up to now not be based on just one indicator. Therefore, Haeberli *et al.* (2003) propose a dating strategy using a combination of absolute and relative age-determination methods, such as photogrammetric stream-line interpolations, Schmidt-hammer rebound, weathering rind thickness, lichenometry, luminescence dating, cosmogenic (exposure) dating, and radiocarbon dating.

The main objective of this study is to apply a subset of the above-proposed techniques – namely photogrammetric velocity measurements and subsequent derivation of stream-lines, and measurements of weathering-rind thicknesses and Schmidt-hammer rebound values – in order to estimate the relative age pattern on five selected rockglaciers in the Swiss Alps, and in order to better understand the surface evolution and surface age structure on rockglaciers in general. The locations of the investigated rockglaciers are indicated in Figure 1; an overview of the measurements carried out on each rockglacier is given in Table 1.

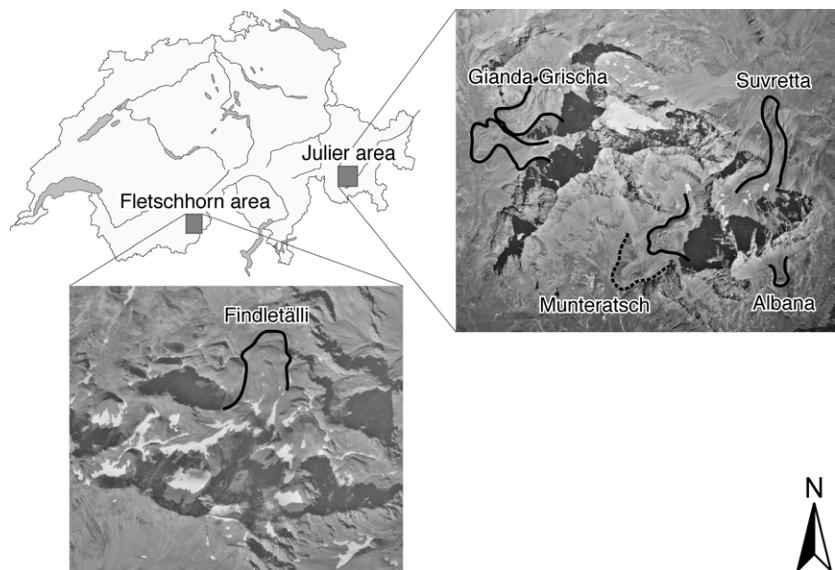


Figure 1 Sketch map of Switzerland showing the locations of the studied rockglaciers and sections of aerial photographs with outlined rockglacier contours: continuous lines = active/inactive rockglaciers, dashed line = relict rockglacier. Black-and-white aerial photographs from swisstopo (former Swiss Federal Office of Topography), left: 1.9.1999, Flight-line 116, Image-No. 2641, right: 11.8.1998, Flight-line 152, Image-No. 4646. Photographs are displayed at different scales.

Table 1 Effectuated measurements on each rockglacier

Velocity measurements	Stream-line interpolations	Schmidt-hammer rebound values	Weathering rind thickness
Gianda Grischa	Gianda Grischa	Gianda Grischa	Gianda Grischa
Suvretta	Suvretta	Suvretta	Suvretta
Munteratsch	–	Munteratsch	Munteratsch
Albana	–	Albana	Albana
Findletälli	Findletälli	–	–

2. Methods

Velocity measurements and stream-line calculations

Multi-temporal digital elevation models were automatically acquired from overlapping digital aerial images, using the commercial photogrammetric software SOCET SET© (LH Systems, San Diego, California, USA). Ortho-images were computed digitally using the scanned aerial photography and the respective digital elevation models. Horizontal surface displacements were then derived from such repeated digital ortho-images using an image correlation technique developed by Vollmer (1999) and described in detail in Kääb and Vollmer (2000). Subsequently, entire surface flow fields can be measured either automatically or by manually selecting the measurement points.

The age structure of a rockglacier surface can be assessed from stream-lines interpolated from such surface velocity fields (e.g., Kääb *et al.*, 1997). Assuming steady-state conditions these stream-lines would represent the trajectories of specific particles on the surface and can, thus, be used for both, relative and absolute rockglacier age estimates.

In the present study velocity measurements could be realized on five rockglaciers. Stream-line interpolations, however, were effectuated for three rockglacier only. On two rockglaciers (Munteratsch and Albana, see below), stream-lines were not calculated due to two reasons: firstly, the present-day movement of these rockglaciers is within the noise-level of the measurements. Thus, stream-line interpolation would produce random and valueless results. Secondly, the insignificant movement obtained, points to inactivity of these rockglaciers. Their present-day velocity fields are not representative for past flow-conditions.

Schmidt-hammer measurements

The Schmidt-hammer is a portable instrument originally developed in the early 1950s to measure the surface hardness of concrete by recording the rebound of a spring-loaded bolt impacting a surface (Schmidt, 1950). Rock hardness, as reflected by hammer rebound values (R), is a function of the inherent intact rock strength. Weathering generally decreases rock strength and this is reflected in the measured rebound values (Sumner and Nel, 2002).

In this study, the Schmidt-hammer was used on four selected rockglaciers. On each rockglacier several transects were measured between its root zone and its front. The transects were measured on ridges, or, in areas without ridges, perpendicular to the central flow line of the rockglacier. On each transect a random sample of fifty measurements was recorded, selecting clean surfaces of comparable lithology which were dry, flat, free of lichens, visual fissures and cracks (cf. Sumner and Nel, 2002). The mean of the values was taken as representative of the effective hardness of the rocks in the analysed transect. To get a statistically significant and interpretable age difference between individual Schmidt-hammer transects, the standard error is given according to the suggestions by Winkler (2000) who calculated the standard error based on the standard deviation in a 95% confidence interval as:

$$x \pm 1.96 \times \sqrt{\frac{\sigma}{\sqrt{n}}}$$

where x is the statistical mean, σ the standard deviation and n the number of measurements (Laustela, 2003).

Weathering rind measurements

The weathering rind thickness, a reddish outer crust around the rock, corresponds to the extent to which oxidation of the minerals has penetrated below the surface of a boulder (Gellatly, 1984). In general, the thickness of the weathering rind increases with time and offers an indication of relative ages. Along the flow paths of a rockglacier surface, rock particles are increasingly subject to weathering processes. Consequently, the thickness of the weathering rind should increase along the central flow lines.

At suitable sites with surface-exposed boulders, around 50 to 100 rind samples were chipped from boulders and cobbles with a hammer. Rind thicknesses were measured normal to the surface using a 0.1 mm scale graduated magnifying glass. Where possible, samples were measured on the same transects as the Schmidt-hammer measurements. The measured values >0.5 mm were classified (following suggestions given in the literature, e.g., McSaveney, 1992) to the nearest of 0.2 mm, the data ≤ 0.5 mm were taken as measured. The data was then plotted in a frequency histogram which displays distribution patterns and modal values. The mode and additionally the median value are taken as relative age indicators (Laustela *et al.*, 2003).

3. Gianda Grischa

Introductory remark

The rockglaciers presented in the following are named after the location names given in the 1:25,000 maps of *swisstopo* (former Swiss Federal Office of Topography). These location names go back many centuries and often illustrate how the landscape was perceived by the local residents.

Characteristics

The name is derived from the pre-Roman words *gianda* standing for ‘debris slope’, ‘stone pile’ and *grischa* meaning ‘grey’ (Schorta, 1991).

The large Gianda Grischa rockglacier is located on the western slopes of the Piz Julier and consists of two individual parts: a W-exposed active one of polymorphic, spatulate shape and a W- to SW- oriented inactive rockglacier just north of the active one. The inactive rockglacier occupies a flat niche and is characterized by a ridge-and-furrow surface topography. The active rockglacier considered here, exhibits a flat root zone which is separated from the moderately flat tongue by a steep slope, and shows less pronounced ridges and furrows. In the steep slope, which is close to the maximum angle of repose, such structures are completely absent. This rockglacier is over 1000 m long, and the width of its transfer zone is ca. 170 m while its tongue is approx. 390 m wide. The rocks within the contributing headwalls belong to the Err-Bernina nappe which is primarily composed of different types of granites, diorites and para-gneiss (Spicher, 1980).

According to Suter (1981) and Ohlendorf (1998) the area in which the rockglacier is located was covered by a small mountain glacier during the Younger Dryas (YD) cold phase. In the succeeding warming periods, this glacier gradually decayed. During the ‘Little Ice Age’ (LIA) the catchment area of the presently active rockglacier was already ice free, while the root zone of the northern, presently inactive rockglacier was still covered by a small cirque glacier (Coaz, 1850; Schweiz. Eidg. Stabsbureau, 1875). Today, both cirques are free of surface ice except for some very small (probably perennial) ice patches.

Surface velocities and stream-lines

Horizontal average annual surface velocities between 1971 and 1998 were determined photogrammetrically. During the observed 27 years, the active rockglacier crept down-slope with an average velocity of approx. 0.4 to 0.5 m per year, reaching maximum velocities of up to 0.8 m per year in the steep slope between the root zone and the frontal part (Figure 2, top).

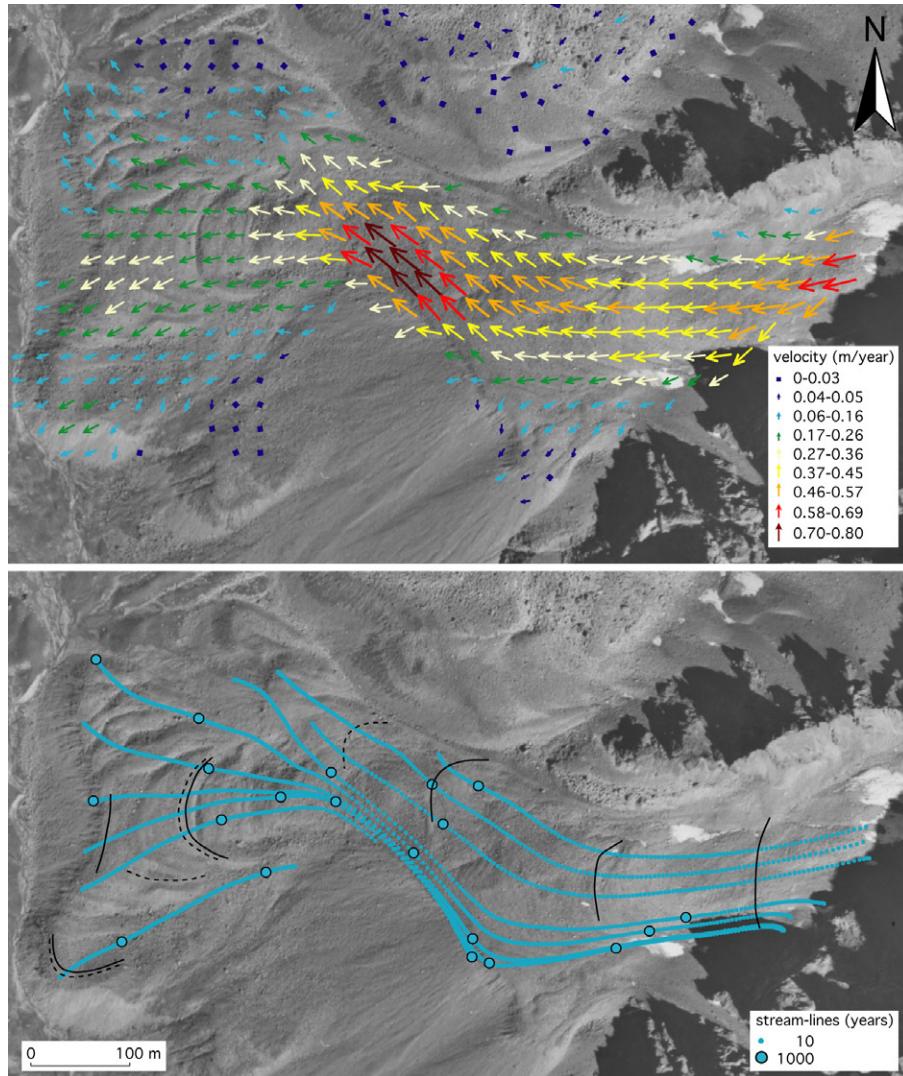


Figure 2 *Gianda Grischa rockglacier: (top) Horizontal average annual surface velocities between 1971 and 1998, (bottom) stream-line calculations. Black solid lines locate Schmidt-hammer measurement transects, black dashed lines represent weathering rind measurement transects (see Figure 3). Black-and-white aerial photograph from swisstopo, 11.08.1998, Flight-line 152, Image-No. 4647.*

The inactive rockglacier shows movements in the order of 0 to 0.16 m per year (see area close to the upper edge of Figure 2, top). These values are within or close to the range of error of the method for the used aerial photography and the considered time period (root mean square error ≈ 0.05 m per year, cf. Kääb and Vollmer, 2000).

Stream-lines interpolated from the surface velocity field of the active rockglacier (Figure 2, bottom) indicate a minimum surface age of over 4 ka. Both frontal lobes of the tongue seem to be of comparable age and lie on an overridden, older tongue, which shows no movement.

Weathering

Schmidt-hammer measurements on six transects show a complicated picture (Figure 3, left), although a trend to decreasing rebound-values between the uppermost transect in the root zone and the lowermost transect at the front can be discerned. The upper three transects (between the root zone and the steep slope) show similar rebound values, the values of the second three transects (closer to the front) decline from each transect to the following. However, in the steep slope between these two groups of transects rocks are increasingly subject to gravity, causing some boulders to tumble down and, thus, be turned around: the ‘weathering clock’ is restarted, resulting in higher values in the fourth transect (130 m from the front) than in the precedent ones (>370 m from the front).

Despite this rather complex picture, the general trend of the data seems to be strengthened by the results of the weathering rind measurement (Figure 3, right): in a series of four transects on the orographic left side of the active rockglacier steadily increasing weathering degrees are indicated by both, the modal and the median values of the weathering rind measurement. Maximum recorded weathering thickness is 1.6 mm (modal value) and 2.1 mm (median value), respectively (Laustela, 2003). On the orographic right side (not shown here) this trend cannot be discerned as clearly. Still, the measured weathering rind thickness are in the same range of values as on the left side of the rockglacier, indicating a similar age structure of both sides of the spatu-late tongue.

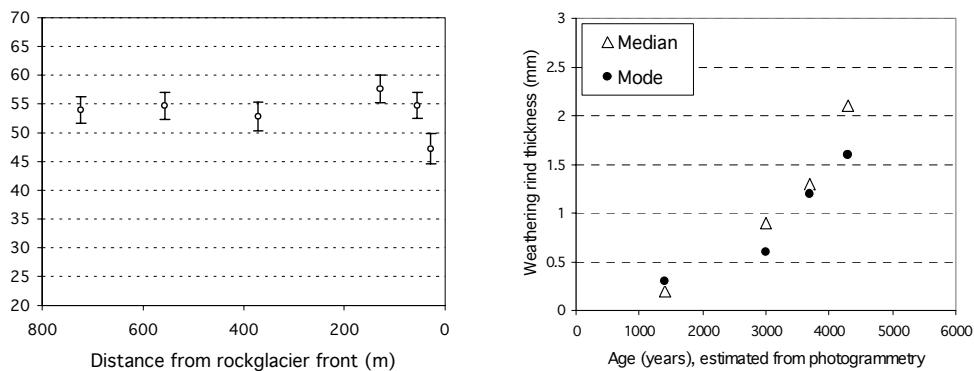


Figure 3 (left) Schmidt-hammer rebound-values (R) on the rockglacier Gianda Grischa, shown is the arithmetic mean on each transect with the corresponding standard error after Winkler (2000). (right) Estimated age of weathering rind thickness transects on Gianda Grischa rockglacier as derived from stream-line interpolations (modified after Laustela, 2003). Creep direction in both graphs is from the left to the right.

As has been explained above, the weathering degree can be viewed as a proxy of the relative age. The here found results represent, therefore, the expected increase in age of the surface material, and of the whole creeping part of the rockglacier body, from the root zone towards the front (cf. Haeberli *et al.*, 2003). In Figure 3 (right) the measured rind thicknesses are shown in relation to the age as estimated from photogrammetrically derived stream-lines. This comparison yields a growth rate of roughly 0.5 mm in 1 ka, a value in the same range as reported from measurements on sandstone (e.g., Whitehouse *et al.*, 1986).

4. Suvretta

Characteristics

The rockglacier Suvretta has been named after the valley into which it creeps. Its exact location, however, is named *padriöl* which is a Rhaetoromanic word meaning ‘funnel’ (G.C. Feuerstein, personal communication, 2003).

This name describes very well the shape and the setting of the rockglacier (see Figure 4) which is characterized by a large root zone, surrounded by high contributing headwalls and a comparably thin monomorphic body, creeping ENE-ward out of the root zone, and turning N-ward over a steep slope before fronting on the alpine meadows 400 m below. The rockglacier is approx. 1270 m long, and between 150 and 170 m wide. Its tongue crept over a little brook (now flowing underneath it) and onto an alpine hiking trail, which is gradually adjusted according to the rockglacier’s position. The surface topography is characterized by a compressive ridge-and-furrow topography in the lower, flatter part and by structures of extending flow (longitudinal ridges) in the steep slope. The rockglacier consists mainly of granitic boulders of the Err-Bernina nappe (Spicher, 1980).

Both Suter (1981) and Ohlendorf (1998) conclude that the location of the rockglacier was ice-free during the end of the Lateglacial and during the Holocene. The glacial history during the LIA is uncertain, however: the cirque is mapped as ice free by Coaz (Coaz, 1850) and in the first editions of the ‘Siegfried-Atlas’ (Schweiz. Eidg. Stabsbureau, 1875, 1896). However, in a later version of this atlas (Eidg. Landestopographie, 1927), a tiny, heavily branched glacieret is mapped in the cirque. Still, the tongue of the rockglacier is marked very clearly in all these maps and the rockglacier front is drawn close to the brook that the rockglacier has overcrept meanwhile. As for the Gianda Grischia rockglacier, the root zone area of the Suvretta rockglacier is free of surface ice today, except for some small ice patches.

Surface velocities and stream-lines

Horizontal surface displacement rates for the period 1971 to 1998 are in the range of 0.06 to 1.6 m per year, with maximum velocities in the steeply sloping middle part of the rockglacier (Figure 4, left). Kääb and Frauenfelder (2001) found slightly higher maximum velocities (up to 2 m per year) for the period 1992 to 1997, with speed variations within several years amounting to $\pm 15\%$.

The minimum surface age at the rockglacier front as calculated from stream-lines derived from the present-day velocity field amounts to approx. 3 ka (Figure 4, right).

Weathering

Schmidt-hammer measurements have been carried out by Castelli (2000). He found a clear decrease in rebound-values between the uppermost transect, just below the steep slope, and the second-lowermost one at 95 m from the rockglacier front (see Figure 5, left). The transect at the very front shows a slightly higher mean than this second last transect.

These findings are supported by the results of weathering rind measurements (Laustela, 2003, see Figure 5, right): the thickness of the rinds show a clear increase from the uppermost transect (modal value = 0.1 mm, median value = 0.2 mm) to the lowermost transect at the front (modal value = 3 mm, median value = 2.6 mm). Comparison with the photogrammetrically derived stream-lines yields a weathering rind growth rate of approx. 1 mm in 1 ka. This result is of the same order as values obtained e.g., by Nicho-

las and Butler (1996), but considerably higher than values found e.g., by Oguchi (2001). In addition, the value is twice as high as the one obtained on Gianda Grischa rockglacier (see Figure 3, right), although both rockglaciers are composed of the same rock types.

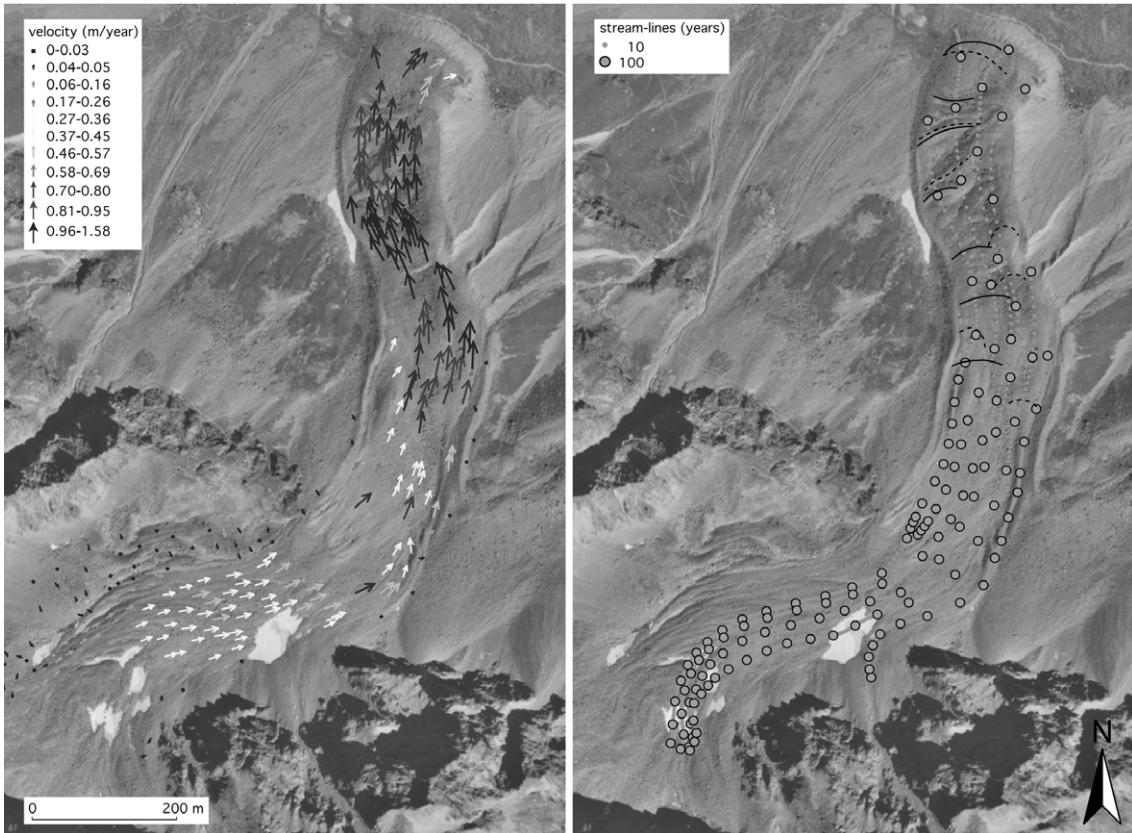


Figure 4 Suvretta rockglacier: (left) Horizontal average annual surface velocities between 1971 and 1998, (right) stream-line calculations. Black solid lines locate Schmidt-hammer measurement transects, black dashed lines represent weathering rind measurement transects (see Figure 5). Black-and-white aerial photograph from swisstopo, 11.08.1998, Flight-line 152, Image-No. 4644.

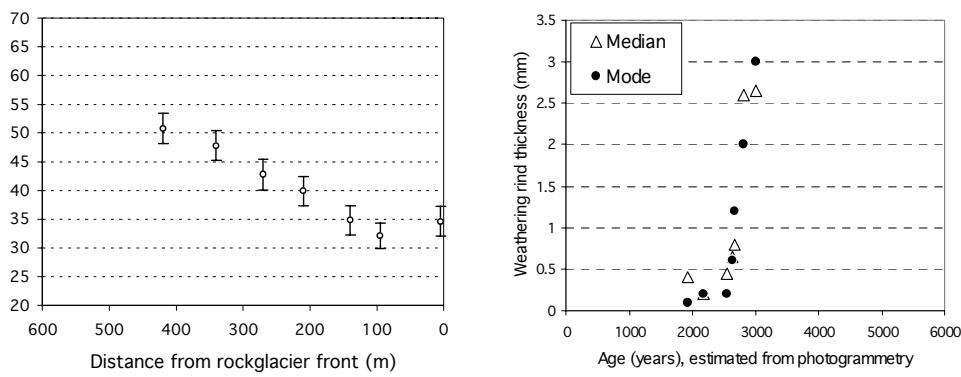


Figure 5 (left) Schmidt-hammer rebound-values (R) on the rockglacier Suvretta, shown is the arithmetic mean on each transect with the corresponding standard error after Winkler (2000), (modified after Castelli, 2000). (right) Estimated age of weathering rind thickness transects on Suvretta rockglacier as derived from stream-line interpolations (modified after Laustela, 2003). Creep direction in both graphs is from the left to the right.

5. Munteratsch

Characteristics

The name originates from the words *munter/murter* derived of the Latin word *mortarium* for ‘mortar’, probably as a landform specification such as ‘trough’ or ‘hollow’ (Schorta, 1991).

This rockglacier is situated on the south-western slopes of the Piz Julier. The rockglacier consists of two individual generations: the lower, older part is around 1000 m long and 400 m wide, its sides are densely vegetation-covered, and its furrow-ridge topography looks collapsed. The younger generation on top of that older one has an extent of approx. 550 m x 230 m and is free of vegetation except for large lichen thalli. Both generations are composed mainly of granitic boulders, with some schistose rock types intermingled (Spicher, 1980). These latter rocks were not included into the investigations due to the fact that they produce unreliable rates of weathering rind growth (cf. Gellatly, 1984). While velocity measurements were carried out on both generations, weathering measurements are concentrated on the younger, upper generation only.

During the Egesen stage of the YD, the cirque of Munteratsch rockglacier was covered by a small glacier (Ohlendorf, 1998; Suter, 1981). During the LIA the cirque seems to have been ice-free except for a (probably perennial) ice patch in the uppermost zone of the cirque (Coaz, 1850; Suter, 1981).

Surface velocities

According to creep velocity measurements for the period between 1971 and 1998 (not shown here), the younger generation, ending about 400 meters from the frontal-talus of the older one, seems to be in a state of inactivity. Measured surface movement for the considered period lies between 0 to 0.1 m per year, values close to the error range of the method. Yet, flow vectors are still indicating a uniform creep direction which might point to very small movement rates. It has to be considered, however, that these results are the mean over 27 years. To check if eventually (very slow) movement was still ongoing in the 1990s, it would be necessary to analyse aerial photography of this period only. In any case the rockglacier could not have reached its present shape and size with the presently observed movement rates. This indicates that the velocity field measured today does not represent conditions valid for the development during the entire Holocene. Therefore, stream-line calculations were not carried out (cf. also ‘Methods’).

The lower, older generation shows no movement, except in the steep tongue where movement can be attributed to gravitational sliding of individual rocks. This older generation is regarded as relict.

Weathering

Laustela (2003) measured Schmidt-hammer rebound values for eight transects on the upper, younger generation of the rockglacier (Figure 6, left). The overall trend shows decreasing rebound values (R) towards the front, however, the detailed picture is inconsistent.

Compared to the Schmidt-hammer measurements, the weathering rind results (Figure 6, right) show a more homogenous picture with slightly increasing thicknesses between the upper transects and the transects closer to the front. Maximum recorded weathering rind thicknesses are in the order of 1.2 mm (Laustela *et al.*, 2003).

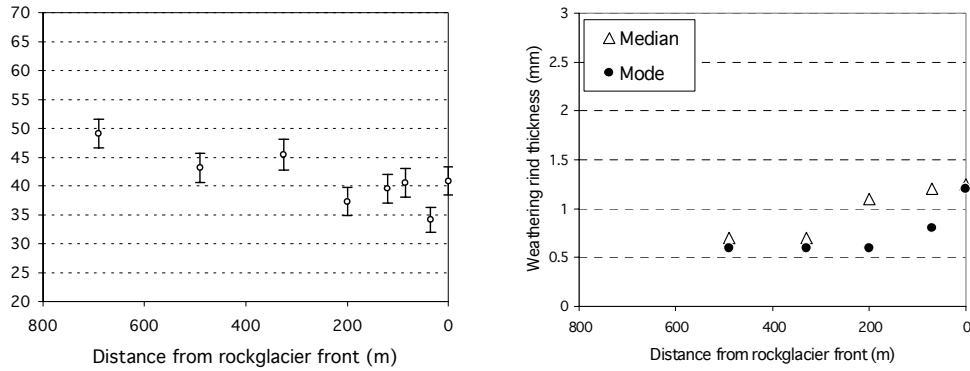


Figure 6 (left) Schmidt-hammer rebound-values (R) on the upper (inactive) part of Munteratsch rockglacier, shown is the arithmetic mean on each transect with the corresponding standard error after Winkler (2000). (right) Modal and median values of the measured weathering rind thickness transects on the upper (inactive) part of Munteratsch rockglacier. Left graph modified after Laustela (2003), right graph modified after Laustela et al. (2003). Creep direction in both graphs is from the left to the right.

6. Albana Characteristics

The name of the rockglacier's location is derived from the pre-Roman stem *alb-* meaning 'rise, hill' (Schorta, 1991).

The rockglacier is located on the southern slopes of the Piz Julier, just below the peaks of Albana and Albana Pitschen. It is oriented towards SSE, is 420 m long and 115 m wide and has a monomorphic tongue-shaped form. The notably high front (about 70 m, cf. Barsch, 1996) is covered by vegetation. As the formerly described rockglaciers, also Albana rockglacier originates in the granite of the Err-Bernina nappe (Spicher, 1980).

Glacier reconstructions suggest that the area of the rockglacier's location was ice free during the entire Holocene and probably even before, during the YD (Suter, 1981). The rockglacier body was mapped in a comparable extent as today already by Coaz in the 1850s (Coaz, 1850).

Surface velocities

Barsch (1996) states decreasing velocities between 1955 and 1971 and regards the rockglacier as inactive since around the 1970s. Photogrammetrically derived horizontal surface displacement rates for the period 1971 to 1998 show very slow movement of the tongue in the order of 0.05 to 0.19 m per year (not shown here). As for the Munteratsch rockglacier, these values are the mean over 27 years and movement in the 1990s is supposedly (close to) zero. It is admissible to assume that the present velocity field is not representative for past flow-conditions. Therefore, stream-line calculations were also not carried out for this rockglacier.

Weathering

Schmidt-hammer measurements were carried out by Laustela (2003) on five transects (Figure 7, left). Generally, a trend of decreasing rebound values can be discerned between the root zone of the rockglacier (at 280 m from the front) and the front (0 m), with the exception of the (inverse) difference between the transects at 20 m and 0 m

from the front. The significance of the trend is highest in the upper part of the rockglacier and decreases towards its front.

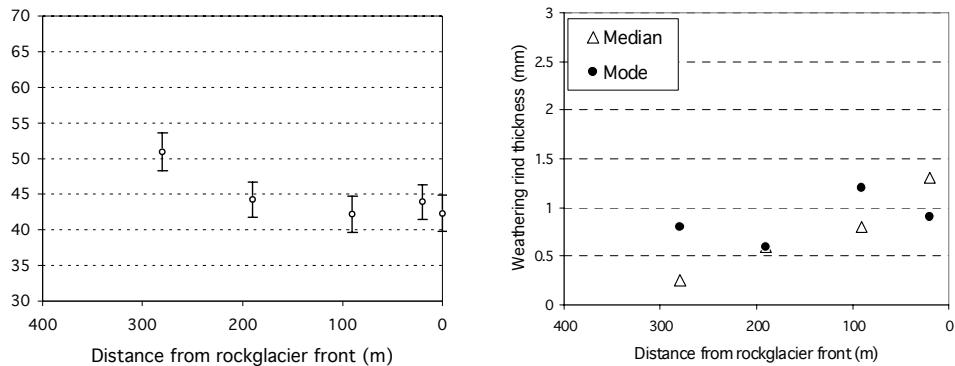


Figure 7 (left) Schmidt-hammer rebound-values (R) on the rockglacier Albana, shown is the arithmetic mean on each transect with the corresponding standard error after Winkler (2000). (right) Modal and median values of the measured weathering rind thickness transects on Albana rockglacier. Left graph modified after Laustela (2003), right graph modified after Laustela et al. (2003). Creep direction in both graphs is from the left to the right.

Weathering rind thicknesses were measured on four of the five Schmidt-hammer measurement transects (Figure 7, right). Despite the relatively simple morphology of the rockglacier, the modal values of weathering rind thickness give no clear trend. In contrast to this, the median values show a clear increase of weathering rind thickness from the youngest zones near the headwall to the oldest ones at the front of the rockglacier. Maximum recorded weathering rind thickness is 1.2 mm (modal value) and 1.3 mm (median value), respectively (Laustela, 2003).

7. Findletälli

Characteristics

The name of the rockglacier refers to the topographical depression in which it is situated. The high-alpine meadows of the *Findletälli* belong to the hamlet *Finilu*, located on the other side of the mountain ridge. *Finilu* is derived from the Latin word *fenile*, meaning 'barn, shed' (Anderegg and Zimmermann, 1995). *Tälli* is Swissgerman and means 'small valley'. As this name refers to a location outside the rockglaciers location, it is of lesser onomatological force of expression than the names of the other rockglaciers described.

This rockglacier is the largest of a group of six rockglaciers located at the northern foot of the Mattwaldhorn, the mountain confining the Nanztal, Valais, towards the south. In contrast to the other (much) smaller rockglaciers of this group which are of the talus-derived type, this tongue-shaped rockglacier crept out of morainic material of a former, now vanished cirque glacier (see also glacial history below). This explains its large extent (length = 750 m, width = 220 to 340 m) which seems to be in contradiction with the comparably small debris supplying headwall area. With a slope angle of 14° this rockglacier is the flattest of the here-investigated rockglaciers. Geologically, it belongs to the crystalline of the Fletschhorn group and is composed of garnet-muscovite slate and amphibolitic gneiss and quartzite mainly (Bearth, 1973).

While the area was certainly glaciated by the end of the Lateglacial (YD) and during the early Holocene, the glacial history during the LIA is controversial. On the 'Dufour-map' published in 1854 (Schweiz. Eidg. Topogr. Bureau, 1854), the cirque which is nowadays occupied by the rockglacier is mapped as fully glacier covered. Yet, even on this earliest map, a debris apron is marked at the front of the glacier. Maisch *et al.* (1999) map the area as glacier free, except for a small cirque glacier at the foot of the headwall. The pronounced ridge-and-furrow topography of the rockglacier tongue indicates that a complete glacier coverage during the LIA is questionable. It seems more likely that Dufour (the cartographer) mistakenly interpreted the rockglacier in front of the cirque glacier as its debris-covered continuation and, therefore, mapped both landforms as one glacier. Such mapping errors are also known from other locations (M. Maisch, personal communication, 2003). Today, the cirque is free of surface ice except for some small perennial ice patches.

Surface velocities and stream-lines

Horizontal surface displacement rates for the period 1975 to 1999 amount to 1.2 m per year, with an average velocity of 0.3 to 0.6 m per year. The fastest creep rates are observed in a longitudinal furrow on the orographic right side of the rockglacier (Figure 8, left).

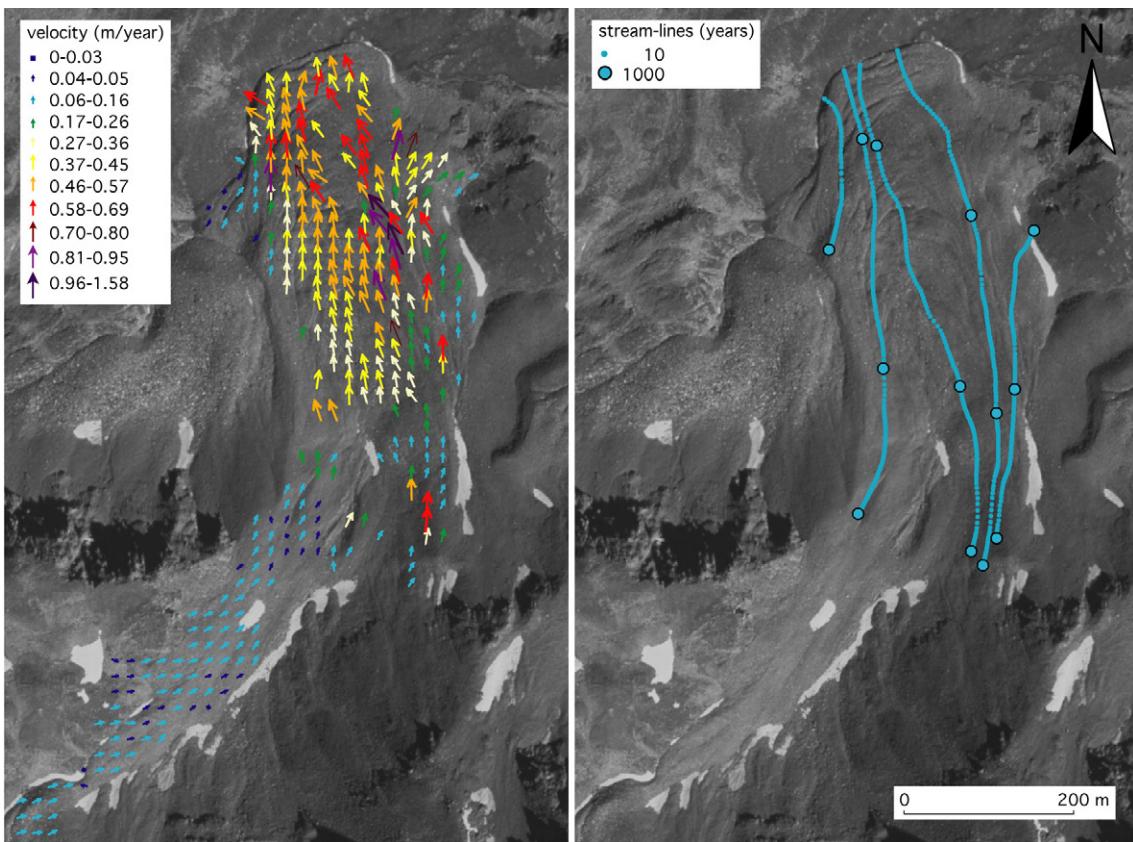


Figure 8 Findletälli rockglacier: (left) Horizontal average annual surface velocities between 1975 and 1999, (right) stream-line calculations. Black-and-white aerial photograph from swisstopo, 1.09.1999, Flight-line 116, Image-No. 2640.

The minimum surface age at the rockglacier front as calculated from stream-lines derived from the present-day velocity field amounts to 3 ka (Figure 8, right). Due to a

large snow patch on the rockglacier in the 1975-orthophoto, velocity measurements could not be carried out in the upper part of the transport zone just below the root zone. Therefore, the stream-lines could not be calculated for the entire rockglacier, and the age of 3 ka is clearly a minimum estimate for the rockglacier's surface age.

8. Discussion and implications

Relative age estimation

As mentioned above, rockglaciers can be used for quantitative palaeo-climatic reconstructions if (approximate) dating of their bodies is possible. In our study, we applied three different kind of relative age dating methods. The results of these measurements lead to the following implications:

- The investigated rockglaciers are at least 3 to 5 ka old, and the age of the surface increases along flowlines from the top towards the front. These findings correspond well with the results reported for the active rockglacier Murtèl by Haeberli *et al.* (1999): dating of moss remains contained in a core recovered by drilling through the permafrost of this rockglacier yielded a mean conventional ^{14}C age of 2250 ± 100 years. The surface age at the rockglacier front of Murtèl as calculated from the present-day velocity field amounts to approx. 5 to 6 ka.
- For the Gianda Grischa and Suvretta rockglaciers age estimates are obtained by comparison of stream-line calculations and weathering data. For the Findletälli rockglacier the age estimate is based on stream-line calculations. Comparison of the Schmidt-hammer rebound values and the weathering rind thicknesses measured on the rockglaciers Munteratsch and Albana, with the values obtained on the other rockglaciers suggests ages of several thousand years also for these latter two forms.
- The rockglaciers Gianda Grischa, Munteratsch, and Findletälli presumably started to evolve either after the early-to-mid Holocene temperature optimum, ending around 5000 y BP (conventional ^{14}C , uncalibrated, e.g., Roberts, 2000), or alternatively already shortly after the fast glacier decay at the end of the YD. Before, the areas where these rockglaciers are located were glacierized. This suggests, furthermore, that the debris material out of which the rockglaciers developed was in many cases partly reworked and pre-transported by glaciers. In contrast to this, the rockglaciers Suvretta and Albana could theoretically have been active by the end of the Lateglacial already because their locations seemed to have been ice-free during that time. Yet, in our opinion, a lateglacial origin is more likely for the presently inactive rockglacier Albana than for the active and very fast moving rockglacier Suvretta.
- Covering of some of these rockglaciers by glaciers during the LIA does not necessarily contradict the above interpretations: many smaller cirque glaciers in the Alps were probably poly-thermal during the advances of 1850 and 1910/1920, with a temperate accumulation area and a slightly cold ablation area (Haeberli, 1976). Thus, permafrost and also pre-existing rockglaciers may well have outlasted below such glaciers during the LIA, or being re-activated thereafter. Findings of such outlasting or reformed permafrost in recently deglaciated glacier forefields are reported by Kneisel (1999; 2003), and interactions between Alpine LIA-glaciers and rockglaciers reported by e.g., Delaloye *et al.* (in press), Métrailler *et al.* (2003), and Reynard *et al.* (2003).

- Decadal maximum velocities for the observed rockglaciers lie in the range of several decimetres up to over a metre per year. Mean annual velocities range between 0.2 m and 0.7 m per year. Both, the measured mean as well as maximum velocities are of the same order of magnitude as velocities measured on other Alpine rockglaciers (e.g., Barsch and Zick, 1991; Kääb, 1998; Kaufmann, 1996).
- Generally, decreasing Schmidt-hammer rebound values and increasing weathering rind thicknesses correlate well with increasing photogrammetrically determined age, or decreasing distance from the rockglacier front, respectively. This relation is clearer for the weathering rinds than for the Schmidt-hammer values. On the other hand, Schmidt-hammer results measured on different landforms (e.g., moraines, rockglaciers) are intercomparable (see e.g., study by Winkler and Shakesby, 1995). This seems difficult for weathering rind measurements, due to observed differences in weathering rind growth-rates on comparable lithologies.

Concluding remarks

Digital photogrammetry allows for detailed determination and analysis of horizontal surface displacements on rockglaciers, and for the derivation of stream-line calculations. The measurement of weathering rind thicknesses and Schmidt-hammer rebound values enables the relative dating of rockglacier bodies. These results can be tied to the photogrammetrically derived stream-line interpolations. Our findings imply relative ages of contemporaneous Alpine rockglacier surfaces of (at least) a few to several thousand years and rockglacier initiation during early to mid-Holocene, or even earlier.

Based on our results we suggest that future work should focus on the combination of the here-described relative dating methods with results from absolute dating techniques (e.g., exposure dating, luminescence dating) as proposed by Haeberli et al. (2003). This will open up interesting perspectives for chronological work on both, rockglaciers and other high-alpine landforms (such as moraines, debris cones, talus slopes, etc.) and enable the decoding of the late-glacial and Holocene landscape evolution.

Acknowledgements The work by R. Frauenfelder was supported by a research grant of the ‘Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung’ at the University of Zurich. Max Maisch made unpublished data available to us and shared his knowledge on glacier reconstructions. Martin Hoelzle and Markus Egli provided field assistance. Philippe Meuret and Bruno Weber installed and manage the photogrammetry station. Mr. Dosch, municipal secretary of the community of Tinizong-Rona, helped with the necessary driving permits. Gian Cla Feuerstein and Reinhard Furrer helped with the translation of geographical place names. Barbara Schellenberg and Brigitte Birk-Hoelzle opened their houses for tired field-workers. Emmanuel Reynard reviewed the manuscript. We extend our thanks to all these persons.

References

- Anderegg, K., Zimmermann, R. 1995. *Gspon und die St. Anna-Kapelle*. NBV, Visp.
- Barsch, D. 1978. Rockglaciers as indicators of discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. In Brown, R.J.E. (ed.), *3rd International Conference on Permafrost. Proceedings 1*, Edmonton, Canada. National Research Council of Canada, Ottawa: 4–9.
- Barsch, D. 1996. *Rockglaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments*. Springer, Berlin.
- Barsch, D., Zick, W. 1991. Die Bewegung des Blockgletschers Macun I von 1965–1988, Unterengadin, Graubünden. *Schweizerische Zeitschrift für Geomorphologie* 35(1): 1–14.

- Bearth, P. 1973. Geologischer Atlas der Schweiz. Erläuterungen zum Kartenblatt Simplon, 1:25'000. Schweizerische Geologische Kommission, Basel.
- Castelli, S. 2000. Geomorphologische Kartierung im Gebiet Julierpass, Val Suvretta und Corvatsch (Oberengadin, GR), sowie Versuche zur Relativdatierung der morphologischen Formen mit der Schmidt-Hammer Methode. Unpublished MSc-Thesis, Dept. of Geography, University of Zurich.
- Coaz, J.W.F. 1850. Blatt XX, Unterabthlg. 2, 1:50'000 (Original Messtischblatt). Archiv-Nr. L+T 468. Schweiz. Eidg. Stabsbureau, Bern.
- Delaloye, R., Lugon, R., Lambiel, C., Reynard, E. (in press). Réponse du pergélisol à l'avancée glaciaire du Petit Age Glaciaire: quelques exemples alpins et pyrénéens. *Environnements périglaciaires, Bulletin de l'Association Française du Périglaciaire* 10.
- Eidg. Landestopographie. 1927. Topographischer Atlas der Schweiz, St. Moritz, Blatt 518 (Section 2, Bl. XX), 1:50'000. Topographischer Atlas der Schweiz, Bern.
- Frauenfelder, R., Haeberli, W., Hoelzle, M., Maisch, M. 2001. Using relict rockglaciers in GIS-based modelling to reconstruct Younger Dryas permafrost distribution patterns in the Err-Julier area, Swiss Alps. *Norwegian Journal of Geography* 55(4): 195–202.
- Gellatly, A.F. 1984. The use of rock weathering-rind thickness to redate moraines in Mount Cook National Park, New Zealand. *Arctic and Alpine Research* 16(2): 225–232.
- Haeberli, W. 1976. Eistemperaturen in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 11(2): 203–220.
- Haeberli, W., Kääb, A., Wagner, S., Vonder Mühl, D., Geissler, P., Haas, J.N., Glatzel-Mattheier, H., Wagenbach, D. 1999. Pollen analysis and ^{14}C -age of moss remains recovered from a permafrost core of the active rock glacier Murtèl/Corvatsch (Swiss Alps): geomorphological and glaciological implications. *Journal of Glaciology* 45(149): 1–8.
- Haeberli, W., Brandova, D., Burga, C., Egli, M., Frauenfelder, R., Kääb, A., Maisch, M., Mauz, B., Dikau, R. 2003. Methods for absolute and relative age dating of rock-glacier surfaces in alpine permafrost. In Phillips, M., Springman, S., Arenson, L. (eds.), *8th International Conference on Permafrost, Proceedings* 1, Zürich. Swets & Zeitlinger, Lisse: 343–348.
- Humlum, O. 1998. The climatic significance of rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes* 9(4): 375–395.
- Kääb, A. 1998. Oberflächenkinematik ausgewählter Blockgletscher des Oberengadins. In Vonder Mühl, D. (ed.), *Beiträge aus der Gebirgs-Geomorphologie. Mitteilungen der VAW/ETH Zürich* 158: 121–140.
- Kääb, A., Vollmer, M. 2000. Surface geometry, thickness changes and flow fields on permafrost streams: automatic extraction by digital image analysis. *Permafrost and Periglacial Processes* 11(4): 315–326.
- Kääb, A., Frauenfelder, R. 2001. Temporal variations of mountain permafrost creep. In Harris C. (ed.), *1st European Permafrost Conference, Abstracts*, Rome: 56.
- Kääb, A., Haeberli, W., Gudmundsson, G.H. 1997. Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 8(4): 409–426.
- Kaufmann, V. 1996. Geomorphometric monitoring of active rock glaciers in the Austrian Alps. *4th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography*, Karlstad-Kiruna-Tromsø: 97–113.
- Kerschner, H. 1978. Palaeoclimatic inferences from late Würm rock glaciers, Eastern Central Alps, Western Tyrol, Austria. *Arctic and Alpine Research* 10(3): 635–644.
- Kneisel, C. 1999. Permafrost in Gletschervorfeldern – Eine vergleichende Untersuchung in den Ostschweizer Alpen und Nordschweden. *Trierer Geographische Studien* 22: 156.
- Kneisel, C. 2003. New insights of mountain permafrost occurrence and characteristics in recently deglaciated glacier forefields through the application of electrical resistivity tomography. In Haeberli, W., Brandova, D. (eds.), *8th International Conference on Permafrost, Extended Abstracts*, Zürich. 81–82.
- Laustela, M. 2003. Messung und Analyse von Verwitterungsrenden zur relativen Altersdatierung ausgewählter Blockgletscher in den Bündner Alpen. Unpublished MSc-Thesis, Dept. of Geography, University of Zurich.
- Laustela, M., Egli, M., Frauenfelder, R., Kääb, A., Maisch, M., Haeberli, W. 2003. Weathering rind measurements and relative age dating of rockglacier surfaces in crystalline regions of the Eastern Swiss Alps. In Phillips, M., Springman, S., Arenson, L. (eds.), *8th International Conference on Permafrost, Proceedings* 1, Zürich. Swets & Zeitlinger, Lisse: 627–632.

- Maisch, M., Haeberli, W., Hoelzle, M., Wenzel, J. 1999. Occurrence of rocky and sedimentary glacier beds in the Swiss Alps as estimated from glacier-inventory data. *Annals of Glaciology* 28: 231–235.
- McSaveney, M.J. 1992. A manual for weathering-rind dating of grey sandstones of the Torlesse Supergroup, New Zealand. Institute of Geological & Nuclear Sciences Limited, Lower Hutt.
- Métrailler, S., Delaloye, R., Lugon R. 2003. Recent evolution of permafrost in both Bechs-de-Bosson and Lona glacier/rock glacier complexes (western Swiss Alps). In Haeberli, W., Brandova, D. (eds.), *8th International Conference on Permafrost, Extended Abstracts*, Zürich. University of Zurich: 107–108.
- Nicholas, J.W., Butler, D.R. 1996. Application of relative-age dating techniques on rock glaciers of the La Sal Mountains, Utah: an interpretation of holocene paleoclimates. *Geografiska Annaler, Series A* 78(1): 1–18.
- Oguchi, C.T. 2001. Formation of weathering rinds on Andesite. *Earth Surface Processes and Landforms* 26: 847–858.
- Ohlendorf, C. 1998. High Alpine lake sediments as chronicles for regional glacier and climate history in the Upper Engadine, southeastern Switzerland. PhD-Thesis No. 12705, ETH Zürich.
- Reynard, E., Lambiel, C., Delaloye, R., Devaud, G., Baron, L., Chapellier, D., Marescot, L., Monnet, R. 2003. Glacier/permafrost relationships in forefields of small glaciers (Swiss Alps). In Phillips, M., Springman, S., Arenson, L. (eds.), *8th International Conference on Permafrost, Proceedings* 2, Zurich, Switzerland. Swets & Zeitlinger, Lisse: 947–952.
- Roberts N. 2000. *The Holocene. An environmental history*. Oxford: Blackwell Publishers Ltd.
- Sailer, R., Kerschner, H. 1999. Equilibrium-line altitudes and rock glaciers during the Younger Dryas cooling event, Ferwall group, western Tyrol, Austria. *Annals of Glaciology* 28: 141–145.
- Schmidt, E. 1950. Der Beton-Prüfhammer – Ein Gerät zur Bestimmung der Qualität des Betons im Bauwerk. *Schweizerische Bauzeitung* 68(28): 378–379.
- Schorta, A. 1991. *Wie der Berg zu seinem Namen kam. Kleines Rätisches Namenbuch mit zweieinhalbtausend geographischen Namen Graubündens*. Chur: Terra Grischuna Verlag.
- Schweiz. Eidg. Topogr. Bureau. 1854. Topographische Karte der Schweiz, Blatt XVIII (Brieg–Airolo), 1:100'000. Erstausgabe, Dufour, G.H. direxit, Genf.
- Schweiz. Eidg. Stabsbureau. 1875. Topographischer Atlas der Schweiz, St. Moritz, Blatt 518 (Section 2, Bl. XX), 1:50'000. Topographischer Atlas der Schweiz, Bern.
- Schweiz. Eidg. Stabsbureau. 1896. Topographischer Atlas der Schweiz, St. Moritz, Blatt 518 (Section 2, Bl. XX), 1:50'000. Topographischer Atlas der Schweiz, Bern.
- Spicher, A. 1980. Geologische Karte der Schweiz 1:500'000. Schweizerische Geologische Kommission, Basel.
- Sumner, P., Nel, W. 2002. The effect of rock moisture on Schmidt Hammer rebound: tests on rock samples from Marion Island and South Africa. *Earth Surface Processes and Landforms* 27: 1137–1142.
- Suter, J. 1981. Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchungen von Gletscherschwankungen in der Err-Juliergruppe. *Physische Geographie* 2: 170.
- Vollmer, M. 1999. Kriechen alpinen Permafrostes: Grundlagen zur digitalen photogrammetrischen Bewegungsmessung. Unpublished MSc-Thesis, Dept. of Geography, University of Zurich.
- Whitehouse, I.E., McSaveney, M.J., Knuepfer, P.L.K., Chinn, T.J.H. 1986. Growth of weathering rinds on Torlesse Sandstone, Southern Alps, New Zealand. In Colman, S.M., Dethier, D.P. (eds.), *Rates of chemical weathering of rocks and minerals*, 419–435.
- Winkler, S. 2000. The little ice age maximum in the Southern Alps, New Zealand: preliminary results at Mueller Glacier. *The Holocene* 10(5): 643–647.
- Winkler, S., Shakesby, R.A. 1995. Anwendung von Lichenometrie und Schmidt-Hammer zur relativen Altersdatierung prä-frührezenter Moränen am Beispiel der Vorfelder von Guslar-, Mitterkar-, Rofenkar- und Vernagtferner (Ötztaler Alpen/Österreich). *Petermanns Geographische Mitteilungen* 139(5/6): 283–304.

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

Turbulenzen in der Geomorphologie



GISALP – 4D Informationssystem für das Hochgebirge

Christine Rothenbühler

Abstract

Die im Oberengadin durch die Klimaveränderung ablaufenden natürlichen Prozesse sowie die Nutzung der Hochgebirgslandschaft durch den Tourismus führen zur Ausbildung von Veränderungs- und Problemräumen. Das Wissen über die Veränderungs- und Problemräume, auch unter zukünftigen Klimabedingungen, ist eine wichtige Voraussetzung für eine längerfristige und nachhaltige Entwicklung des Oberengadins. Um diese Räume aufzufinden, wird das GISALP entwickelt. Dieses Geographische Informationssystem strebt durch die Integration von Daten und Modellen aus verschiedenen Disziplinen eine Gesamtschau der Hochgebirgslandschaft an. Als Grundlage dieser interdisziplinären Arbeit entscheidet das Datenmodell über Gelingen und Qualität des GISALP. Deshalb wird dem Aufbau eines objektorientierten Datenmodells grosse Aufmerksamkeit geschenkt. Eine gute Datenmodellierung ermöglicht die Anwendung von Modellen und Simulationen in verschiedenen Gebieten mit unterschiedlichen Daten oder das Zusammenführen von inhaltlich gleichen Daten angrenzender Gebiete, beispielsweise bei geomorphologischen Kartierungen.

Einführung

Die Schönheit und Einzigartigkeit der Landschaft im Oberengadin zieht jedes Jahr viele Touristen ins Tal und bildet so die Grundlage für gute wirtschaftliche Verhältnisse (Schneider et al. 1997). Viele Arbeitsplätze sind vom Tourismus abhängig und das Oberengadin sieht sich nicht mit Abwanderungsproblemen konfrontiert.

Doch die Landschaft als wichtigste Voraussetzung des Tourismus unterliegt verschiedenen Eingriffen, Nutzungen und Veränderungen (Pfenninger et al. 1995). Der Hochgebirgsraum reagiert sehr sensibel auf die Klimaveränderung (Abegg 1996). Gletscher, Schnee und Permafrost weisen Temperaturverhältnisse nahe am Schmelzpunkt auf und werden sehr rasch von einer Temperaturerhöhung beeinflusst. Auch die Abfolge von verschiedenen Höhenstufen auf engstem Raum lässt bei steigenden Temperaturen Veränderungen erwarten (Haeberli & Beniston 1998; Patzelt & Aellen 1990).

Durch den Bau von Infrastrukturanlagen wird das Landschaftsbild ebenfalls verändert. Für den Skisport findet im Hochgebirgsraum oberhalb der Waldgrenze stellenweise eine intensive Bautätigkeit statt (Pfenninger et al. 1995). Auch sportliche Grossanlässe oder

Verkehrsstaus während der Hochsaison beeinträchtigen das Bild einer intakten Landschaft.

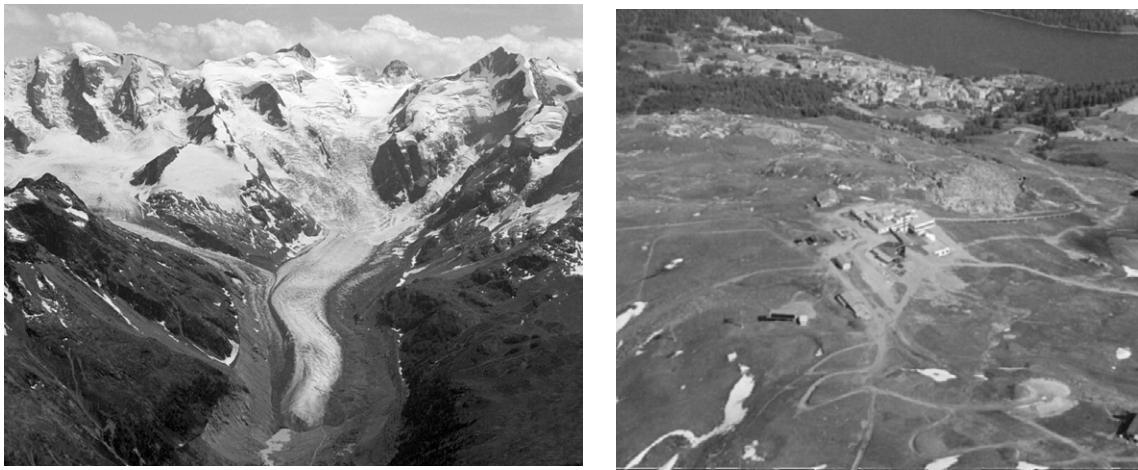


Abbildung 1: Links das Berninamassiv als intakte Hochgebirgslandschaft und Grundlage des Tourismus, rechts das Skigebiet Corviglia oberhalb von St. Moritz als Beispiel für bauliche Eingriffe im Hochgebirge.

Das Gesamterscheinungsbild der Landschaft wird einerseits durch den Mensch und andererseits durch natürliche Prozesse gestaltet. In Abbildung 2 werden diese beiden Bereiche durch zwei Kreise symbolisiert. Der linke Kreis steht für den Bereich der Landschaft, der durch die Menschen genutzt und gestaltet wird, der rechte Kreis symbolisiert den Bereich der Landschaft, der durch natürliche Prozesse gestaltet wird.

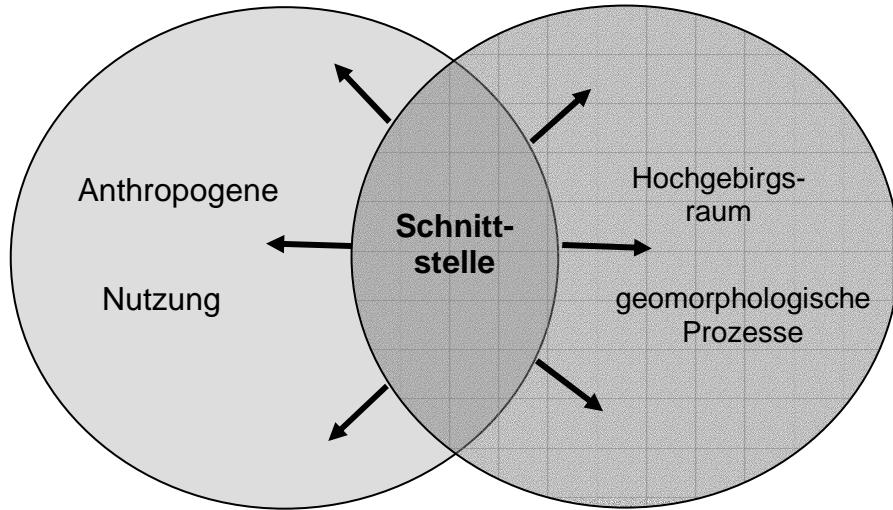


Abbildung 2: Schnittstelle zwischen Natur und Mensch.

Wo sich die beiden Bereiche überschneiden, kann von einer Schnittstelle zwischen Mensch und Natur gesprochen werden. Hier trifft beispielsweise eine Strasse auf einen Lawinenzug und der Ort wird von beiden Bereichen „beansprucht“. Der Bereich der Überschneidung verändert sich in beide Richtungen, was in der Abbildung mit den Pfeilen dargestellt ist (Bloetzer et al. 1998). Einerseits beansprucht der Mensch durch seine heutigen wirtschaftlichen Bedürfnisse und Freizeitinteressen immer mehr Platz. Ande-

erseits ist im Zusammenhang mit der Klimaveränderung zu erwarten, dass die Dynamik geomorphologischer Prozesse ebenfalls mehr oder anderen Raum als früher beeinflusst (Atzmüller 2000). Es ist damit zu rechnen, dass insbesondere Naturgefahrenprozesse (Murgänge, Lawinen, Überschwemmungen) in Zukunft Orte tangieren können, die bisher nicht betroffen waren (Haeberli 1992; Kunz 1998; King et al. 1992).

Diese Schnittstelle birgt ein Konfliktpotential. Durch einen geomorphologischen Prozess kann die Infrastruktur zerstört werden oder die Sicherheit gefährdet sein, während dem Freizeitaktivitäten oder das Bauen im Hochgebirge der Natur schaden, das Landschaftsbild beeinträchtigen oder gar neue geomorphologische Prozesse auslösen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass im Oberengadin Veränderungs- und Problemräume vorkommen. Zu den Veränderungsräumen zählen beispielsweise die Gletschervorfelder, wo durch den Gletscherrückzug neue Räume entstehen und die Bodenbildung und Vegetationsentwicklung beginnt. Von Problemräumen wird dort gesprochen, wo menschliche Nutzung und natürliche Prozesse aufeinanderprallen und nicht miteinander vereinbar sind. Als Beispiele seien bauliche Eingriffe wie Planierungsarbeiten für Skipisten oder durch Naturgefahren bedrohte Verkehrswege erwähnt. Da unterschiedliche Entwicklungen mit sehr unterschiedlichen Geschwindigkeiten ablaufen, können auch daraus neue Problemräume entstehen. Beispielsweise ziehen sich die Gletscher viel schneller zurück, als die Bodenbildung und Vegetationsentwicklung folgen kann. Das kann zu einer Aktivierung der geomorphologischen Prozesse und zur Entstehung von neuen Problemräumen führen (Haeberli & Beniston 1998).

Um längerfristig eine nachhaltige Entwicklung der Landschaft, des Tourismus und der Wirtschaft planen zu können, ist das Wissen über die Veränderungs- und Problemräume eine wichtige Voraussetzung (Bloetzer et al. 1998). Um diese Räume zu evaluieren, die Hochgebirgslandschaft mit den darin ablaufenden Prozessen in den verschiedenen Bereichen zu betrachten und Szenarien zu erstellen, wird das Geo – Informationssystem GISALP entwickelt.

Das GISALP

Hinter dem Namen GISALP verbirgt sich eine GIS – Applikation, welche folgende Aufgaben erfüllen soll:

- Integrieren möglichst aller im Untersuchungsgebiet vorhandener GIS – Daten
- Möglichkeit bieten, fachlich unterschiedliche Daten miteinander und übereinander darzustellen und zu analysieren
- Erstellen von thematischen Karten nach Wunsch
- Integrieren bestehender Modelle, Simulationen und Visualisierungen
- Möglichkeit bieten, verschiedene Prozessmodelle im selben Gebiet auszuführen
- Aufdecken von Veränderungsräumen und evaluieren von Überschneidungen, Nutzungskonflikten und möglichen Konfliktträumen
- Entwickeln von Szenarien und Prognosen für die Zukunft
- Erstellen von Visualisierungen über die Landschaft und ihre Veränderungen
- Die Veränderungs- und Problemräume der Praxis aufzeigen

Mit diesen Möglichkeiten kann das GISALP als Instrument betrachtet werden, welches wertvolle Grundlagen liefert, um raumrelevante Entscheidungen nachhaltig zu treffen. Dabei wird versucht, von der Hochgebirgslandschaft als Ganzes möglichst eine Gesamtschau zu erreichen und die verschiedenen Disziplinen zusammen in ein System zu bringen. Das GISALP kann mit dem Bild eines Kochtopfs erklärt werden (Abb. 3). Die unterschiedlichen Daten, welche integriert werden, spielen die Rolle der Zutaten, welche alle in den zentralen Kochtopf gelangen. Dort wird mit unterschiedlichen Küchengeräten oder Werkzeugen umgerührt, was im GISALP die verschiedenen Analysetechniken des GIS oder die integrierten Modelle übernehmen. Zu beachten gilt, dass nicht alle Zutaten die gleich lange Kochzeit haben und nicht alle Werkzeuge für ihre Arbeit gleich lang brauchen. Dies trägt dem Umstand Rechnung, dass auch in der Natur nicht alle Prozesse oder Veränderungen gleich schnell ablaufen, was die Entwicklung der Veränderungs- und Problemräume beeinflusst.

Die Menüs, welche gekocht werden, entsprechen den Produkten, welche im GISALP entstehen. Dabei handelt es sich um die in obenstehender Aufzählung erwähnten Punkte.

Gekocht werden diese Menüs vor allem für Leute, welche raumrelevante Entscheidungen zu fällen haben. Dabei handelt es sich um Politiker, lokale Behörden, Raumplaner,

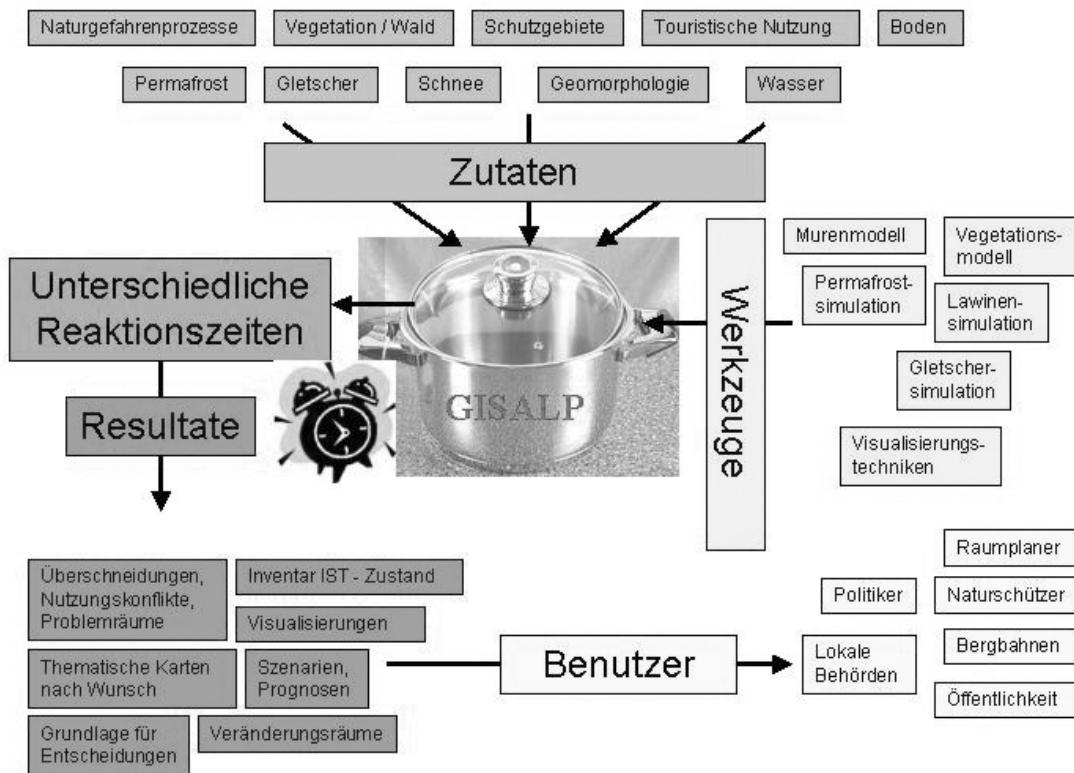


Abbildung 3: Das GISALP, als Kochtopf erklärt.

Naturschützer und Bergbahnbetreiber. Karten oder Visualisierungen spielen auch für die Information und Kommunikation gegenüber der Bevölkerung eine wichtige Rolle, beispielsweise bei einem Bauprojekt. Kurz gesagt, kann das GISALP als moderne Informationsquelle für das Hochgebirge bezeichnet werden.

Das Menü steht und fällt mit der Auswahl und Zugabe der richtigen Zutaten, und das GISALP steht und fällt mit den richtigen Fragestellungen und Daten. Das Ziel ist es, die Hochgebirgslandschaft in ihrer Gesamtheit zu erfassen. Nur schon die Modellierung eines einzelnen Prozesses wie des Gletscherrückzugs ist nur durch Vereinfachung und Beschränkung auf die wichtigsten Daten und Beziehungen möglich. Entsprechend illusorisch ist es, alle Landschaftselemente mit ihren Beziehungen und Interaktionen zu modellieren. Deshalb ist eine strenge Auswahl der wichtigsten Daten und Prozesse, welche auf die Landschaft, die Menschen und die Entwicklung der Veränderungs- und Problemräume den grössten Einfluss ausüben, unumgänglich.

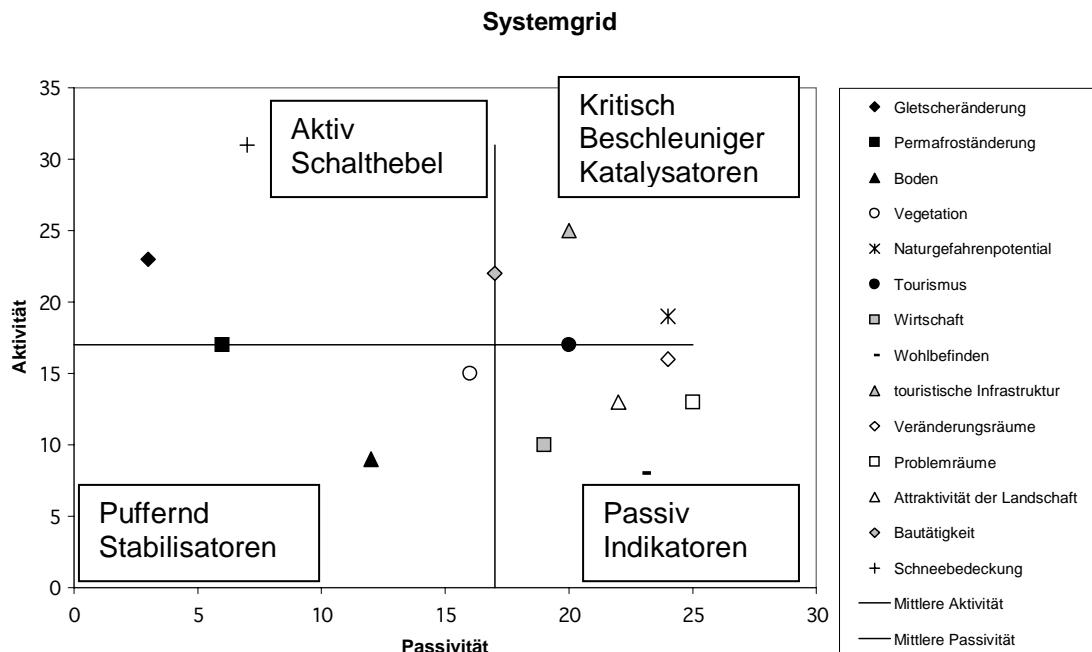


Abbildung 4: Das Systemgrid nach Vester, welches zur Struktur des Systems Hochgebirge wertvolle Informationen liefert.

Für die Durchführung dieser Auswahl eignet sich die Systemanalyse nach Vester (Frischknecht & Schmied 2002). Diese Methode dient dazu, die Funktionsweise von komplexen Umweltsystemen aufzudecken. Verschiedene Variablen aus der Landschaft werden miteinander in Beziehung gesetzt, indem untersucht wird, welche Variable die anderen Variablen wie stark beeinflusst. Beispielsweise beeinflusst die Lufttemperatur die Gletscher, den Permafrost, den Schnee, die Vegetation, usw. Die Summe dieser Ergebnisse wird im sogenannten Systemgrid graphisch dargestellt und interpretiert. Aus der Position einer Variable im Systemgrid lässt sich herauslesen, welche Rolle sie im System spielt. Die „aktiven“ Variablen sind die Schalthebel im System, da sie auf andere Variablen einen grossen Einfluss ausüben, selber aber kaum beeinflusst werden. Die „passiven“ Variablen werden als Indikatoren bezeichnet, da sie von vielen anderen Variablen beeinflusst werden, ohne selber auf andere einen Einfluss auszuüben. Auf diese

Weise hilft das Systemgrid, aus der unübersichtlichen Komplexität der Natur die wichtigen Variablen auszuwählen, um im GISALP ein möglichst realitätsnahe Abbild der Natur konstruieren zu können (Frischknecht & Schmied 2002).

Die objektorientierte Datenmodellierung

Für die Umsetzung des GISALP stellt die Datenmodellierung der erste und einer der wichtigsten Schritte überhaupt dar und kann als das zentrale Fundament bezeichnet werden. Das Datenmodell entscheidet wesentlich über Qualität und Gelingen des gesamten Projektes. Der Begriff Datenmodellierung heisst, aus der Natur die benötigten Objekte abzuleiten und als Bausteine ins Datenmodell einzufügen. Dabei findet eine Vereinfachung oder eine Abstraktion der Wirklichkeit statt. Der erste Schritt in der Datenmodellierung muss die Fragen „Was ist das Problem?“ und „Was ist das Ziel?“ beantworten. Nach der Auswahl der nötigen Objekte wird die graphische Repräsentation (Punkt, Linie oder Fläche), die Speicherung der nichtgeometrischen Infos (Attribute), die Nomenklatur der Datenfiles, die Gruppierung der Daten und der Zugriff, die Bearbeitungs- und die Analysemöglichkeiten bestimmt (Zeiler 1999; Booth & Mitchell 1999-2001).

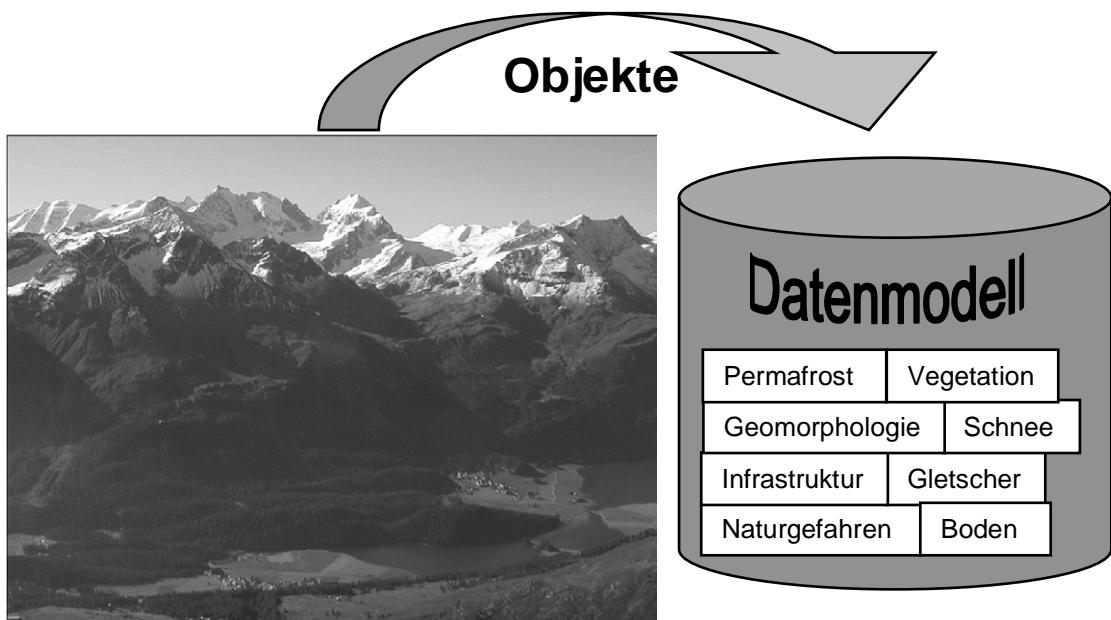


Abbildung 5: Bei der Erstellung eines Datenmodells findet eine Abstraktion der realen Welt statt.

Die verwendete GIS-Software arbeitet mit der objektorientierten Datenmodellierung. In den älteren Versionen wurden die Daten in verschiedenen Ebenen organisiert und übereinandergelegt (Gletscherebene, Vegetationsebene, Gewässerebene usw.). Im objektorientierten Datenmodell stehen nicht mehr die Ebenen im Zentrum, sondern die einzelnen Objekte. Als Beispiel für ein Objekt ist hier der Blockgletscher erwähnt. Als Objekt besitzt er bestimmte Eigenschaften wie Grösse, Temperatur oder Stratigraphie. Er hat Beziehungen zu anderen Objekten wie zur Schneedecke, zur Vegetation oder zu Bauwerken. Mit dem Blockgletscher sind gewisse Prozesse verbunden, er kriecht oder er weist bei steigenden Temperaturen eine Setzung auf. Auch gehört zur objektorientierten

Datenmodellierung das Definieren von Gültigkeits- und Wertebereichen für die Eingabe von Attributdaten.

Der Schritt der Datenmodellierung hat folgende Ziele (Zeiler 1999):

- Einheitliche Datenorganisation (Aufbewahrung, Archivierung)
- Einfacher und transparenter Zugriff auf die Daten
- Vermeidung von Redundanzen
- Es ist geregelt, was mit Objekten passiert, wenn andere gelöscht oder verändert werden
- Erfassung und Bearbeitung ist einfacher und durch die Regeln treten weniger Fehler auf
- Ermöglicht das Zusammenführen von inhaltlich gleichen Daten aus geographisch unterschiedlichen Gebieten
- Ermöglicht das Anwenden und den Austausch von Programmen und Modellen in anderen geographischen Gebieten

Im Fall des GISALP wurde ein Datenmodell erstellt, welches an die technischen Möglichkeiten und Vorgaben des Datenformats „Geodatabase“ angepasst ist. Es wurde auf der Basis der bisher vorhandenen Daten entworfen, kann aber jederzeit beliebig ergänzt werden. Die hier dargestellten Daten erheben keinen Anspruch auf Vollständigkeit im GISALP.

Das Datenmodell im GISALP

Der Entwurf des Datenmodells im GISALP wurde mit Geodatabase durchgeführt. Eine Geodatabase besteht aus Dataset, Feature Classes, Annotations und Subtypes. Als oberste Gruppierungsebene wurden drei Geodatabases erstellt: Umwelt, Raumplanung und Infrastruktur. Innerhalb dieser Geodatabases wurden als zweite Gruppierungsebene Datasets gebildet. Diese Datasets beinhalten entweder als Feature - Datasets Vektordaten wie beispielsweise die Gletscher oder als Raster - Datasets Rasterdaten wie beispielsweise die Permafrostverbreitung.

Innerhalb dieser Datasets befinden sich nun die Feature Classes, aufgeteilt nach Punkt- Linien- und Flächenobjekten. Das Dataset „Geomorphologie“ beispielsweise enthält drei Feature Classes mit den Namen MOP, MOL und MOF: eines mit punktförmigen, eines mit linienförmigen und eines mit flächenförmigen Objekten.

Es ist auch möglich, mit den „Subtypes“ nochmals eine Unterteilung vorzunehmen. Sinnvoll ist das dort, wo inhaltlich der gleiche Datensatz für jede Gemeinde vorliegt. Anstatt in jeder Gemeinde dieselbe Feature Class zu führen, können alle Daten in eine einzige Feature Class genommen werden, und mit den Subtypes kann die Gemeindezugehörigkeit definiert werden.

Ein sehr wichtiger Punkt der Datenmodellierung ist die Benennung der Datensätze. Insbesondere dem Namen der Feature Class ist Beachtung zu schenken. Verschiedene Programme und Modellierungen müssen über den Namen auf die Daten zugreifen und ein Benutzer muss anhand des Namens die gewünschten Daten finden können.

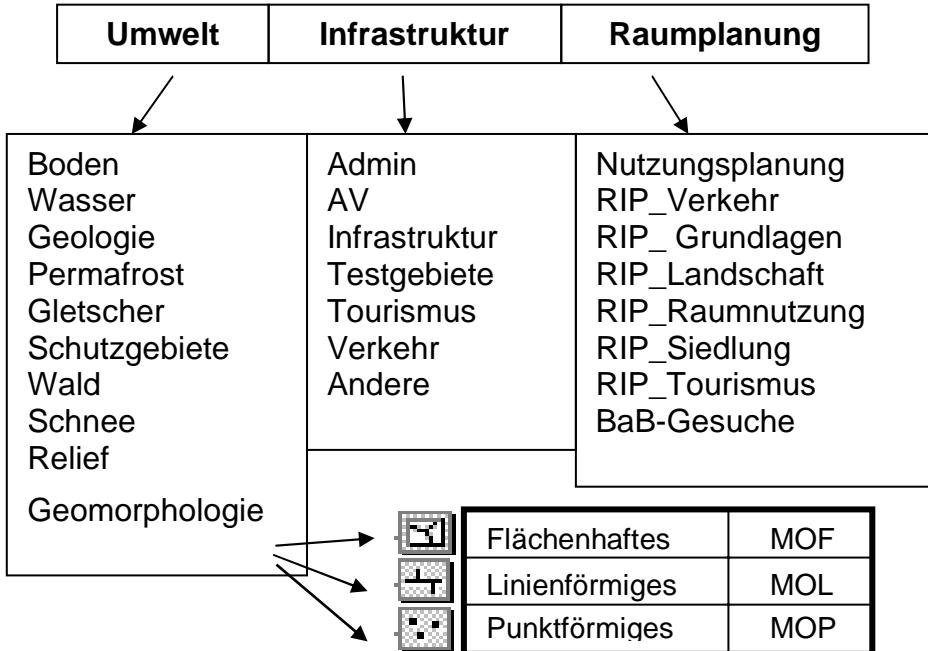


Abbildung 6: Auszug aus dem Datenmodell.

Die Namen können aus bis zu drei Teilen bestehen, die durch einen Unterstrich von einander getrennt sind. Der erste Teil setzt sich immer aus drei Buchstaben zusammen, welche als Abkürzung über den Inhalt der Daten Auskunft geben. Mit dem zweiten und dem dritten Teil folgt eine zweite und eine dritte Spezifikation, die fakultativ ist. Ob es sich dabei um zeitliche oder örtliche Angaben handelt und ob zwei, drei oder vier Buchstaben (oder auch Zahlen) verwendet werden, kann je nach Bedürfnis gewählt werden. Die Anzahl der Zeichen darf 12 nicht überschreiten.

Da der Kanton Graubünden für seine GIS – Daten sehr sorgfältig ein Datenmodell erstellt hat und für die Namensgebung dasselbe Prinzip verwendet, konnten die meisten Kantonsdaten ohne weiteren Arbeitsschritt und ohne Namensänderung übernommen werden (GIS – Kompetenzzentrum 2002).

Geplante Anwendungen des GISALP

Das GISALP kann als modernes Informationsmittel über den Raum Oberengadin bezeichnet werden. Im ArcView wird die Oberfläche angepasst und auf die Bedürfnisse ausgerichtete Funktionen, Menüs, Buttons und Tools erstellt. Diese Funktionen ermöglichen den Zugriff, die Darstellung und die Analyse der vorhandenen Daten, das beliebige Kombinieren der Daten und das Exportieren von druckfertigen Plänen. Durch die Anwendung von Modellen können gewünschte Prozesse und Entwicklungen unter spezifischen Bedingungen simuliert und visualisiert werden. Nicht nur Karten und Visualisierungen von Situationen und Prozessen sind das Ziel, sondern auch das Aufzeigen von zeitlichen Entwicklungen. Anhand von Zeitreihen von Schlüsselindikatoren sollen die Veränderungen in der Landschaft dokumentiert werden und Simulationen in die Zukunft möglich sein.

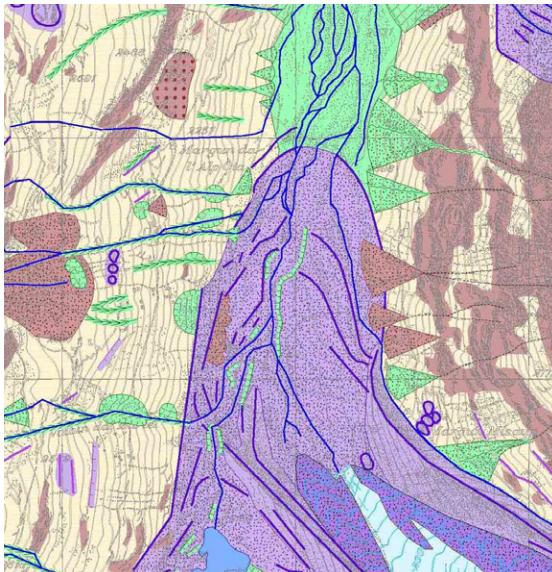


Abbildung 7: Ausschnitt aus der geomorphologischen Karte im Bereich des Gletschervorfelds im Val Roseg (Rothenbühler 2000).

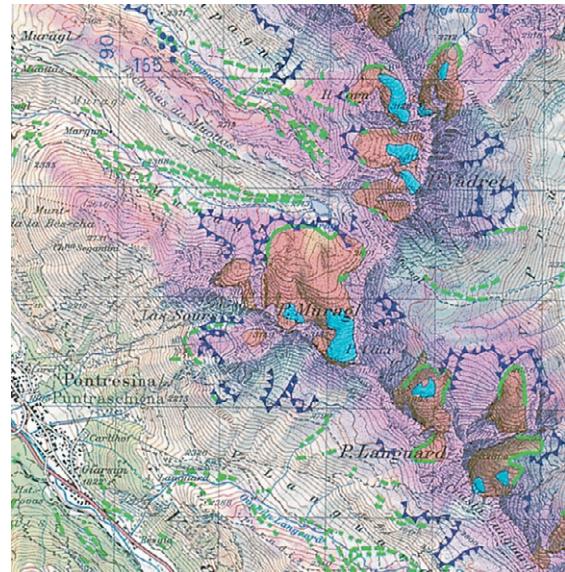


Abbildung 8: Ausschnitt aus der glazilogischen Karte Julier - Bernina: Violett die mit GIS simulierte Permafrostverbreitung (Keller 1992).

Schlussfolgerungen und Ausblick

Da sich das GISALP noch mitten im Aufbauprozess befindet, bestehen die nächsten Schritte darin, weitere vorhandene Daten zu integrieren sowie bestehende, GIS – basierte Modelle und Simulationen einzubauen. Dabei wird das entworfene Datenmodell auf seine Praxistauglichkeit hin geprüft und je nach Bedarf angepasst. Es folgt das Design der ArcView – Oberfläche und deren Programmierung und Umsetzung. Dabei werden vorhandene Modellierungen und Visualisierungstechniken integriert. Umfangreiche Funktionalitätstests und Anwendungen werden zu weiteren Verbesserungen und Anpassungen der Applikation führen.

Als Fortsetzung dieses Projektes untersucht eine weitere Studie den raumplanerischen Aspekt im Hochgebirgsraum sowie die sozioökonomischen Auswirkungen des Hochgebirges auf den Siedlungsraum. Diese Arbeit soll auf den Funktionen und den Anwendungen des GISALP aufbauen können.

Literatur

- Abegg, B. (1996): Klimaänderung und Tourismus. Klimafolgenforschung am Beispiel des Wintertourismus in den Schweizer Alpen. Schlussbericht NFP 31. Zürich.
- Atzmüller, R. (2000): Kantonaler Richtplan (Projekt RIP GR 2000). Entwurf für die öffentliche Planauflage. Departement des Innern und der Volkswirtschaft. Amt für Raumplanung Graubünden. Chur.
- Bloetzer, W., Egli, Th., Petrascheck, A., Sauter, J. und Stoffel, M. (1998): Klimaänderungen und Naturgefahren in der Raumplanung. Synthesebericht NFP 31, Zürich.

- Booth, B. und Mitchell, A. (1999-2001): Getting Started with ArcGIS. Redlands, California, USA.
- Frischknecht, P. und Schmied, B. (2002): Umgang mit Umweltsystemen. Methodik zum Bearbeiten von Umweltproblemen unter Berücksichtigung des Nachhaltigkeitsgedankens. Hochschulschriften zur Nachhaltigkeit. München.
- GIS – Kompetenzzentrum (2002): GIS – Datendokumentationen. Amt für Landwirtschaft, Strukturverbesserung und Vermessung, Amt für Raumplanung. Chur
- Haeberli, W. (1992): Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts. *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol.3, No. 2. Seiten 114-124.
- Haeberli, W. und Beniston, M. (1998): Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, Vol. 27, Nr. 4.
- Keller, F. (1992): Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the Geographical Information System ArcInfo. *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol.3, No. 2. Seiten 133-138.
- King, L., Gorbunov, A.P., Evin, M. (1992): Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol.3, No. 2. Seiten 73-81.
- Kunz, P. (1998): Naturkatastrophen: Bedrohung und Entwicklung. In: Klimarisiken - Herausforderung für die Schweiz. Wissenschaftlicher Schlussbericht NFP 31; Zürich.
- Pfenninger, P. Merkli, C., Bundi, E., Peng, W. und Simonett J. (1995): Siedlungs- und Landschaftswandel in Graubünden. Aufgabe, Arbeitsweise und Nutzen der Raumplanung im Dienste der räumlichen Entwicklung. Amt für Raumplanung Graubünden. Chur.
- Patzelt, G. und Aellen, M. (1990): Gletscher. In: Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. Internationale Fachtagung 11. Mai 1990. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich. Seiten 49-69.
- Rothenbühler, C. (2000): Erfassung und Darstellung der Geomorphologie im Gebiet Bernina (GR) mit Hilfe von GIS. Unpubl. Diplomarbeit. Geographisches Institut, Universität Zürich.
- Schneider, U., Christ, R., Bundi, E., Atzmüller, R., Peng, W. (1997): Raumordnungskonzept Graubünden. Amt für Raumplanung Graubünden. Chur.
- Zeiler, M. (1999): Modeling our world. The ESRI Guide to Geodatabase Design. Redlands, California, USA.

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

*Turbulenzen in der
Geomorphologie*



Impact-oriented models for potential lake outbursts and ASTER-based application in the Peruvian Andes

C. Huggel, A. Kääb, J.M. Reynolds, A. Heald

Abstract

Worldwide, a large number of glacial outburst disasters in the past decades have demonstrated the need for assessment of such hazards. This paper presents a modelling approach for first-order assessment of potential hazard impact, primarily intended for regional-scale studies. The models are based on information on glacier lakes derived from remote sensing data, and on digital elevation models (DEM). Hydrological flow routing is used to simulate the debris flow resulting from the lake outburst. Thereby, a multiple flow (MF) and a modified single flow (MSF) approach are presented. Both models are evaluated with a recent debris-flow event at Täsch, Southern Swiss Alps. The results show that the MF approach yields a more detailed propagation. The MSF approach, however, is more robust against DEM errors and, hence, more suited for process automation. In remote high-mountain regions such as the Andes or Himalayas, assessment of lake outburst hazards are particularly needed. Therefore, an application in the Peruvian Andes is described using ASTER satellite data. The study demonstrates the large potential of ASTER imagery and related DEM generation with corresponding modelling for such assessments.

Zusammenfassung

Weltweit haben eine grosse Anzahl Gletscherseeausbrüche die Notwendigkeit von entsprechenden Gefahrenbeurteilungen gezeigt. Diese Studie stellt ein Modell vor, das auf regionale Beurteilung von entsprechenden Gefahren abzielt. Die Modelle basieren auf Satellitendaten zur Detektion von Gletscherseen, und digitalen Höhenmodellen (DHM) für hydrologisches Flow-routing zur Simulation von Murgängen durch Seeausbrüche. Ein Multiple Flow (MF) und ein Modified Single Flow (MSF) Modell werden vorgestellt und an einem kürzlichen Seeausbruch/Murgang in Täsch (südliche Schweizer Alpen) evaluiert. Die Resultate weisen auf eine detailliertere Modellierung der Murgangausbreitung des MF Modells hin. Das MSF Modell hingegen ist robuster und besser geeignet für Prozessautomation. In abgelegenen Hochgebirgsregionen (z.B. Himalaya, Anden) ist ein besonderer Bedarf an Gefahrenabschätzungen von Gletscherseen vorhanden. Deshalb wird hier eine entsprechende Anwendung in den peruanischen Anden demonstriert, die sich ausschliesslich auf ASTER Satellitendaten stützt (Bild- und DHM-Information).

1. Introduction

Accelerated changes of glacial and periglacial environments due to atmospheric warming make a continuously updated information base a prerequisite for glacial hazard assessments. Remote sensing techniques in combination with Geographic Information Systems (GIS) are particularly capable to satisfy these needs (Huggel et al., *in press*). In this paper, two models are developed, both based on remote sensing data and the application of different topography-based hydrological flow-routing algorithms. The objective of the study is to evaluate the models' performance for regional modelling of glacier lake outburst hazards, in particular in remote high-mountain areas outside the Alps. A focus is set on the use of satellite data-derived DEMs. Specifically, the recently launched ASTER sensor opens new perspectives for DEM generation in poorly documented high-mountain regions worldwide (Kääb, 2002; Kääb et al., 2003). The potential use of the models presented here may be a considerable advance for hazard assessments in remote regions such as the Andes, Himalayas, or Karakorum. The paper therefore attempts to evaluate the models in combination with satellite data for regional use.

The paper first presents two theoretical models of lake outburst-related debris-flows. Due to high data availability, these models are evaluated in the southern Swiss Alps, specifically at Täsch, a site of a recent debris flow related to a moraine-dammed lake outburst. One of the models is then applied in a test study in the Peruvian Andes in order to exemplify the application potential in remote high mountains. Peru has repeatedly suffered from major glacial lake outburst disasters (Lliboutry et al., 1977; Reynolds, 1992; Ames, 1998). One of the most severe catastrophes was the failure of Laguna Palcacocha in 1941 where the city of Huaraz was destroyed causing the death of some 5000 people (Portocarrero, 1995; Reynolds et al., 1998). In the present, Peru has still urgent problems related to potentially hazardous glacial lakes due to accelerated changes in the glacial lake environment and lacking resources to adequately assess the hazards. Therefore, a tool for remote first-order assessments is of essential importance. Information on characteristics of lake outburst floods (e.g., flow dynamics, erosive processes) is limited for Peru. It has not been thoroughly evaluated to which extent empirical relations from the Swiss Alps are applicable in Peru. This study aims to provide some preliminary corresponding results.

2. Models

Debris flows from lake outbursts can be described as a medium flowing from a given source (i.e. the glacier lake) down to a certain, varying runout point or area. Algorithms for transferring flow sequentially to lower points or areas are usually called (flow) routing algorithms (Desmet and Govers 1996). Such algorithms determine the way in which the outflow for a given element or cell will be distributed according to mathematical equations representing processes. A variety of flow routing algorithms have been proposed, and theoretical advantages and disadvantages for different applications were discussed (Desmet and Govers 1996, Tarboton 1997, Liang and Mackay 2000). In this paper, we use two routing algorithms based on grid DEM's. Grid DEM's are chosen because of their wide availability and use. Other DEM representations such as triangular irregular network (TIN) or contour-based data storage structures are not considered here.

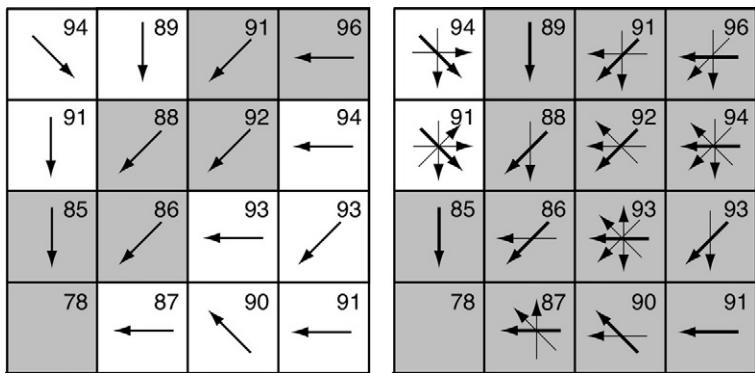


Figure 1. Modified single flow (left) and multiple flow direction (right) approaches exemplified on a hypothetical DEM subset with elevation values. General flow is from upper right to lower left. Arrows indicate the direction of flow as calculated according to the algorithms. For multiple flow direction (right), the major (weighted) flow direction is indicated by bold arrows, further flow directions from the same cell by thin arrows. Shaded cells show areas which would be covered by a debris flow according to the modified single and multiple flow direction models.

2.1 Modified single flow direction model (MSF)

One of the earliest and simplest routing methods for specifying flow directions is to assign flow from each cell to one of its eight neighbours, either adjacent or diagonal, in the direction of the steepest descent. This method, designated D8 (eight possible flow directions), was introduced by O'Callaghan and Mark (1984) and is still one of the most frequently used (Jenson and Domingue 1988, Martz and Garbrecht 1992). It is furthermore implemented in the GIS software Arc/Info (Environmental Systems Research Institute, ESRI) as a standard for hydrological flow modelling (function 'flowdirection', Jenson and Domingue 1988). The implementation of the algorithm in a frequently used software system is one of the reasons we chose the D8 method since it greatly eases the application and reproduction of the model.

For use in the model, flow directions are calculated with a 25m-gridded DEM (Swiss Federal Office of Topography 2001). The DEM was previously corrected for possible sinks which would cause inconsistencies in the calculation of flow directions (fill algorithm according to Jenson and Domingue 1988). The basic idea then is to simulate the debris flow from the point of initiation downvalley. The central flow line of the debris flow is assumed to follow the direction of steepest descent as calculated by the single flow direction algorithm. However, in less steep terrain sections, a debris flow usually deviates from the steepest descent direction, and flow spreading and deposition of sediment are observed. A single flow direction path cannot accurately model this process. We therefore integrated a function in the model enabling a certain flow diversion. The function 'pathdistance' in Arc/Info was recognised to have the requested functionality. 'Pathdistance' is basically designed for calculating a cost-weighted function for movement between two points (or a set of points) under the assumption of a given resistance (ESRI 2002). For our purpose, we modified the function in a way that allows the flow to divert from the steepest descent direction up to 45° on both sides (Fig. 1). A linear function defines that the more the flow diverts from the steepest descent direction the greater is the resistance. The model is thus capable of simulating the different characteristics of debris flows in confined channel sections (largely limited

spread due to converging flow) and on relatively flat or convex terrain (e.g. debris fans; greater spread due to more diverging flow).

The spread behaviour of debris flows on fan-like terrain can be represented by a probability function (Huggel et al. 2003). The modified ‘pathdistance’ function yields a cell value which increases downvalley from the location of debris flow initiation (increasing ‘cost’ distance) and laterally in a 45°- angle from the steepest descent flow path (increasing flow resistance). The ratio of the ‘pathdistance’ function value and the horizontal distance from each cell to the debris flow source (glacier lake) is interpreted as a function representing probability values: each cell value is related to the probability that this cell be affected by the debris flow:

$$P_q(i) = \frac{H(i)}{P_a(i)} \quad (1)$$

Where $P_q(i)$ is the probability-related function for cell i , $P_a(i)$ the pathdistance function and $H(i)$ the horizontal distance of cell i to the point of debris flow initiation. $P_q(i)$ is not a mathematical probability in a strict sense but can be interpreted in a way of qualitative probability (e.g. color-coded graphics).

For estimating the runout (travel) distance of the lake outburst-related debris flow, a ‘worst-case’ approach is followed (Huggel et al. 2002). Studies have analysed the runout characteristics of debris flows from glacier/moraine-dammed lakes in the European Alps. It has been found that average slope angles a related to maximum runout distance do not fall below 11° ($\tan a = 0.19$) (Haeberli 1983, Huggel et al. 2002). The average slope angle is thereby defined as the slope of a line between the starting and end point of an outburst event to the horizontal. Though the application of an empirical value of 11° should be limited to lake outburst-related debris flows, further studies in the Swiss Alps have shown that debris flows not related to lake outbursts do not overrun this limit either (Rickenmann and Zimmermann 1993). Implementation of the average slope concept is achieved within the Arc/Info functionality: for each cell potentially affected by the debris flow the ratio between the vertical drop and the horizontal distance to the glacier lake is calculated. The modelled debris flow is stopped when the above average slope of 11° is reached.

For model evaluation it is important to stress that the MSF model is not strictly a physical representation of debris flow behaviour. There is a constraint of the D8 method as well as of the general grid structure. The divergence function implemented in the model can broadly represent the flow characteristics. The degree of flow divergence depends on the terrain curvature rather than on the slope angle. On a (flat, but possibly steeply inclined) surface with a curvature close to 0, a strong flow divergence results. Related negative modelling effects can be limited by the probability function (low probabilities at the edge). Furthermore, errors in the flow directions, which originate from errors in the DEM rather than from the D8 algorithm can cause model problems. Model verification has shown that these problems are mainly present at sections of temporary debris flow deposition on convex terrain and/or with poorly defined channel geometry not adequately represented in the DEM.

2.2 Multiple flow direction model (MF)

A single flow direction method such as the D8 algorithm has limitations arising from the discretization of flow into only one of eight possible directions (cardinal and

diagonal) (Costa-Cabral and Burges 1994, Tarboton 1997). As an attempt to overcome these deficiencies, multiple flow direction approaches have been proposed (Freeman 1991, Quinn et al. 1991). These partition flow fractionally from a cell to each lower neighbour by weighting flow in proportion to slope (Fig. 1). In order to test a multiple flow direction approach for modelling debris flows from glacier lake outbursts, we chose the algorithm by Quinn et al. (1991). They implemented a multiple flow direction algorithm in the TOPMODEL concept (Beven and Kirkby 1979) introducing a geometric weight factor to calculate the fraction of flow draining through a neighbouring cell:

$$A_i = A \cdot \frac{\tan \beta \cdot L_i}{\sum_{i=1}^k \tan \beta \cdot L_i} \quad (2)$$

where A_i = fraction draining through neighbour i (m^2), A = upslope area accumulated in the current cell (m^2), β = slope angle towards neighbour i , L_i = geometric weight factor (0.5 for cardinal and 0.354 for diagonal directions) for flow towards neighbour i ; and k = total number of downhill directions.

For the lake outburst debris flow model, we modified the FORTRAN code by Beven (1995), which calculates the flow distribution for a given catchment according to equation (2). Originally, all starting values for A in the catchment are set to the grid cell area (Beven 1995). For all cells, the catchment area draining through this cell is thus calculated. In our model, however, we want to propagate water downstream only from one point source (point of potential lake dam breach) and thus avoid calculation in areas unaffected by the debris flow. Hence, we set $A=0$ (or a value insignificantly larger than 0 according to algorithm requirements) for all grid cells except for the cell(s) where the lake outburst starts (determination of the start location is discussed in section 3.2). The starting cell value would theoretically be equal to the volume of water (in cubic meters) stored by the lake (assuming a full lake drainage). The flow divergence in the model, however, is usually stronger than in reality. Furthermore, the model does not simulate sediment mobilisation, which can enlarge the debris flow volume considerably. Due to these points and due to specific characteristics of the model algorithm, the stored water volume of most alpine-sized glacier lakes is not sufficient for use in the model, as model runs have shown. The appropriate starting cell value is best evaluated during model runs. The amount of water draining through each cell such as calculated by the multiple flow direction algorithm is interpreted as a qualitative probability that this cell is affected by the debris flow. As with the MSF model, the simulated debris flow is stopped where an average slope of 11° is reached.

Dam artefacts present in the DEM can cause problems in flow propagation and have to be corrected prior to model run. The MF model, however, is less sensitive to DEM-induced erroneous flow directions than the MSF model. While in a worst case one erroneous flow direction is sufficient in the case of the MSF model to significantly divert the flow, the MF model usually balances such errors. Flow and spread on convex terrain sections and debris fans is thus better simulated by the latter model.

3. Model application in the Swiss Alps

3.1 Täsch lake outburst and debris flow

Both the MSF and MF models are applied to a recent lake outburst-related debris flow in Täsch in order to evaluate their viability. The village of Täsch is situated in the upper Matter valley close to Zermatt (Valais, Switzerland). Lake Weingarten (3060 m a.s.l.) lies in front of Weingarten Glacier, which flows down from the west face of Alphubel (4206 m a.s.l.). The lake is no longer in direct contact with the glacier and is situated on a large Little Ice Age moraine deposit (Fig. 2): the moraine has a very steep 700 m long slope of up to 36° in loose sediment. Bedrock depth is in the range of 70 to 120 m (Zimmermann, pers. communication 1999). The section below the moraine down to Täschalp is characterized by slope angles of about 15° to 20°. Below this section and over a short flatter part, the flow path proceeds into a steep gorge ending up directly at the upper edge of the village of Täsch. On June 25, 2001, at around 10 p.m., during a period without any significant precipitation, considerable parts of the village of Täsch were damaged or destroyed by a debris-flow event. Damages to buildings and other installations amounted to about 12 mill. EUR (Hegg et al., 2002).

Field inspections shortly after the event indicated that between 6,000 and 8,000 m³ of water overtopped after the lake had been dammed by pieces of lake ice and snow deposits. Damming resulted in an elevated lake level causing higher hydraulic gradients in the moraine dam body and eventually piping processes. Together with the (relatively moderate) flood after the rupture of the snow/ice blockage, such progressive groundwater flow probably caused erosion to start at the outer moraine slope. Retrogressive erosion at the outer side of the moraine stopped in a short distance of 1-2 m to the lake. Thus, there was not a full erosive cut through the moraine. The draining water was, however, sufficient to initiate a debris flow. Erosion was strong in the uppermost moraine section with maximum erosional cross-sections of 30-50 m². Field evidence of enhanced erosion indicates water input and remobilization from the side torrent Rotbach (Fig. 2). A large part of the entrained material was then deposited at Täschalp. During the following passage through the gorge, remobilization of material from recent debris flows from tributaries took place.

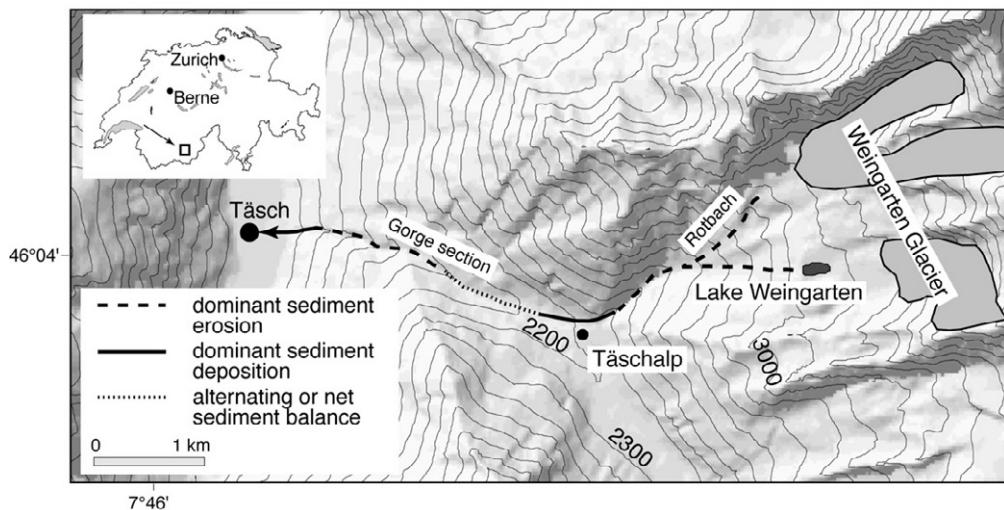


Figure 2. Topographic situation at Lake Weingarten and Täsch with sections of erosion and deposition of the flow channel of the 2001 debris flow (DHM25 © 2003 swisstopo, BA024722).

At the fan apex at Täsch, the debris-flow front surged into the constructed channel. However, since the channel was not designed for such sediment loads, it immediately became obstructed and the debris flow spread out onto the fan causing the damage mentioned above. Our estimate of the total volume of debris deposited in Täsch was in the range of 20,000 - 50,000 m³.

3.2 MSF model

For the model run, the point of debris flow initiation was defined according to the approach by Huggel et al. (2002). In view of the highly dynamic glacial and periglacial environment, Huggel et al. (2002) used high-resolution multispectral remote sensing data to detect and monitor potentially hazardous glacier lakes. An index of different spectral Landsat Thematic Mapper channels (Normalised Difference Water Index, NDWI) is applied to detect the lakes. A set of lake and terrain parameters allows then to extract potentially hazardous lakes. A list of corresponding criteria is provided in Huggel et al. (2002) (e.g. dam type, potential for outburst trigger processes, etc.). Here we used a 1998 Landsat Thematic Mapper scene (track 195/frame 28; August 31, 1998). For verification of the models, the debris flow-affected areas were mapped using field survey data, oblique aerial photography and high-resolution satellite imagery (IRS-Pan, path 25/row 36 C, September 20, 1997). The satellite data were recorded before the Täsch debris flow.

The only input into the model is the DEM (25m-gridded DHM25, Level 2 DEM, Swiss Federal Office of Topography 2001) and the debris flow starting pixels representing the lake area (Fig. 3). The large flow spread of the model in the uppermost section below the lake stems from the flat to convex morphology of the moraine complex immediately below Lake Weingarten favouring flow dispersion (Fig. 3). Existing flow channels in the moraine are too small (cross-sections of about 10 - 20 m²) to be adequately represented in the 25m-gridded DEM. Yet, the related probabilities show that the margins of the area covered by the model in this section are unlikely to be affected by the debris flow (light grey = low probability of being affected; Fig. 3). A comparable dispersion situation is found at Täschalp where the model pretends a spreading flow behaviour on the fan. The June 2001 event remained confined to the flow channel at the orographic right side. Channelization has been performed there to protect structures at Täschalp. In consideration of the small size of the 2001 debris flow, the model correctly indicates the possibility of the fan being affected by a high-magnitude event. In fact, historical debris flows (not related to lake outbursts) have often attenuated and spread on the fan. The flow behaviour in the narrow gorge below Täschalp is adequately represented by the model. In terms of model evaluation an essential section starts at the fan apex of Täsch. The model seems actually capable of simulating the spread of the debris flow on the fan (Fig. 3). However, the model accuracy must be limited since structures such as buildings, roads or bridges, which significantly influence the flow behaviour, are not represented in the DEM.

At the orographic right side of the fan apex, the model makes the debris flow deviate resulting in a relatively large area predictively affected (Fig. 3). The point of deviation should be checked whether a critical location in the field or a misrepresentation of the terrain characteristics by the DEM is present. The maximum runout distance of the debris flow is set to an average slope of 11° (cf. section 2.1). The simulated debris flow thus stops further downvalley from Täsch. We are aware of the fact that the predicted

runout beyond the confluence with the receiving main stream seems somewhat theoretical, and probably implies a different process (for instance, flooding after rupture of river blockage). However, clear differentiation of processes before and after the confluence is often difficult. We therefore specifically want to preserve the ‘security’ of the model that corresponds to a ‘worst-case’. Stopping the model at the confluence, for instance, could prevent crucial reflections regarding the impact of a potential event.

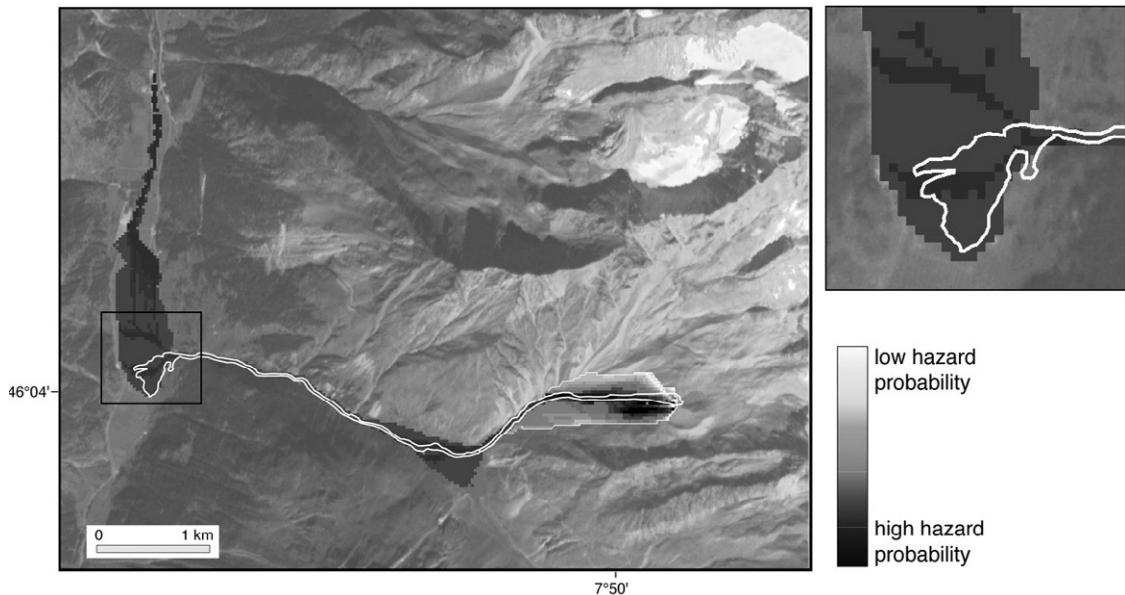


Figure 3. Simulation of the Täsch debris flow by the MSF model. Trigger point is Lake Weingarten. The mapped 2001 debris flow is indicated by a white line. Areas to be affected by debris flow of predictively high probability (in black) show good correspondence with the 2001 event (e.g. on the fan at Täsch).

3.3 MF model

As for the MSF model, input for the MF model is the DEM (DHM25, Level 2, Swiss Federal Office of Topography 2001) and the starting cell location. The value of the starting cells was iteratively found as $A = 10^9$. In general, the MF model yields a similar image to the MSF model (Fig. 4). In the uppermost section of the moraine, the flow spread is too wide compared to the 2001 event due to the same reasons as for the MSF model (flat to convex terrain and non-representation of small channels by the DEM). The additional water input at the confluence with the Rotbach was not incorporated in the model. Basically, the model structure is sufficiently open to simulate additional sources of water inflow if such locations can be recognised in advance. It is expected that indications for remobilization processes could thus be gained.

A strong dispersive component is found as well on Täschalp indicating its basic susceptibility in case of a high-magnitude event. The narrow gorge then keeps the simulated flow confined. At the left hand side of the fan at Täsch, the flow deposition is reasonably well modelled (Fig. 4). The DEM used does not allow to scale down to further details of flow behaviour on the fan. Flow propagation was terminated at the lower end of the fan at the confluence with the receiving main stream due to the above mentioned questions of changing flow dynamics at the confluence.

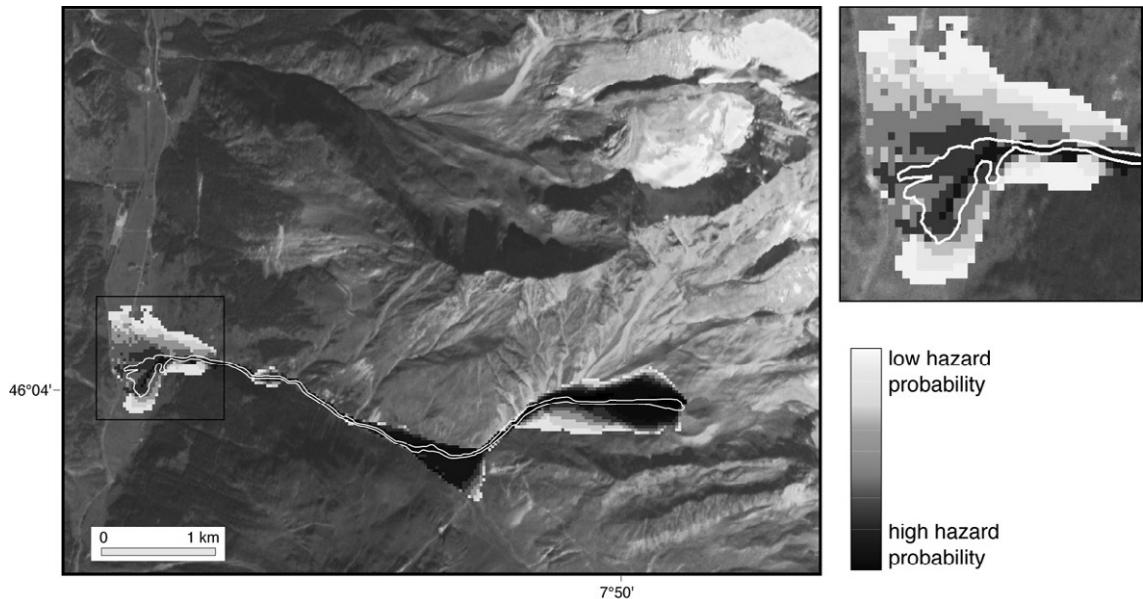


Figure 4. Simulation of the Täsch debris flow by the MF model. Trigger point is Lake Weingarten. The mapped 2001 debris flow is indicated by a white line. Values corresponding to the black-and-white scale are log-transformed. Due to flat or convex terrain, strong flow divergence at the uppermost section can be recognised. Good correspondence with the 2001 event is found on the fan at Täsch.

4. Model application in the Peruvian Andes

The area where the models are applied in conjunction with ASTER satellite imagery lies in the central Andes of Peru, close to the Machu Picchu ruins. The focus is set on the Ahobamba valley, which is steep sided and V-shaped in cross-section with the flanks descending more than 1 km in a horizontal distance of some 2 km. The flanks rise to between 4,000 m and 5,000 m and at the head the peaks rise to over 5,000 m and at Nevado Salcantay to 6,264 m (Fig. 5). Longitudinally, the valley falls some 1,500 m in a horizontal distance of approximately 14.5 km. The lower flanks of the valley are densely wooded but the lowest 50 m to 100 m of both slopes are heavily scarred and denuded of vegetation, presumed to be a result of one or more recent debris flows (locally termed 'aluviones').

The upper Ahobamba valley drains the north to northeast side of Salcantay and the western side of Nevado Paljay. It is fed by a number of glaciers high on the slopes of these two mountains. At about 3400 m a.s.l., the Quebrada Rayancancha branch joins the Ahobamba river, the former draining the northwestern slope of Salcantay. This branch is much narrower and longitudinally steeper and is heavily scarred. It falls some 900 m in less than 4 km. Approximately 2.5 km above the Rayancancha confluence, a large debris fan descends the mountainside from the south that originates from a Lake named Laguna Salcantay at the snout of a glacier on the north side of Salcantay (Fig. 5). In fact, it is known that a number of aluviones have occurred in the Ahobamba catchment in recent years. Several of these appear to be related to Laguna Salcantay and it is reported that it was one of these that, on 12 July 1996, ostensibly triggered by an ice avalanche into the lake, reached the Rio Vilcanota destroying the railway bridge at the mouth of the Rio Ahobamba.

On 27 February 1998, an extremely large debris flow event originated from the Quebrada Rayancancha and heavily damaged a hydro power plant located less than 1

km upstream from the confluence of the Ahobamba and the Vilcanota rivers. The transported debris dammed the Vilcanota River to a depth of 70 m and the power plant was inundated with flood water and also with fine alluvium, causing the destruction of the plant in its underground cavern.

Field studies at Quebrada Rayancancha showed recent deep scarring at a flat area approximately 1 km in width, 1 km in length at its maximum and dendritic in shape at an altitude around 3,950 m to 4,050 m, and in the steeper scarps surrounding it to a level of around 4,200 (Fig. 5). Each of five significant streams entering this depression from between west and south-southeast bore significant scarring out of all proportion to the magnitude of the streams. No evidence was seen to indicate that the morainic material here was underlain by ice although it is understood that, in the past, blocks of buried ice have been found at a location that is now unclear. Below the depression area at a waterfall, the valley slopes are heavily undercut and landslipped, presumed to be a result of a heavy flow of water and debris from above the waterfall. Further downstream, the stream has incised a depth typically of around 30 m but increasing periodically and alternately on either side as if the flood ricocheted from side to side down the valley, with scarring reaching up to 60 m on the valley side.

Below Rayancancha, the incision continues downstream, generally to a depth of around 30 m to 40 m. It is understood from eye witness reports, from photographs and from satellite images, that it continues down the full length of the Ahobamba valley to its confluence with the Rio Vilcanota just below the power plant. Landslips have been activated along one or other side of the valley, at points along the length of the valley.

The MSF model applied in the test region is exclusively based on information derived from ASTER satellite data, i.e. optical multispectral image and DEM data. The ASTER sensor is capable of recording stereo images in the same satellite overpass thanks to a separate back-looking sensor (along-track stereo). Ground resolution of the ASTER stereo channels is 15 m but DEM resolution is usually set between 25 and 30 m. First tests with ASTER-derived DEMs in rugged terrain in the Swiss Alps have shown that the DEM accuracy is in the order of ± 18 m RMS for high mountains and ± 60 m RMS for particularly rugged and complex terrain (Kääb, 2002). Problems mainly arise with some mountain peaks and steep slopes exposed to the north, which show a high distortion in the 27.6° back-looking stereo channel. Here an ASTER image from 4 July 2002 was used. Finding an appropriate satellite scene in this region can be highly difficult because of frequent cloud cover. DEM generation was made particularly difficult because of low-quality reference maps and very steep terrain. RMS was in the order of 50 m for the ASTER image, and 110 m for particularly complex locations with maximum errors up to 300 m for some mountain peaks. Large errors mainly stem from mis-representation of steep slopes and mountain peaks. For flow modelling along the valley bottom, it has been found that DEM errors do not significantly affect model results.

Glacial and high-mountain lakes potentially susceptible to failure and outburst floods were detected on the base of ASTER multispectral imagery. For the Ahobamba study region, we selected two lakes for simulating outbursts, one of them being the afore mentioned Laguna Salcantay. The models were able to indicate the depositional zones of potential outbursts that correspond well with debris fans from former catastrophic events (Fig. 5).

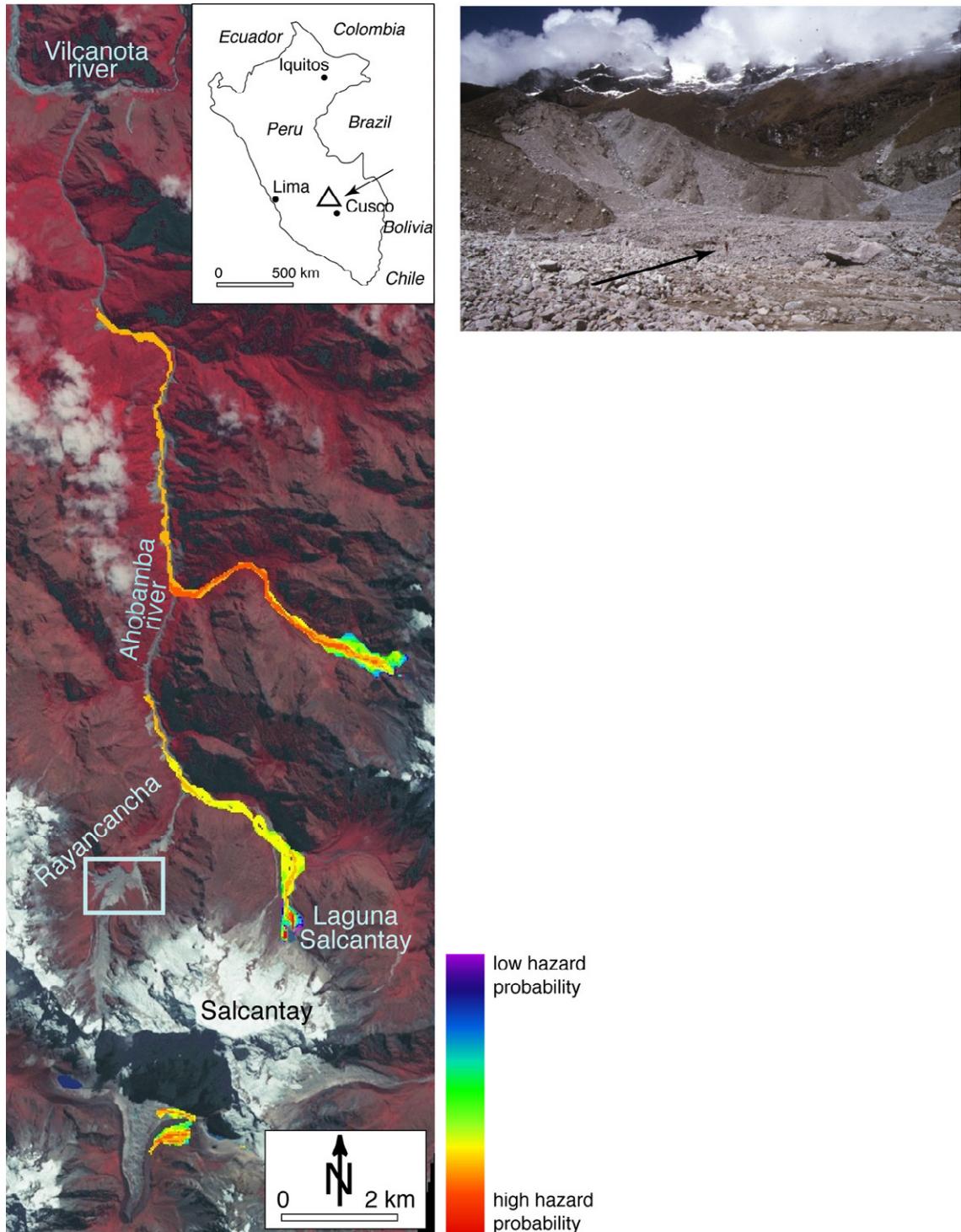


Figure 5. Application of MSF model for two potential lake outbursts at Ahobamba valley, Peru (left). The large scar in the Quebrada Rayancancha, origin of the disastrous 1998 debris flow, can be well recognized. The 1998 event reached the confluence with Vilcanota river. On the right side, the Rayancancha scar with a person indicated for scale (photo RGSL, 2002).

The model application allows the following conclusions:

- ASTER derived DEMs in combination with the MSF model are capable of yielding a map of hazard potential that can be of considerable importance in regions where data availability is scarce.
- The runout distance of former debris-flow events (28 February 1998 with an average slope of 7°) was larger than empirical relations from the European Alps indicated.
- Due to the large runout distance, the flow process of the past events is supposed to have had higher water content, thus pointing rather to a hyperconcentrated flow than to a viscous debris flow.

Thus, it is suggested that for further applications of lake outbursts in the Peruvian Andes the average slope of 11° as derived from the Alps should be corrected to a lower value. Other lake outbursts in the Peruvian Andes have also attained an average slope of 5° to 6° (Reynolds et al., 1998). Likewise, glacier lake outbursts in the Himalayas often show long travel distances, sometimes over 100 km (Cenderelli and Wohl 2003). Reasons for such long travel distances can be large volumes of water involved (Himalayan lakes often being an order of magnitude greater than in Switzerland) and thus large flow volumes often characterised by a lower sediment concentration than in Switzerland. Such floods commonly do not abruptly stop but rather gradually attenuate.

5. Conclusions

The models presented here aim at a first-order assessment of glacial lake hazards at regional scale. The MSF model has proved to be more straightforward and more suitable for application within the present study frame than the MF model. Both applications in the Swiss Alps and the Peruvian Andes show that the model yields reasonable results at a regional scale. In particular the application in Peru shows the large potential of such models in combination with remote sensing data and DEMs derived thereof for hazard assessments in remote areas. The models are capable of yielding a first estimate of potentially affected areas under the assumption of an empirically based approach of maximum flow runout. In case such a first-order assessment recognizes a certain hazard for humans and human installations it forms the starting point for more detailed investigations. These may provide more information on dam stability (Richardson and Reynolds 2000), the expected lake breaching mechanism and the resulting flow hydrograph (Walder and O'Connor, 1997), debris-flow volume (Iverson et al., 1998; Rickenmann, 1999), sediment entrainment (Hung et al., 1984; Zimmermann and Lehmann, 1999; O'Connor et al., 2001), or structures potentially affected (Nakagawa and Takahashi, 1997). However, in areas of difficult access, collection of the necessary corresponding information can be a major obstacle. A robust model taking full advantage of advanced remote sensing techniques is therefore of particular importance.

Acknowledgement

This study was made possible thanks to the Swiss National Science Foundation, as part of the NF21-59045.99 project. The paper has benefited greatly from discussions with and information on the Täsch debris flow by Philippe Teyssiere and Markus Zimmermann. Thanks are also due to Andreas Bachmann for providing certain program

codes, Stephan Gruber, Frank Paul and Bernhard Krummenacher for important suggestions and Sonja Oswald for field assistance. Free availability of the multiple flow direction program code by Keith Beven is acknowledged. The Peru study was performed in collaboration with Fichtner, GmbH & Co. KG, financed by the Empresa de Generación Eléctrica Machupicchu S.A. ASTER satellite imagery has been made available by NASA within the Global Land Ice Measurement from Space (GLIMS) project.

References

- Ames, A. 1998. A documentation of glacier tongue variations and lake development in the Cordillera Blanca, Peru. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 34, 1-36.
- Beven, K. 1995. TOPMODEL Fortran source code, Lancaster University, Lancaster.
- Beven, K.J. and Kirkby, M.J. 1979. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin* 24, 43-69.
- Carlotto, V. et al. 2000. Los aluviones de Aobamba (Machupicchu) y Sacsara (Santa Teresa): geología, geodinámica y análisis de daños. In *Proceedings of X Congreso Peruano de Geología*, Lima, 2000: 126. Lima, Sociedad Geológica del Perú.
- Cenderelli, D.A., and Wohl, E.E. 2003. Flow hydraulics and geomorphic effects of glacial- lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 385-407.
- Costa-Cabral, M. and Burges, S.J. 1994. Digital elevation model networks (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. *Water Resources and Research* 30(6), 1681-1692.
- Desmet, P.J.J. and Govers, G. 1996. Comparison of routing algorithms for digital elevation models and their implications for predicting ephemeral gullies. *International Journal of Geographic Information Systems* 10(3), 311-331.
- ESRI. 2002. ArcInfo 8.1, Environmental Systems Research Institute Inc. [online] URL: <http://www.esri.com>.
- Freeman, T.G. 1991. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. *Computers and Geosciences* 17, 709-717.
- Haeberli, W. 1983. Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology* 4, 85-90.
- Hegg, C., Badoux, A., Frick, A. and Schmid, F. 2002. Unwetterschäden in der Schweiz im Jahre 2001, Wasser, Energie, Luft, 94(3/4), 99-105.
- Huggel, C., A. Kääb, W. Haeberli, P. Teyssiere and F. Paul. 2002. Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal* 39, 316-330.
- Huggel, C., Kääb, A., Haeberli, W. and Krummenacher, B. 2003. Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3(6), 647-662.
- Hungr, O., G.C. Morgan and P. Kellerhals. 1984. Quantitative analysis of debris hazards for design of remedial measures. *Canadian Geotechnical Journal* 21, 663-677.
- Iverson, R.M., S.P. Schilling and J.W. Vallance. 1998. Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geological Society American Bulletin* 110(8), 972-984.

- Jenson, S.K. and Domingue, J.O. 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54, 1593-1600.
- Kääb, A. 2002. Monitoring high mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 52, 39-52.
- Kääb, A., Wessels, R., Haeberli, W., Huggel, C., Kargel, J.S. and Khalsa, S.J.S. 2003. Rapid ASTER imaging facilitates timely assessment of glacier hazards and disasters. *EOS Transactions, AGU*, 84, 117, 121.
- Liang, L. and MacKay, D.S. 2000. A general model of watershed extraction and representation using globally optimal flow paths and up-slope contributing areas. *International Journal of Geographic Information Science* 14(4), 337-358.
- Lliboutry, L., Morales Arnao, B. and Schneider, B. 1977. Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru, I. historical failures of morainic dams, their causes and prevention. *J. Glaciol.*, 18(79), 239-254.
- Martz, L.W. and Garbrecht, J. 1992. Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from digital elevation models. *Computers and Geoscience* 18(6), 747-761.
- Nakagawa, H. and Takahashi, T. 1997. Estimation of a debris flow hydrograph and hazard area. In C.-L. Chen (ed.), *Debris-flow hazard mitigation: mechanics, prediction, and assessment*; Proc. 1st international conference, San Francisco, California, August 7-9, 1997. American Society of Civil Engineers: 64-73.
- O'Callaghan, J.F. and Mark, D.M. 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision Graphics and Image Proceedings* 28, 323-344.
- O'Connor, J.E., J.H. Hardison III and J.E. Costa. 2001. Debris flows from failures of Neoglacial- Age moraine dams in the Three Sisters and Mount Jefferson wilderness areas, Oregon. *US Geological Survey Professional Paper* 1606.
- Quinn, P.F., Beven, K.J., Chevallier, P. and Planchon, O. 1991. The prediction of hillslope paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes* 5, 59-79.
- Portocarrero, C. 1995. Retroceso de glaciares en el Perú: consecuencias sobre los recursos hídricos y los riesgos geodinámicos. *Bulletin Institut Français des Etudes Andines*, 24(3), 697-706.
- Reynolds, J.M. 1992. The identification and mitigation of glacier-related hazards: examples from the Cordillera Blanca, Peru. In: G.J.H. McCall, D.J.C. Laming and S.C. Scott (eds.), *Geohazards natural and man-made*, Chapman and Hall, London, 143-157.
- Reynolds, J.M., Dolecki, A. and Portocarrero, C. 1998. The construction of a drainage tunnel as part of glacial lake hazard mitigation at Hualcán, Cordillera Blanca, Peru. In Maund, J.G. and Eddleston, M. (eds.), *Geohazards in Engineering Geology*. Geological Society, London, *Engineering Geology Special Publications*, 15, 41-48.
- Richardson, S.D. and J.M. Reynolds. 2000. Degradation of ice-cored moraine dams: implications for hazard development. *IAHS Publication no. 264*, 187-197.
- Rickenmann, D. 1999. Empirical relationships for debris flows. *Natural Hazards* 19, 47-77.
- Rickenmann, D. and M. Zimmermann. 1993. The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology* 8, 175-189.

- Swiss Federal Office of Topography 2001. DHM25. Das digitale Höhenmodell der Schweiz, Level 2. Wabern: Bundesamt für Landestopographie.
- Tarboton, D.G. 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources and Research* 33(2), 309-319.
- Walder, J.S. and O'Connor, J.E. 1997. Methods for predicting peak discharge of floods caused by failure of natural and constructed earthen dams. *Water Resources Research*, 33(10), 2337- 2348.
- Zimmermann, M. and Lehmann, C. 1999. *Geschiebefracht in Wildbächen: Grundlagen und Schätzverfahren*, Wasser, Energie, Luft, 91 (7/8), 189-194.

Authors:

Christian Huggel, Andreas Kääb: Glaciology and Geomorphodynamics Group, Department of Geography, University of Zurich, CH-8057 Zurich.

Email: chuggel@geo.unizh.ch

John M. Reynolds, Andy Heald: Reynolds Geo-Sciences Ltd. 2 Long Barn, Pistyll Farm, Nercwys, Mold, Flintshire, CH7 4EW, UK.

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

Turbulenzen in der Geomorphologie



Sohlenmorphologie und Fliesswiderstand steiler Gerinne

Roman Weichert, Gian Reto Bezzola, Hans-Erwin Minor

Zusammenfassung

Im Rahmen eines Forschungsprojekts werden an der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH Zürich wasserbauliche Modellversuche durchgeführt, mit deren Hilfe neue Erkenntnisse über die Sohlenmorphologie und Stabilität steiler Gerinne erarbeitet werden. Die ersten hier präsentierten Resultate dieser Versuche befassen sich mit der Sohlenmorphologie und dem Fliesswiderstand, deren Kenntnis für die Beurteilung der Stabilität eine wichtige Rolle zukommt.

Steile Gerinne zeichnen sich häufig durch ein abgetrepptes Längsprofil aus. Dieses ist auf die Gruppierung der grössten Komponenten zu Stufen zurückzuführen. In den Versuchen zeigt sich zudem, dass mehrere verschiedene Strukturtypen unterschieden werden können, deren Häufigkeit vom Gefälle und vom Abfluss abhängt. Des Weiteren sind verschiedene Auflagebedingungen der Stufen identifiziert worden, die einen massgebenden Einfluss auf die Stabilität der Stufe aufweisen.

Messungen des Fliesswiderstands zeigen, dass bei kleinen relativen Überdeckungen (definiert als das Verhältnis aus Abflusstiefe zu charakteristischem Korndurchmesser der Sohle) der Fliesswiderstand überproportional anwächst. Dies hat zur Folge, dass Fliessgesetze, die für Flüsse mit geringeren Gefällen ihre Gültigkeit bewiesen haben, in Wildbächen nicht mehr anwendbar sind.

Über eine adäquate Beschreibung der Sohlstabilität dieser Fliessgewässer besteht Forschungsbedarf.

Abstract

In mountainous regions there is a rising demand for the quantitative identification of natural hazards. The target of the research project, currently realized at the Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW) of the Swiss Federal Institute of Technology Zurich (ETH), is to contribute within the field of floods. Flume experiments are being performed to increase knowledge on the morphological and hydraulic processes in torrents. Within the present paper first results are pointed out concerning bed morphology and flow resistance.

Steep headwater streams are often featured by alternating steps and pools. The experiments show that different types of structures may be classified and that these types affect stability of a step-pool-sequence. Furthermore the measurements reveal a superproportional increase of flow resistance for large relative roughness. As a result commonly used equations to determine flow resistance in rivers with moderate slopes should not be used in torrents.

Projekthintergrund

Bei der wasserbaulichen Beurteilung der Gefährdung durch Hochwasser von Flussabschnitten spielt die Stabilität der Sohle eine entscheidende Rolle. Bei grossen Hochwassereignissen kann die Belastungsgrenze der Sohle von Gebirgsflüssen und Wildbächen überschritten werden, in Folge dessen grosse Geschiebemengen in kurzer Zeit mobilisiert werden können. Diese Feststoffumlagerungen bergen ein hohes Schadenspotenzial, da es in Bereichen, in denen die Transportkapazität des Flusses nicht mehr ausreicht das mobilisierte Feststoffvolumen weiterzuleiten, zu Auflandungen kommt, die zu Ausuferungen und Überschwemmungen führen können.

Genauere Kenntnisse bei welchen Abflüssen mit der Mobilisierung signifikanter Geschiebemengen zu rechnen ist, sind daher für die Gefahrenbeurteilung von Wildbächen unerlässlich. Im Blickfeld der hier vorgestellten Untersuchungen sind kleine und mittel-grosse Bäche im Gefällsbereich von rund 3-30%.

Die Sohlen dieser Bäche zeigen meist eine ausgeprägte Tendenz zur Selbststabilisierung, indem sich unter hydraulischer Belastung grobe, strukturierte Deckschichten bilden, die häufig als Stufen-Becken-Sequenzen beschrieben werden (Schälchli 1991).

Anhand von Laboruntersuchungen wird das Stabilitätsverhalten solcher Sohlen-deckschichten genauer untersucht. Die Versuche haben zum Ziel neben einem besseren Verständnis der Entstehungsmechanismen der natürlichen Morphologien, die qualitative und quantitative Identifizierung der massgebenden Versagensmechanismen abzuleiten.

Die zur Abschätzung der Sohlenstabilität notwendigen hydraulischen Parameter sind in der Regel nur über eine vorgängige Abflussrechnung ermittelbar. Dies stellt in den meisten anwendbaren Verfahren ein wesentliches Problem dar, da die komplexe Fragestellung des Erosionswiderstands mit der nicht minder komplexen Fragestellung des Fliesswiderstands des Gerinnes gekoppelt werden muss. Die im Folgenden dargestellten ersten Resultate beziehen sich daher auf die Untersuchung des Fliesswiderstands in steilen Gerinnen.

Physikalische Modellversuche

Die Modellversuche werden in einer 13 m langen in ihrer Neigung verstellbaren Rinne durchgeführt (Abb. 1). Ausgehend von einer mit ebener Sohle eingebrachten Sedimentmischung mit bekannter Kornverteilung (Abb. 2) wird die Sohle schrittweise hydraulisch belastet. Während bei kleiner hydraulischer Belastung eine Deckschichtbildung zu beobachten ist, bilden sich bei grösseren Abflüssen typische Wildbachstrukturen, indem sich die grossen Blöcke gruppieren und so Riegel und ähnliche spezifische Strukturen bilden. Diese Strukturen wiederum beeinflussen das lokale Strömungsfeld insofern,

als dass durch das Stufenhindernis die Strömung zur Sohle hin umgelenkt wird. Diese intensive Belastung äussert sich wiederum in der Ausbildung eines Kolkbeckens. So entsteht eine Abfolge von Stufen und Becken (Abb. 3). Eine genauere Einteilung dieser Sohlenmorphologien erfolgt weiter unten.



Abb. 1: Versuchsanlage

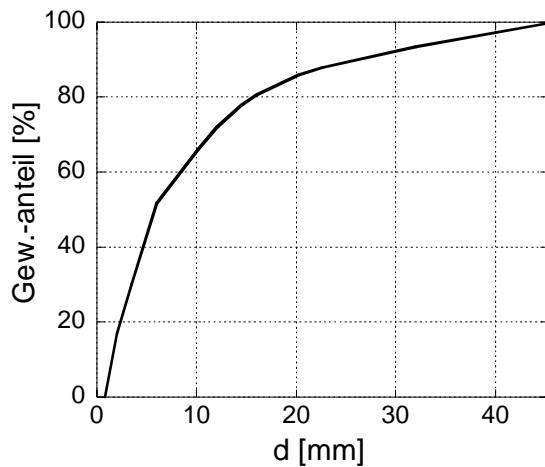


Abb. 2: Kornverteilung der Modellmischung

Nach jedem hydraulischen Belastungsschritt wird die Sohle sowohl im trockenen als auch im nassen Zustand mit einem Laserdistanzmessgerät und einem Ultraschallsensor in einem engen Raster abgetastet. Aus diesen Messungen resultieren Informationen über die Topographie der Sohle, die benetzte Breite und die Fliesstiefe. Der Durchfluss wird mittels magnetisch-induktivem Durchflussmesser bestimmt. Des Weiteren kommen Leitfähigkeitssonden zum Einsatz mit deren Hilfe und einer Salzlösung als Tracer Informationen über den spezifischen Abfluss und die mittlere Fliessgeschwindigkeit gewonnen werden. Um den Einfluss übergeordneter Schrägbankstrukturen zu untersuchen werden zudem zwei Rinnenbreiten untersucht.

Eine weitere wichtige Komponente bildet die optische Aufnahme der Sohlenmorphologie. Hierbei werden neben der Klassifizierung von Form- und Auflagetypen an jeder Stufe charakteristische Längen mit dem Doppelmeter bestimmt. Diese Messungen sind in ihrer Genauigkeit ausreichend, da die grosse Variabilität innerhalb einer Stufen-Becken-Abfolge lediglich die Messung eines Mittelwerts erlaubt.



Abb. 3: Stufe und Becken im Modell

Die gemittelte Bestimmung der Grössen Stufenabstand L und Stufenhöhe H (Abb. 4) ermöglicht einen Vergleich mit den in der Natur gemessenen (und dort ebenso gemittelten - s. Abb. 5) Gegebenheiten. Neben den Labordaten sind die Naturdaten aus der Literatur durch eigene Naturmessungen im Steinibach bei Giswil ergänzt.

Es zeigt sich, dass die Modelldaten im Bereich der gemessenen Naturdaten liegen, so dass die im Modell nachgebildeten Strukturen den natürlichen Strukturen entsprechen. Die grosse Streuung ist auf die grosse Variabilität sowohl innerhalb eines Stufen-Becken-Systems als auch innerhalb einer einzelnen Stufen-Becken-Abfolge zurückzuführen.

Trotz einer geringeren Anzahl an Messungen im steileren Gefällsbereich ($J > 15\%$) lässt sich die Tendenz einer abnehmenden Streuung der Daten mit zunehmenden Gefälle erkennen. Dieses ist darauf zurückzuführen, dass bei steileren Gefällen mehr energetisches Potenzial vorhanden ist, die grossen Blöcke zu mobilisieren und so klarere Strukturen zu schaffen. Versuche mit aufgelösten Blockrampen haben gezeigt, dass die Wellenlänge des Abflusses im Verhältnis zur Geometrie riegelförmiger Strukturen eine grosse Rolle für die Beurteilung der Stabilität spielt (Semadeni et al. 2004). Demzufolge ist die Aussagekraft des Diagramms hinsichtlich einer Beurteilung der Stabilität der Strukturen begrenzt.

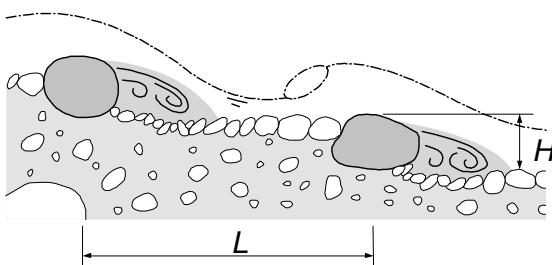


Abb. 4 : Definition: der Stufenhöhe H
der Stufenlänge L

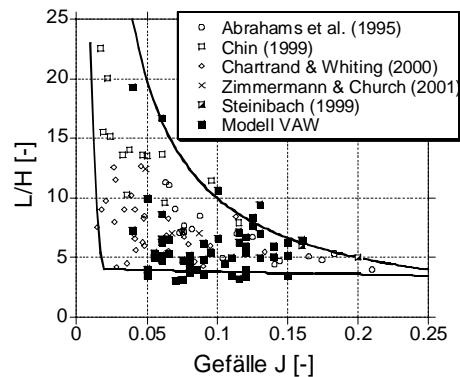


Abb. 5: Vergleich des Verhältnisses und
Modell-Natur

Sohlenmorphologie

Neben den Stufenabständen und Höhen werden in der optischen Aufnahme auch die Stufen hinsichtlich ihrer Grundrissform klassifiziert (Abb. 6). Hierbei wurden Querriegel (Typen A, B und C), Ringstrukturen (Typen D und E), Cluster (Typ F) und isolierte Makrorauhigkeiten (Typ G) unterschieden. Die isolierten Makrorauhigkeiten stellen insofern keinen Stufentyp dar, als dass ihre Entstehung keine Gruppierung der Gröbstkomponenten erfordert, werden hier jedoch betrachtet, da die Beeinflussung des lokalen Strömungsfelds dem der Stufen ähnelt. Die wechselseitige Beeinflussung des Strömungsfeldes und der Morphologie erzeugen eine hohe Systemkomplexität. Es lassen sich demnach keine fixen Grenzen zwischen den klassifizierten Typen ziehen, sondern vielmehr sind die Übergänge fliessend und die Subjektivität des Beobachters spielt eine gewisse Rolle.

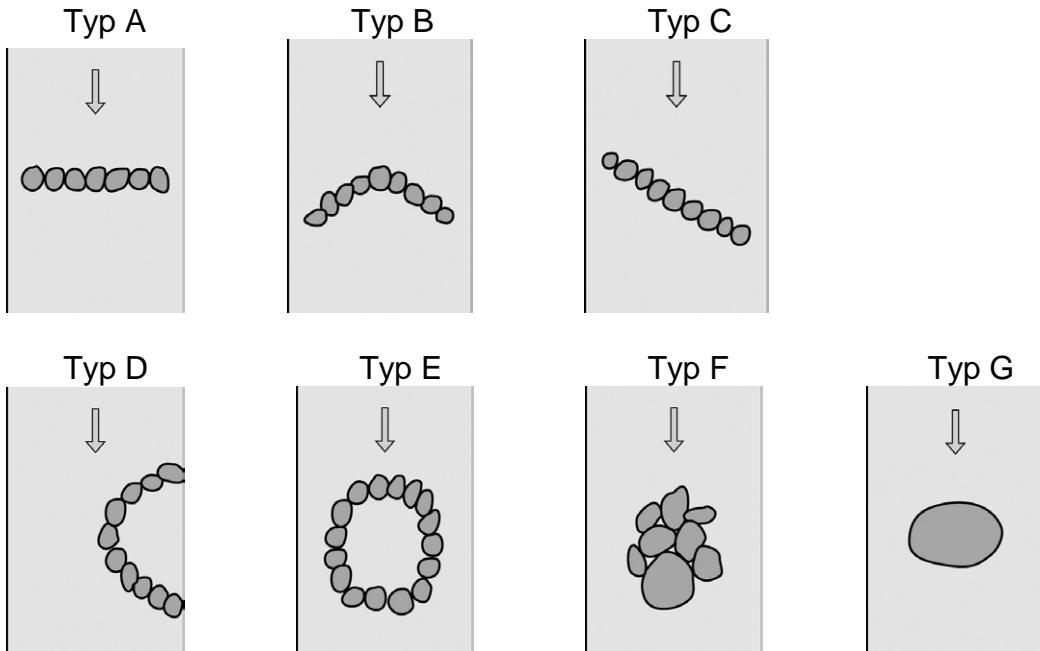


Abb. 6: Stufentypen

Insgesamt wurden in den ersten Versuchen 289 Stufen aufgenommen und den oben dargestellten Typen zugeordnet. In Abbildung 7 sind die Häufigkeiten aufgetragen mit denen die Stufentypen für Gefälle von 0.05 und 0.09 beobachtet wurden. Tendenziell lässt sich erkennen, dass für beide Gefälle die Querriegel am häufigsten beobachtet wurden: Bei einem Gefälle von 0.05 machen die Riegelstrukturen 60 % aus - bei einem Gefälle von 0.09 sind es 73 %. Die zunehmende Häufigkeit der Riegelstrukturen für grössere Gefälle liegt in der zahlenmässigen Abnahme der weiteren Stufentypen: Während Ringstrukturen, Cluster und isolierte Makrorauhigkeiten bei einem Gefälle von 0.05 noch in einer Häufigkeit von 17 %, 15 % und 8 % registriert wurden, sind es bei einem Gefälle von 0.09 nur noch 11%, 4% und 2%. Dieses deutet darauf hin, dass Ringstrukturen, Cluster und isolierten Makrorauhigkeiten eine geringere Stabilität aufweisen und dass eine Tendenz besteht, sich unter Einwirkung grösserer Energie (grösseres Gefälle) zu Riegelstrukturen umzustrukturieren.

Während bei den Stufentypen jede Stufe nur einem Typ zugeordnet wurde, können aufgrund der hohen Variabilität innerhalb grösserer Stufen mehrere Auflagebedingungen auftreten. Anhand der Beobachtungen in den Versuchen konnten drei Auflagetypen unterschieden werden (Abb. 8): Die Bettung der Stufe auf groben Material (Typ A), die Bettung der Stufe auf feinem Material (Typ C) sowie unabhängig vom Untergrundmaterial eine starke Unterspülung der stufenbildenden Steine Typ B).

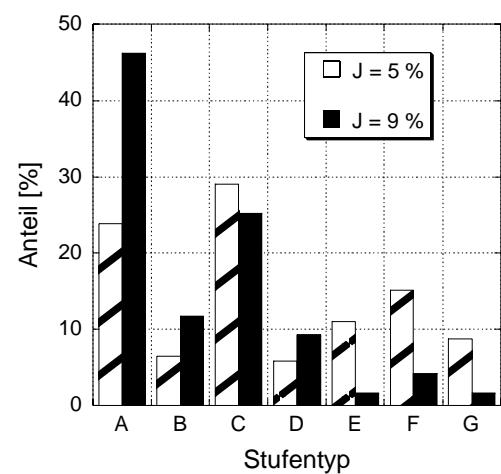


Abb. 7: Häufigkeiten der Stufentypen im Modell

Bei der Betrachtung des Bewegungsbeginns eines Einzelkorns können zwei separate Mechanismen unterschieden werden: Kippen und Gleiten.

Überträgt man diese Erkenntnis auf die stufenbildenden Steine, so spielt für beide dieser Mechanismen die Unterscheidung verschiedener Auflagertypen eine grosse Rolle. So liegt z.B. der Kipppunkt für den Auflagertyp B näher am Schwerpunkt der stufenbildenden Steine als dies bei den Typen A und C der Fall ist, was sich wiederum negativ auf die Stabilität auswirkt. Der Kipppunkt und damit auch der Bettungstyp werden zudem stark von der Ausbildung des Kolks hinter der Stufe beeinflusst. Bei einem grossen Kolk ist eher mit einer Verlagerung des Kipppunkts zum Schwerpunkt der Stufe hin (Typ B) zu rechnen, als das bei einem kleineren Kolk der Fall ist.

Beim Gleitmechanismus spielt unter anderem der Ruhewinkel des Untergrundmaterials eine wichtige Rolle. Dieser ist abhängig von der Kantigkeit und der Grösse des Materials (Lane 1953). Danach wäre in Bezug auf den Gleitmechanismus mit einer höheren Stabilität des Auflagertyps A als für den Auflagertyp C zu rechnen.

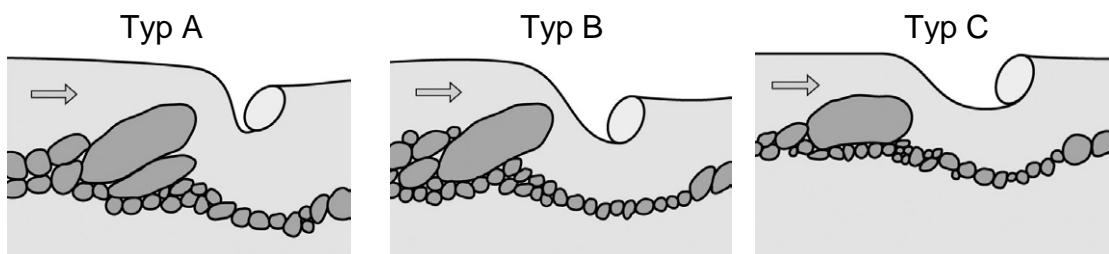


Abb. 8: Auflagertypen

Analog zu den Stufentypen ist in Abb. 9 die Häufigkeitsverteilung der Bettungstypen aufgetragen. Es zeigt sich, dass alle drei Bettungstypen in einer ähnlichen Häufigkeit auftraten. Zwar konnte der Auflagertyp B unabhängig vom Gefälle am häufigsten beobachtet werden (Typ A $\approx 32\%$, Typ B $\approx 41\%$ und Typ C $\approx 27\%$), unter Berücksichtigung der auch hier vorhandenen Subjektivität der Beobachtung, lässt sich jedoch keine eindeutige Bevorzugung eines Bettungstyps belegen. Das Auftreten aller Auflagertypen zeigt vielmehr die Strukturvielfalt in Wildbächen und damit die Schwierigkeit anhand der Auflagebedingungen Stabilitätsbetrachtungen an einer Stufe zu quantifizieren.

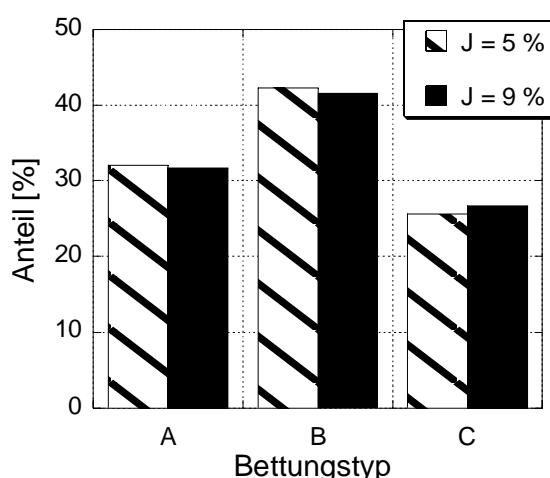


Abb. 9: Häufigkeitsverteilung der Auflagertypen

Fliesswiderstand

Die Energieumwandlungsprozesse in Fliessgewässern hängen im Wesentlichen von der relativen Überdeckung ab. Diese definiert sich als das Verhältnis aus Abflusstiefe zu einem charakteristischen Korndurchmesser der Sohle. Während bei grossen relativen Überdeckungen die freie Wasseroberfläche kaum durch die Rauigkeit der Sohle beeinflusst wird, induzieren die im Verhältnis zur Abflusstiefe grossen Rauigkeiten in Gebirgsbächen ein komplexes Strömungsfeld mit einer stark gestörten, unruhigen Wasseroberfläche.

Bestehende Fliesswiderstandsgleichungen gehen von stationären, gleichförmigen Abflusszuständen aus (Normalabfluss). Aufgrund des extrem unregelmässigen Strömungsverhaltens werden in Gebirgsbächen jedoch kleinräumig nie Normalabflussbedingungen erreicht. Bei den beschriebenen Morphologien sind jedoch Periodizitäten im Strömungsmuster beobachtbar, sodass der Begriff des Normalabflusses weiter gefasst werden muss und als räumliches Mittel über eine gewisse Fliessstrecke zu verstehen ist.

Die im Folgenden gewählte Darstellung der gängigen Fliesswiderstandsgleichungen basiert auf dem Fliessgesetz nach de Chézy:

$$c = \frac{U_m}{\sqrt{g \cdot h \cdot J}}$$

Hierin sind: c: Fliessbeiwert nach de Chézy [-]; U_m: mittlere Fliessgeschwindigkeit [m/s]; g: Erdbeschleunigung [m/s²]; h: Fliesstiefe [m]; J: Gefälle [-].

Für die Abflussberechnung von Fliessgewässern mit grosser relativer Überdeckung werden häufig das logarithmische Gesetz nach Keulegan (1938) sowie das Potenzgesetz nach Strickler angewendet. Beide Gleichungen besitzen die Gemeinsamkeit, dass sie für grosse relative Überdeckungen entwickelt worden sind ($\approx h/d_c > 10$) und dass die Rauigkeit der Sohle durch einen charakteristischen Korndurchmesser d_c beschrieben wird.

Keulegan:

$$c = 2.5 \cdot \ln\left(\frac{10.9 \cdot h}{2 \cdot d_{90}}\right)$$

Strickler:

$$c = k_{st} \cdot h^{\frac{1}{6}} \cdot g^{-\frac{1}{2}}$$

$$\text{mit } k_{st} = \frac{21.1}{\sqrt[6]{d_{90}}}$$

Hierin sind k_{st} [m^{1/3}/s] der Rauigkeitsbeiwert nach Strickler und d₉₀ [m] die 90-% Fraktile der Kornverteilung.

In Wildbächen liegen die grössten Rauigkeitselemente in derselben Grössenordnung wie die Fliesstiefe. Daher besitzt die Sohlstruktur in Wildbächen eine weitaus grösse Wirkung auf das Strömungsfeld als dies in Flüssen mit flacheren Gefällen der Fall ist. Im Folgenden wird ein Ansatz vorgestellt, der den Fliesswiderstand bei geringen relativen Überdeckungen beschreibt.

Bezzola (2002) entwickelte einen modifizierten logarithmischen Ansatz, der die veränderten Bedingungen bei kleinen relativen Überdeckungen berücksichtigt. Sein Ansatz führt anstelle eines charakteristischen Korndurchmessers die Mächtigkeit der Rauigkeitsbeeinflussten Unterschicht y_R (roughness sublayer) als Rauigkeitsmass ein:

$$c = \sqrt{1 - \frac{y_R}{h}} \cdot 2.5 \cdot \ln\left(\frac{10.9h}{y_R}\right) \quad \text{für} \quad \frac{h}{y_R} > 2$$

$$c = 0.5 \cdot \sqrt{\frac{h}{y_R}} \cdot 2.5 \cdot \ln\left(\frac{10.9h}{y_R}\right) \quad \text{für} \quad \frac{h}{y_R} < 2$$

Für Kornreynoldszahlen von $\frac{U_* \cdot d_{90}}{v} \leq 10^4$ kann y_R jedoch mit $2 \cdot d_{90}$ angenähert werden. Bei Verhältnissen für die $\frac{U_* \cdot d_{90}}{v} > 10^4$ gilt, wird y_R mit d_{90} angenommen.

In der Definition der Kornreynoldszahl ist $U_* = \sqrt{g \cdot h \cdot J}$ die Schubspannungsgeschwindigkeit in [m/s] und v die kinematische Zähigkeit in [m^2/s].

Bezzola entwickelte seinen Ansatz für ebene Sohlen mit Gefällen bis zu 6 %. Bei Verhältnissen für die keine expliziten Sohlenmorphologien vorhanden sind, d.h. bei engen Kornverteilungen bzw. ebenen Sohlen, ist dieser Ansatz auch auf steilere Gefälle erweiterbar.

Innerhalb der im Rahmen dieses Forschungsprojektes durchgeführten Messungen werden der spezifische Abfluss q , das Sohlengefälle J und die Abflusstiefe h bestimmt. Mit diesen Parametern lässt sich der Chezy-Beiwert als inverses Mass für den Fließwiderstand wie folgt berechnen:

$$c = \frac{q}{\sqrt{g \cdot J \cdot h^3}}$$

In Abbildung 10 sind die Resultate einer ersten Versuchsserie dargestellt, die bei 9 % Rinnengefälle und einem bettildenden Abfluss von 8 l/s durchgeführt wurde. Die Messungen der hydraulischen Größen erfolgten bei 8 l/s, 6 l/s und 2 l/s.

Neben den Messwerten sind in Abbildung 10 die oben erläuterten Fliess-gesetze dargestellt. Es zeigt sich, dass die Fliessgesetze, die für grosse relative Überdeckungen ermittelt wurden, für kleine relative Überdeckungen in der beschriebenen Form nicht mehr zur Anwendung kommen sollten, da sie den Fliesswiderstand massiv unterschätzen.

Der Ansatz von Bezzola (2002) liefert eine wesentlich bessere Annäherung an die Messresultate, wenn gleich auch dort der Fliesswiderstand für die Mehrzahl der Messpunkte eher unterschätzt wird.

Des Weiteren ist eine grosse Streuung der Daten prägnant, welche aus dem komplexen, lokal stark veränderlichen Strömungsfeld resultiert.

Es zeigt sich, dass weiterer Untersuchungsbedarf hinsichtlich der Beschreibung des Fliesswiderstands steiler Gerinne besteht. Diese bisherigen, vorläufigen Resultate lassen zudem keine abschliessenden Schlussfolgerungen bezüglich der Stabilität zu.

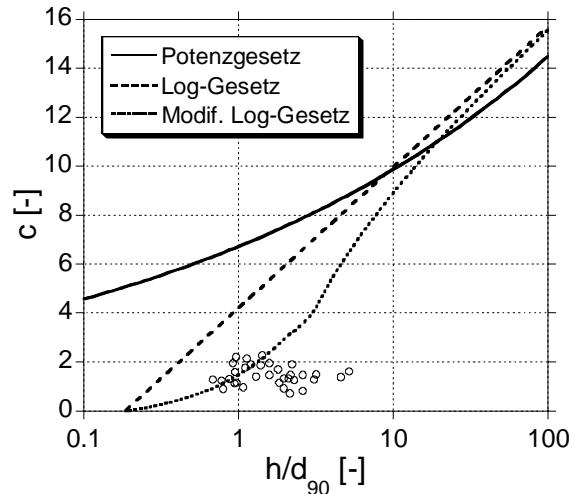


Abb. 10: Fliesswiderstand in Funktion
der relativen Überdeckung

Schlussfolgerungen

Die im Rahmen dieses Forschungsprojekts durchgeführten Modellversuche erlauben Erkenntnisse abzuleiten, die eine bessere Beschreibung der Stabilität steiler Fliesswässer ermöglichen. Die für steile Gerinne charakteristischen kleinen relativen Überdeckungen führen zu einer wechselseitigen Beeinflussung der Sohlenmorphologie und des Strömungsfeldes, die wiederum massgebenden Einfluss auf die Sohlstabilität besitzen. Daher stehen die detaillierte Erfassung der Sohlentopografie in Abhängigkeit des Gefälles und der Belastung sowie die Messungen der hydraulischen Parameter im Vordergrund der Untersuchungen.

Erste Ergebnisse der Modellversuche zeigen, dass es möglich ist, verschiedene Stufenarten zu klassifizieren und dass diese Stufentypen unterschiedliche Stabilisierungspotenziale besitzen. Des Weiteren wurden verschiedene Auflagertypen beobachtet, die sich durch eine hohe Variabilität innerhalb einer Stufe, aber auch innerhalb mehrerer Stufen-Becken-Sequenzen auszeichnen. Diese Auflagerbedingungen besitzen einen Einfluss auf die Bewegungsmechanismen zum Erosionsbeginn der stufenbildenden Steine.

Erste Auswertungen der Fliesswiderstandsmessungen verdeutlichen, dass das logarithmische Fliessgesetz und das Potenzgesetz nach Strickler in der Form wie sie für Fliesswässer mit grösseren Überdeckungen angewendet werden, für Wildbäche nicht zur Anwendung kommen sollten, da sie den Fliesswiderstand massiv unterschätzen.

Literatur

- Bezzola, G.R. (2002) : "Fliesswiderstand und Sohlenstabilität natürlicher Gerinne unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses der relativen Überdeckung", Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW), Heft Nr. 173, ETH Zürich

BWG (2002): "Hochwasser 2000 - Les crues 2000. Ereignisanalyse und Fallbeispiele", Berichte des BWG, Serie Wasser, Nr. 2, Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG)

Keulegan, G.H. (1938): "Laws of turbulent flow in open channels", U.S. Department of Commerce, National Bureau of Standards, Journal of Research of the National Bureau of Standards, 21, 707-741

Lane, E.W. (1953): "Some factors effecting the stability on canals constructed in coarse granular materials", Proc. Minnesota International Hydraulics Convention, Minneapolis, Minnesota, 37-48

Schälchli, U. (1991): "Morphologie und Strömungsverhältnisse in Gebirgsbächen: ein Verfahren zur Bestimmung der Restwasserabflüsse", Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW), Heft Nr. 113, ETH Zürich

Semadeni, N.; Lange, D.; Bezzola, G. R. (2004): "Aufgelöste Blockrampen an der Emme", Jahrestagung der Schweiz. Geomorph. Gesellschaft, Erstfeld, Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 184.

Strickler, A. (1923): "Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauhigkeitszahlen für Ströme, Kanäle und geschlossene Leitungen." Mitteilung Nr.16, Amt für Wasserwirtschaft, Eidgenössisches Departement des Innern, Bern.

Verdankung

Das Forschungsprojekt wird durch die Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG), sowie der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) finanziert.

Anschrift des Verfassers

Dipl.-Ing. Roman Weichert,
Dr. Gian Reto Bezzola

Prof. Dr.-Ing. Hans-Erwin Minor
e-mail: weichert@vaw.baug.ethz.ch

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

***Turbulenzen in der
Geomorphologie***



Typologie hydro-géomorphologique fonctionnelle de rivières L'expérience d'Alsace (France)

***Functional hydro-geomorphological river typology
The experience of Alsace (France)***

Schmitt L., Maire G. et Nobelis P.

Résumé : Cet article présente la démarche scientifique d'une recherche sur l'élaboration d'une typologie hydro-géomorphologique fonctionnelle des rivières de la partie alsacienne (France) du bassin du Rhin. Une carte de la puissance spécifique et une Analyse des Correspondances Multiples de 187 sites conduisent à une première régionalisation morphodynamique. La typologie définitive repose sur des Classifications Ascendantes Hiérarchiques de sous-ensembles de sites relatifs aux différentes unités naturelles d'Alsace, comme l'illustre l'exemple des rivières des Vosges cristallines. La sectorisation de l'Andlau montre comment la classification obtenue est étendue à l'ensemble du linéaire hydrographique étudié. Les analyses multivariées effectuées permettent enfin de hiérarchiser les variables prises en compte, ce qui peut être valorisé dans d'autres milieux géographiques.

Abstract: This paper presents a scientific approach for the establishment of a functional hydro-geomorphological river typology of the 'Alsatian' part of the Rhine basin. A map of specific stream power and a Multiple Correspondance Analysis of 187 sites has allowed for a first regionalization. The definitive typology is based on Hierarchical Ascendant Classifications of sub-groups of sites related to different 'Alsatian' natural units. The method is illustrated using an example of the rivers of the crystalline Vosges. The Andlau river was divided into sectors. It is shown how the obtained classification was extended to the entire studied hydrographic network on the basis of this type of sectorization. The multivariate analysis allowed a hierarchization of the used variables, a result that can be helpful for similar works in other geographic environments.

1. UNE TYPOLOGIE DES RIVIERES : POURQUOI ?

Depuis la fin du XVIII^e siècle, l'homme a aménagé de nombreux cours d'eau pour maîtriser la ressource en eau et se protéger contre certaines manifestations, perçues négativement, de leur dynamique : inondations, érosions... Au contraire, depuis environ trois décennies, l'ampleur des impacts négatifs des aménagements de cours d'eau, ainsi que d'importantes avancées scientifiques en géographie et en écologie, ont conduit les gestionnaires à un plus grand respect des fonctionnements hydro-géomorphologiques propres des rivières. Cette évolution des pratiques de gestion des cours d'eau s'inscrit, en France, dans le cadre de la Loi sur l'Eau de 1992 et, à l'échelle européenne, dans celui de la Directive Cadre Européenne sur l'Eau (Union européenne et al., 2000). Or, les organismes fluviaux sont hautement diversifiés. Il est par conséquent nécessaire de classer les formes et les dynamiques fluviales « naturelles » pour adapter, en fonction d'elles, les modalités de gestion et, le cas échéant, de restauration.

Dans ce contexte, notre étude a visé à établir une typologie hydro-géomorphologique fonctionnelle « naturelle » des cours d'eau d'Alsace et à proposer des orientations

méthodologiques transposables dans d'autres bassins (Schmitt, 2001a), notamment à l'échelle du territoire français et de l'Europe. Ne pouvant présenter ici l'ensemble de ce travail et tous les résultats (Schmitt, 2001a), nous présentons dans cet article les grandes lignes de la démarche scientifique mise en œuvre.

2. CADRE D'ETUDE ET ORIENTATIONS METHODOLOGIQUES GENERALES

2.1. La zone d'étude

La zone d'étude, le bassin français du Rhin Supérieur, composée de bassins d'affluents et de sous-affluents du Rhin, présente le double avantage de comprendre une superficie relativement faible (8.200 km²), ce qui autorise une analyse fine de son réseau hydrographique, et d'être malgré tout très variée sur un plan hydro-géomorphologique. Cette diversité hydrographique s'explique, pour l'essentiel, par la variété de milieux géographiques qui la composent. Ces milieux peuvent être regroupés en quatre grandes unités naturelles (fig. 1) :

- les Vosges cristallines, flanquées à l'Est par les collines sous-vosgiennes ;
- les Vosges gréseuses, auxquelles nous avons amalgamé pour l'analyse des données les cônes alluviaux sableux du Nord de l'Alsace ;
- les collines marno-calcaires et loessiques, qui regroupent les collines loessiques du Sundgau, le contrefort jurassien et les collines et terrasses marno-calcaires et loessiques du Nord de l'Alsace ;
- la macro-plaine alluviale rhénane.

2.2. Typologie des rivières : état de la question

Il ressort de l'étude bibliographique effectuée et des nombreuses synthèses existantes (Mosley, 1987 ; Wasson, 1989 ; Naiman et al., 1992 ; Gurnell et al., 1994 ; Downs, 1995 ; Kondolf, 1995 ; Schmitt, 1996 ; Thorne, 1997 ; Montgomery et Buffington, 1998 ; Naiman, 1998 ; Kondolf et al., 2003) divers points essentiels que nous résumons ci-dessous.

- Les méthodes de typologie hydro-géomorphologique sont particulièrement nombreuses. Cette variété d'approches correspond à différents objectifs, souvent liés à des problèmes de gestion spécifiques, à des contextes géographiques différenciés (types de milieux naturels, superficie de l'espace étudié, etc.) et, le cas échéant, aux spécificités des disciplines scientifiques.
- Ces méthodes peuvent reposer sur l'intégration de diverses variables dont certaines sont toutefois plus communément utilisées ; il s'agit de variables comme le type d'unité naturelle (géologie, relief, etc.), le tracé en plan, la pente, la morphologie du lit mineur et du fond de vallée et, de plus en plus fréquemment, la puissance spécifique. Il apparaît effectivement que cette dernière variable joue un rôle essentiel en géomorphologie fluviale, à diverses échelles spatiales (Schmitt et al., 2001), et qu'elle s'adapte bien à l'établissement de typologies hydro-géomorphologiques de cours d'eau (Ferguson, 1981 ; Nanson et Croke, 1992 ; Kondolf, 1995 ; Bernot et al., 1996 ; Bernot et Creuze des Chatelliers, 1998 ; Newson et al., 1998 ; Schmitt et al., 2001).
- Partant du principe que les variables du système fluvial peuvent s'ordonner hiérarchiquement (Schumm et Lichtry, 1965 ; Schumm, 1977), de nombreux auteurs ont cherché à élaborer des systèmes typologiques à échelles spatiales emboîtées (Lotspeich, 1980 ; Brussock et al., 1985 ; Frissel et al., 1986). Sur un plan pratique, ce

type d'approche aboutit à la détermination d'*écorégions* à partir de variables-clés comme la géologie, le relief, le climat, etc. Les limites écorégionales sont susceptibles d'être des discontinuités séparant des types de cours d'eau et les variations longitudinales des caractéristiques hydro-géomorphologiques des cours d'eau d'*écorégions* différentes peuvent être significativement différentes (Brussock et al., 1985 ; Andriamahefa et Malavoi, 1993 ; Wasson, 1996). Les échelles spatiales peuvent être relativement grandes, comme pour le travail de Cloots-Hirsch et Maire (1980 ; 2.000 km²), ou nettement plus petites comme pour Tabacchi (1996 ; 550.000 km²).

Figure 1 : Principales unités naturelles d'Alsace

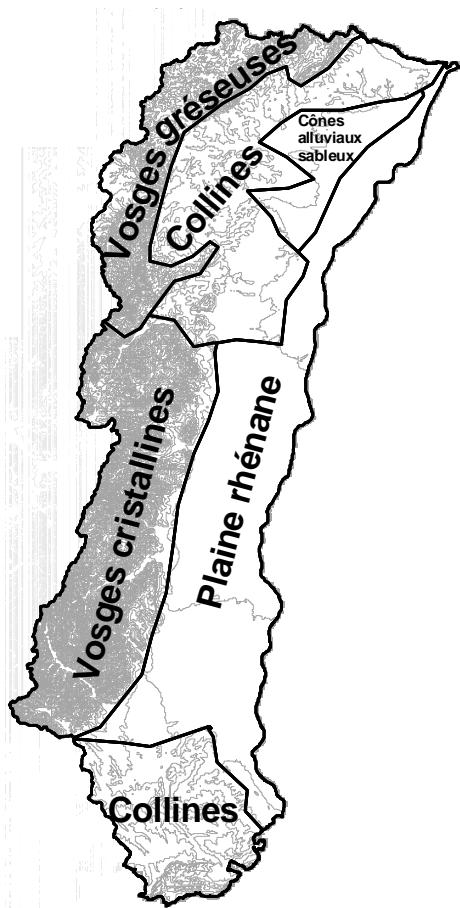
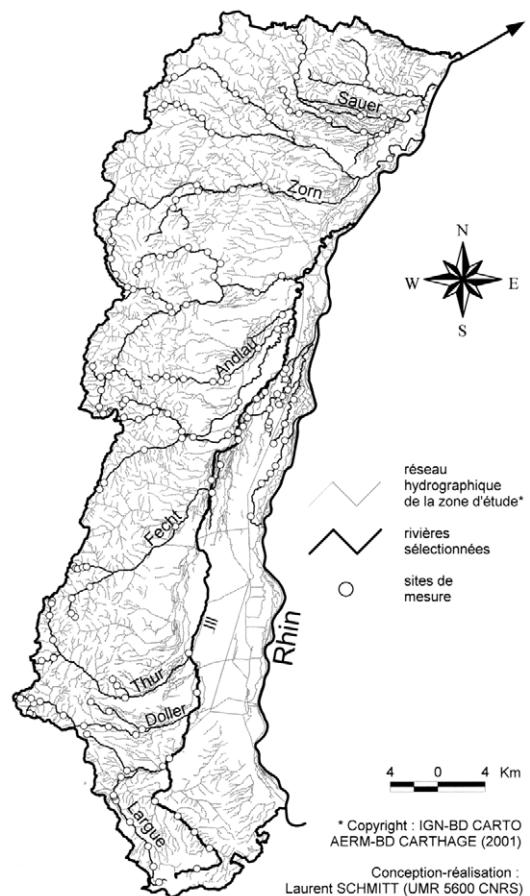


Figure 2 : Carte de localisation des rivières sélectionnées et des 187 sites de mesures



- Un schéma de classification de type « universel », comme celui de Rosgen (1994, 1996), permet de classer la majorité des lits fluviaux de la zone tempérée. Pour autant, chaque type de rivière ne présente pas nécessairement un fonctionnement géomorphologique spécifique requérant un classement différencié (Miller et Ritter, 1996). Inversement, la diversité dynamique des lits fluviaux d'un espace donné, dont la prise en compte est essentielle dans le cadre de l'élaboration de principes de gestion, apparaît souvent insuffisamment en appliquant une classification de cette nature (Kondolf, 1995 ; Heritage et al., 1997 ; Brierley et Fryirs, 2000).
- Face à ce type de limites, de nombreux auteurs privilégièrent des approches pragmatiques reposant sur l'étude détaillée, à diverses échelles spatiales, des rivières considérées (Cloots-Hirsch et Maire, 1980 ; Mosley, 1987 ; Otto, 1991 ; Corbonnois et Zumstein, 1994 ; Schmitt, 1996 ; Brierley et Fryirs, 2000). Ce type d'approche auto-

rise, dans un second temps, la régionalisation de la dynamique hydro-géomorphologique des cours d'eau de la zone d'étude (Heritage et al., 1997 ; Brierley et Fryirs, 2000).

2.3. Les orientations méthodologiques

Compte-tenu de nos objectifs, de notre cadre géographique, et de la recension bibliographique ci-dessus, notre démarche repose sur deux méthodes complémentaires :

- la réalisation de traitements statistiques multivariés de données collectées sur des sites localisés sur le réseau hydrographique de la zone d'étude (Mosley, 1981 ; Cupp, 1989 ; Cohen et al., 1998). Ces analyses ont permis de régionaliser les dynamiques des rivières selon une vision hiérarchique de type « remontant », d'aboutir à une typologie fonctionnelle objective et de hiérarchiser les variables ;
- une sectorisation des cours d'eau basée sur quelques variables hydro-géomorphologiques pertinentes. Cette méthode, de type « descendant » à l'échelle du linéaire hydrographique, a permis de combler l'absence d'information entre les sites de mesure et de localiser les discontinuités entre les types de rivières.

3. PREMIERE REGIONALISATION HYDRO-GEOMORPHOLOGIQUE ET HIERARCHISATION DES VARIABLES

3.1. Méthodologie générale

Cette approche a consisté à effectuer des traitements statistiques multivariés sur un jeu de données se rapportant à 187 sites de mesure (fig. 2). Ces derniers ont été localisés sur une sélection représentative de rivières alsaciennes (Schmitt, 2001a). Les modalités de sélection des rivières étudiées, de localisation des sites et de sélection des variables collectées sur chaque site sont présentées en détail dans Schmitt (2001a). 31 variables quantitatives ou qualitatives ont été retenues. Celles-ci se rapportent au bassin versant (unité naturelle, surface drainée), au fond de vallée (type de fond de vallée, rapport d'encaissement [largeur du fond de vallée divisée par le largeur du lit mineur à pleins bords ; Rosgen, 1996], style fluvial) et au lit mineur (pente moyenne de la ligne d'eau, rapport largeur/profondeur, surface mouillée, débit à pleins bords, puissance spécifique à pleins bords, granulométrie moyenne du fond du chenal, faciès d'écoulement, pourcentage de bancs, divers indices de mobilité [Schmitt, 2001a]...).

Différentes analyses statistiques multivariées ont été réalisées (Schmitt, 2001a) :

- une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) des variables quantitatives (24) pour regrouper ces variables et faire apparaître les effets de redondance entre variables ;
- une Analyse en Composantes Principales (ACP) à partir des variables quantitatives pour hiérarchiser les groupes de la CAH des variables ;
- une Analyse des Correspondances Multiples (ACM) pour consolider la structure du jeu de données mise en évidence par les deux analyses précédentes et régionaliser la dynamique fluviale des rivières étudiées. Cette ACM a permis de combiner des variables qualitatives avec des variables quantitatives, celles-ci ayant été préalablement discrétisées. Les scores factoriels des trois premiers axes factoriels de cette ACM ont par la suite été intégrés dans une CAH pour confirmer et éventuellement préciser la régionalisation issue de l'ACM.

3.2. Hiérarchisation des variables hydro-géomorphologiques

Analyse en Composantes Principales

Une ACP a été réalisée à partir des 25 variables quantitatives. Les pourcentages de variance contenue respectivement dans les 10 premiers axes factoriels (24 au total,

c'est-à-dire le nombre de variables moins une) et leur interprétation sont mentionnés dans le tableau 1. Ces 10 premiers facteurs contiennent 85 % de la variance totale. L'interprétation des facteurs à partir du 11^e axe factoriel est délicate car le pourcentage de variance expliquée par les facteurs est inférieur à la variance moyenne de chaque variable. Ces résultats montrent notamment que le poids de la taille des cours d'eau, qui n'a qu'une importance secondaire pour la typologie à réaliser, compte tenu de la gamme relativement étroite de la taille des cours d'eau de la zone d'étude, tend à estomper la part relative des autres axes factoriels. C'est pour cette raison que nous n'avons pas intégré les variables liées à la taille dans les analyses statistiques suivantes, excepté dans la CAH des variables ci-dessous.

Tableau 1 : pourcentage de variance contenue dans les 10 premiers facteurs de l'ACP et interprétation des axes factoriels.

Facteurs	% de variance contenue dans les facteurs	Interprétation des facteurs
1 ^{er} facteur	15.0	Variables liées à la taille du cours d'eau (essentiellement débit à pleins bords, surface mouillée, rayon hydraulique, largeur)
2 ^e facteur	13.7	Granulométrie, tri des sédiments, altitude, énergie
3 ^e facteur	12.7	Energie (puissance spécifique et brute)
4 ^e facteur	8.6	Surface du bassin
5 ^e facteur	8.0	Largeur du fond de vallée
6 ^e facteur	6.5	Présence de bancs et mobilité du lit
7 ^e facteur	5.9	Sapements et mobilité du lit
8 ^e facteur	5.5	Géométrie du lit
9 ^e facteur	4.5	Sinuosité
10 ^e facteur	4.2	Rugosité
Total : 84.6 %		

CAH des variables quantitatives

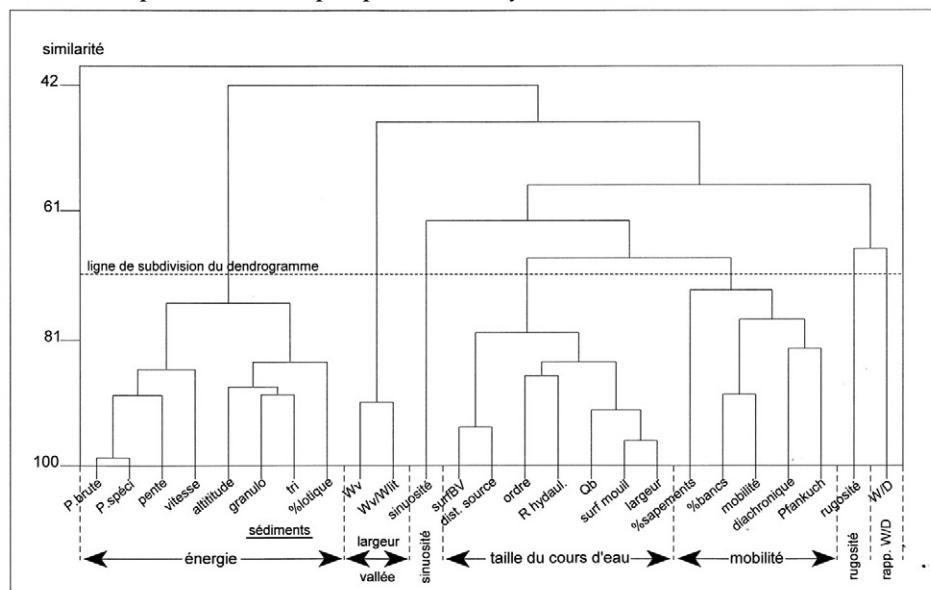
Cette CAH de variables a cherché à montrer les effets de redondance entre les 25 variables quantitatives prises en compte et à les regrouper. De cette manière, 7 groupes cohérents de variables, contenant entre 1 et 8 variables, ont été mis en évidence (fig. 3). Les résultats de l'ACP présentées ci-dessus permettent de hiérarchiser ces groupes comme suit :

- un groupe lié à la taille des cours d'eau qui associe la surface du bassin, la distance à la source, l'ordre de Strahler, le rayon hydraulique, le débit à pleins bords, la surface mouillée et la largeur à pleins bords ;
- un groupe lié à l'énergie, qui réunit la puissance brute et la puissance spécifique à pleins bords, la pente, la vitesse moyenne à pleins bords, l'altitude, mais aussi des variables se rapportant aux caractéristiques sédimentologiques du lit (comme le diamètre moyen et le coefficient de variation des sédiments du fond du lit) et le pourcentage d'unités morphodynamiques lotiques ;
- un groupe lié à la contrainte exercée par la vallée sur le lit fluvial, comprenant la largeur du fond de vallée et le rapport d'encaissement ;
- un groupe lié à la mobilité latérale des chenaux, qui rassemble le pourcentage de berges sapées, le pourcentage total de bancs latéraux et médians, ainsi que l'indice de mobilité pondéré (Schmitt, 2001a), l'indice de mobilité de Pfankuch (Collier, 1992) et l'indice de mobilité estimé par étude diachronique de cartes (Schmitt, 2001a). Cela montre que ces variables sont très liées entre elles, bien qu'elles aient été mesurées, pour certaines d'entre elles, selon des méthodes très différentes. La variable « pourcen-

tage de berges sapées » se dissocie légèrement de cet ensemble. Ceci s'explique car les cours d'eau dont les berges sont fréquemment sapées ne sont pas nécessairement très mobiles si le recul des berges est lent. C'est particulièrement le cas des cours d'eau à charge dominante fine dont les berges sont généralement très cohésives (Ill amont, Largue...), ainsi que celui de certaines rivières alluviales à énergie élevée et à dynamique limitée des Vosges cristallines ;

- et enfin 3 variables isolées constituant chacune un groupe indépendant :
 - le rapport largeur/profondeur ;
 - la sinuosité ;
 - la rugosité.

Figure 3 : Dendrogramme de la Classification Ascendante Hiérarchique des 25 variables quantitatives prises en compte pour l'analyse des données.



Signification des abréviations : P.brute : puissance brute ; P.spéci : puissance spécifique ; pente : pente moyenne à pleins bords ; vitesse : vitesse moyenne à pleins bords ; granulo : granulométrie moyenne des sédiments du fond du lit ; tri : coefficient de variation de la taille des sédiments du fond du lit ; %lotolique : pourcentage d'unités morphodynamiques lotiques ; Wv : largeur du fond de vallée ; WvWlit : rapport d'encaissement (largeur du fond de vallée divisée par la largeur du lit mineur à pleins bords) ; surfBV : surface du bassin versant ; ordre : ordre selon Strahler ; Rhydraul. : rayon hydraulique ; Qb : débit à pleins bords ; surf mouil. : surface mouillée à pleins bords ; largeur : largeur à pleins bords ; %sapements : pourcentage de berges sapées ; %bancs : pourcentage de dépôts soumis à des dépôts sous la forme de bancs ; mobilité : indice de mobilité pondéré ; diachronique : indice de mobilité par étude diachronique de cartes ; Pfankuch : indice de mobilité de Pfankuch ; W/D : rapport largeur/profondeur.

ACM des variables quantitatives et qualitatives

Cette ACM repose sur les 24 variables quantitatives et qualitatives non liées à la taille des cours d'eau. Les résultats obtenus montrent que seuls les trois premiers axes factoriels peuvent être interprétés. Du premier au troisième, le pourcentage de variance expliquée par ces axes est respectivement de 16.7, 14.7 et 5.6 %, d'où un total de 37.0 % de variance expliquée. L'interprétation de la signification des axes factoriels, qui découle de l'analyse des scores factoriels des modalités des variables, est donnée dans le tableau 2.

Comme le montre le tableau 3, l'ACM rejoint la hiérarchie de groupes de variables définie à partir de la CAH des variables et de l'ACP, bien que cette dernière soit plus détaillée. En effet, après analyse de la signification des composantes de l'ACM, il apparaît que la première d'entre elles (« énergie », au sens large) traduit la puissance spécifique, la puissance brute, la pente, la vitesse moyenne, l'altitude et les variables liées aux caractéristiques sédimentologiques du fond du lit. Ces résultats confirment que

l'ensemble des variables liées directement à l'énergie, et particulièrement la puissance spécifique, sont des grandeurs de première importance en dynamique fluviale. Un lien moins net apparaît également entre ce facteur et la contrainte exercée par le fond de vallée (en particulier la largeur du fond de vallée).

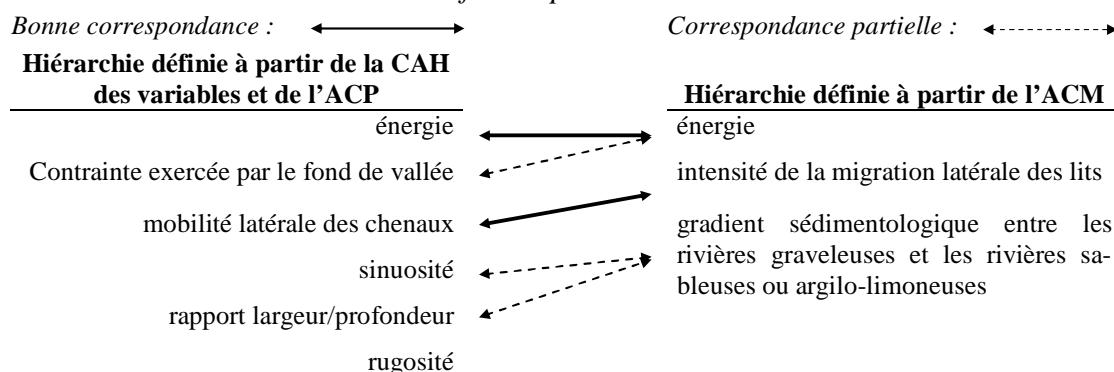
La deuxième composante de l'ACM (« intensité de la migration latérale des lits ») rejoint bien le groupe de variables lié à la mobilité latérale des chenaux défini à partir de l'ACP et de la CAH des variables. Ces résultats soulignent le poids des variables liées à l'intensité de la mobilité latérale des lits, alors que celles-ci ont été assez rarement retenues dans les schémas typologiques antérieurs.

La troisième composante de l'ACM (« gradient sédimentologique entre les rivières graveleuses et les rivières sableuses ou argilo-limoneuses ») est relativement bien liée à la granulométrie, au rapport largeur/profondeur et à la sinuosité.

Tableau 2 : Pourcentage de variance et interprétation des trois premiers facteurs de l'ACM.

Facteurs	% de variance expliquée	Interprétation des facteurs
1 ^{er} facteur	16.7 %	Pente, puissance spécifique et puissance brute élevées, altitude élevée, fond de vallée en « V », sinuosité nulle... = torrents (non alluviaux) des Vosges du Sud. Opposition nette avec les cours d'eau de la plaine rhénane. INTERPRETATION : énergie
2 ^e facteur	14.7 %	Mobilité très faible, charge solide très faible avec tendance à l'envasement, plaine rhénane = défluents et paléo-défluents de la plaine rhénane. Opposition avec des cours d'eau alluviaux à méandres migrant sans modification du profil en travers. INTERPRETATION : intensité de la migration latérale des lits
3 ^e facteur	5.6 %	Nette opposition entre les cours d'eau sableux des Vosges gréseuses et de leur piémont (sinuosité élevée, relativement peu de bancs) et les cours d'eau graveleux à très forte mobilité latérale du piémont des Vosges cristallines (rapport W/D très élevé, % de bancs et indice de mobilité très élevés, déplacements depuis un siècle très importants...). INTERPRETATION : gradient sédimentologique entre les rivières graveleuses et les rivières sableuses ou argilo-limoneuses

Tableau 3 : Correspondance entre la hiérarchie de variables définie à partir de la CAH des variables et de l'ACP et celle définie à partir de l'ACM.



3.3. Régionalisation à partir de la carte de la puissance spécifique

Avant la réalisation des traitements statistiques multivariés, nous avons tenté d'interpréter directement les cartes générées à partir de la base de données, celle-ci

ayant été intégrée à cette fin dans le SIG ArcView. Ces cartes représentent une aide importante pour dégager les tendances régionales de la dynamique fluviale des rivières étudiées. Il est impossible d'exposer ici toutes les cartes réalisées. Nous présentons, en guise d'illustration, la carte de la puissance spécifique à pleins bords (ω) des 187 sites de mesure (fig. 4). Il s'agit en effet d'une variable reconnue de première importance en géomorphologie fluviale (Bagnold, 1966 ; Bull, 1979 ; Van Den Berg, 1995 ; Bravard et Petit, 1997), qui est particulièrement bien adaptée à l'établissement de typologies de rivières (Ferguson, 1981 ; Newson et al., 1998, Schmitt et al., 2001). Comme on peut le voir, la puissance spécifique individualise relativement bien les quatre grands ensembles naturels définis antérieurement, à l'exception des Hautes Vosges gréseuses qui s'amalgament avec les Vosges cristallines :

- les cours d'eau des Vosges cristallines et des Hautes Vosges gréseuses : ω dépasse, parfois de beaucoup, 100 W.m^{-2} ;
- les cours d'eau des collines marno-calcaires et loessiques (en comprenant le contre-fort jurassien et en excluant les rivières originaires des Vosges gréseuses et parcourant les collines marno-calcaires et loessiques) : ω oscille généralement entre 10 et 35 W.m^{-2} ;
- les cours d'eau des Basses Vosges gréseuses et des formations alluviales pliocènes de la Forêt de Haguenau : ω est généralement inférieur à 5 W.m^{-2} , mais peut atteindre en tête de bassin 35 W.m^{-2} , voire davantage ;
- la plaine alluviale rhénane : ω est généralement très inférieur à 5 W.m^{-2} .

Cette discrimination par l'énergie des lits fluviatiles des ensembles naturels d'Alsace apparaît aussi relativement bien dans la figure 5 qui ne prend en compte, pour des raisons de lisibilité, que les drains alluviaux hors de la plaine rhénane. En effet, dans cette figure, les rivières à charge solide dominante graveleuse concernent les Vosges cristallines, les rivières à charge solide dominante sableuse sont localisées dans les Vosges gréseuses, et les rivières à charge solide argilo-limoneuse drainent les collines marno-calcaires et loessiques.

3.4. Régionalisation fondée sur des analyses statistiques prenant en compte tous les sites

Nous avons cherché à réaliser une CAH des 187 sites à partir des 18 variables quantitatives non liées à la taille des cours d'eau. Malheureusement, comme le montre le dendrogramme de la figure 6, les résultats de ce traitement statistique sont extrêmement délicats à interpréter. Ceci est lié à une variabilité trop élevée des données lorsque l'on prend en compte tous les sites et toutes les variables.

Nous avons alors effectué une CAH des 187 sites, à partir, non des variables quantitatives elles mêmes, mais des scores des trois premiers axes factoriels de l'ACM. En procédant de cette manière, nous avons implicitement pris en compte les variables qualitatives. Mais l'avantage essentiel de cette solution est qu'elle a permis d'effectuer une CAH à partir d'un jeu de données mieux structuré, plus simple, dans lequel la variabilité interprétable est maximisée. Comme le montre le dendrogramme de la figure 7, les résultats s'en trouvent améliorés. En effet, alors que les rivières sableuses s'individualisent mal et que les rivières graveleuses se différencient imparfaitement des rivières à charge solide dominante plus fine, trois groupes de sites se discriminent nettement :

- les torrents non alluviaux de tête de bassin ;
- les défluents ello-rhénans à énergie et à dynamique très faibles de la plaine rhénane ;

- les lits à dynamique latérale très active du piémont des Vosges cristallines.

Ces regroupements apparaissent également bien dans le diagramme en 3D de la figure 8, représentant la position des 187 sites dans un espace formé par les trois premiers axes factoriels de l'ACM. Il est cependant possible d'interpréter davantage ces résultats en raisonnant sur chaque plan factoriel pris individuellement. Ces derniers sont définis respectivement par les deux premières composantes et la deuxième et la troisième composantes (fig. 9 et 10). Les ensembles de cours d'eau mis en évidence sont les suivants :

- a. rivières des Vosges cristallines du Sud, qui peuvent se subdiviser en :
 - a₁. torrents de fond de vallée en « V » (ω supérieur à 200 W.m^{-2} , charge solide hétérométrique contenant des blocs, pas de dynamique latérale) ;
 - a₂. rivières alluviales intra-montagnardes à dynamique modérée des Vosges cristallines (ω compris 50 et 100 W.m^{-2} , charge solide graveleuse, dynamique de méandres peu mobiles) ;
 - a₃. rivières graveleuses du piémont des Vosges à dynamique latérale très active (ω compris entre 50 et 100 W.m^{-2} , charge solide graveleuse, dynamique latérale intense de lits tressés ou à méandres divagants, rapport largeur/profondeur important souvent supérieur à 30) ;
- b. rivières des collines marno-calcaires et loessiques (ω compris entre 10 et 35 W.m^{-2} , charge solide argilo-limoneuse). Ces cours d'eau peuvent être subdivisés en :
 - b₁. rivières à dynamique modérée ;
 - b₂. rivières à dynamique faible ;
- c. rivières des Vosges gréseuses et des cônes alluviaux sableux de la Forêt de Haguenau (ω inférieur à 5 W.m^{-2} , charge solide sableuse, lits plus ou moins dynamiques) ;
- d. défluents actuels ou anciens ello-rhénans de la plaine alluviale rhénane (ω inférieur à 5 W.m^{-2} , charge solide sablo-graveleuse ou nulle, lits plus ou moins dynamiques pouvant s'envaser).

Il est remarquable de constater que cette ACM distingue 7 classes interprétables en termes de morphodynamique fluviale, alors qu'en Nouvelle Zélande, Mosley (1981) n'est parvenu à interpréter que quatre classes de rivières établies à l'aide d'analyses multivariées. Néanmoins, ces premiers résultats nécessitent des investigations complémentaires pour mettre en évidence d'autres subdivisions. En effet, à la vue de ces résultats, il apparaît impossible d'élaborer une typologie détaillée des cours d'eau alsaciens en prenant en compte simultanément les 187 sites de mesure.

4. SPECIFICATION DE LA REGIONALISATION : L'EXEMPLE DES RIVIÈRES DES VOSGES CRISTALLINES

Pour préciser les résultats de la première régionalisation, nous avons mis en œuvre deux méthodes complémentaires :

- des CAH de sous-ensembles de sites, qui correspondent aux différentes unités naturelles d'Alsace, ainsi que de sous-ensembles des variables les plus discriminantes dans chaque cas ;
- la sectorisation des cours d'eau à partir de variables-clés de la morphodynamique fluviale.

Ces deux approches sont présentées ci-dessous à partir de l'exemple des cours d'eau des Vosges cristallines.

Figure 4 : Carte des valeurs de la puissance spécifique à pleins bords ($W.m^{-2}$).

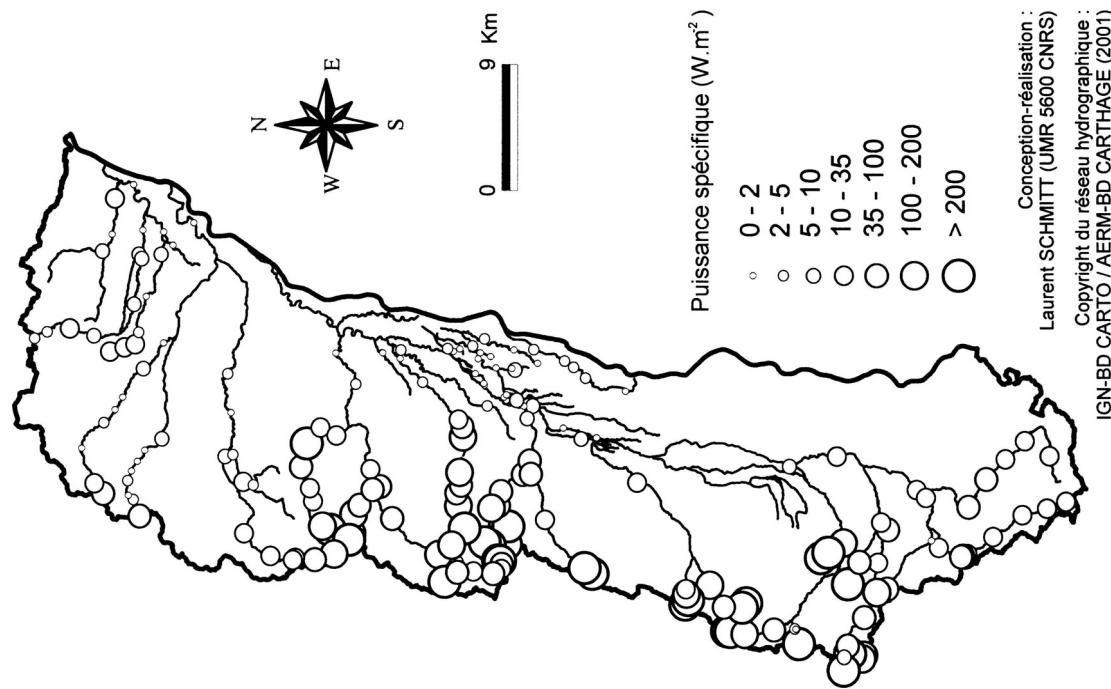


Figure 5 : Discrimination des cours d'eau alluviaux non localisés dans la plaine rhénane à partir de la puissance spécifique à pleins bords ($W.m^{-2}$).

Dans un souci de lisibilité de la figure, les sites non alluviaux, les sites alluviaux ayant une puissance spécifique supérieure à $200W.m^{-2}$ et les défluents et paléo-défluents (W.m⁻²) ont été exclus.

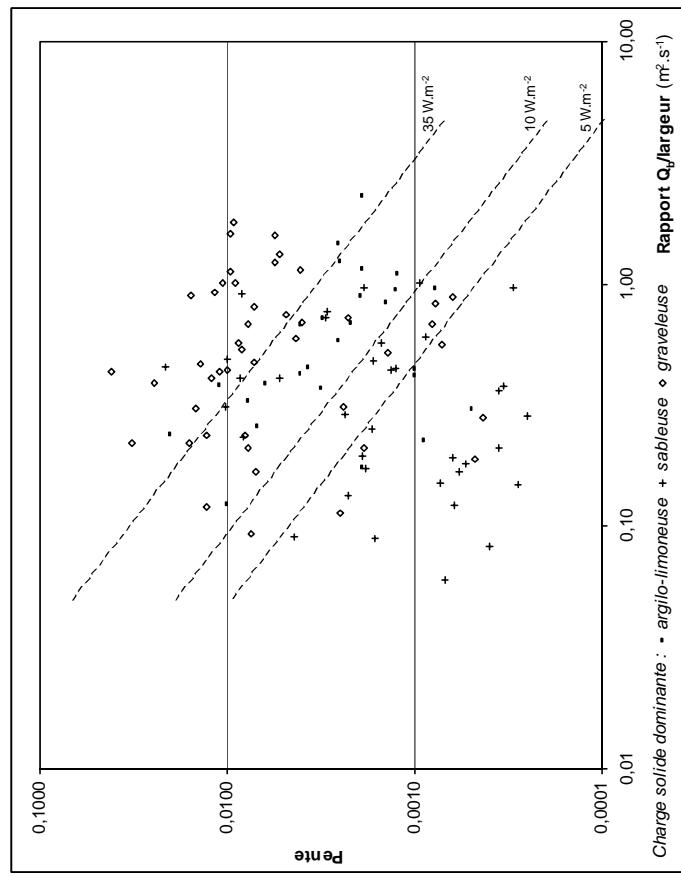


Figure 6 : Dendrogramme d'une CAH des 187 sites à partir des 18 variables quantitatives non liées à la taille des chenaux.

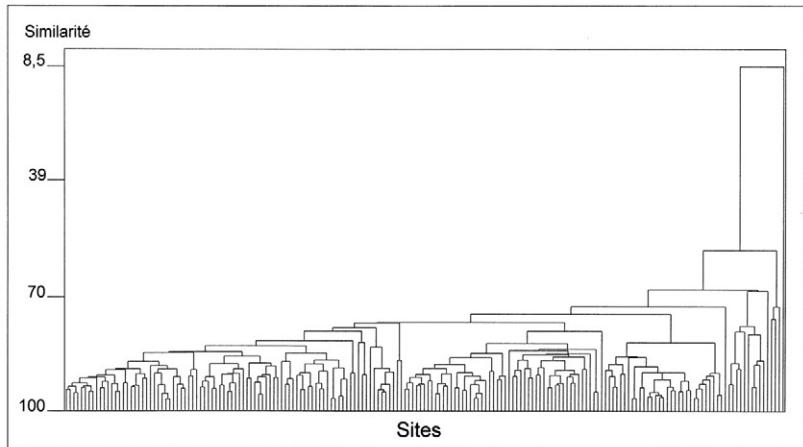


Figure 7 : Dendrogramme d'une CAH des 187 sites à partir des scores des trois premiers facteurs de l'ACM.

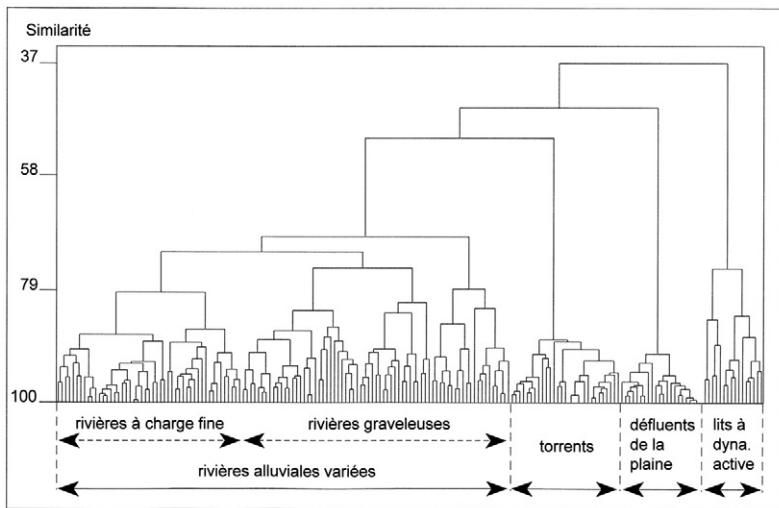


Figure 8 : Représentation 3D des sites dans l'espace formé par les 3 premiers axes factoriels de l'ACM.

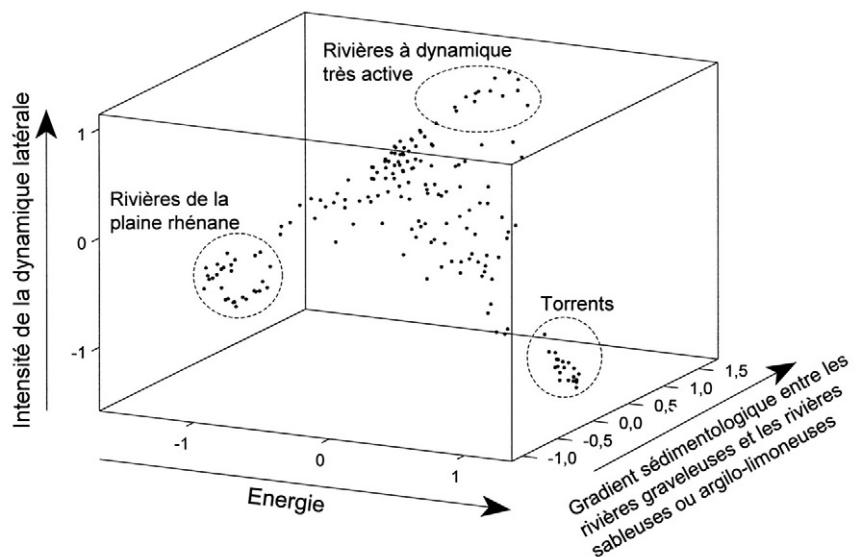


Figure 9 : Regroupements de cours d'eau apparaissant dans le premier plan factoriel de l'ACM.

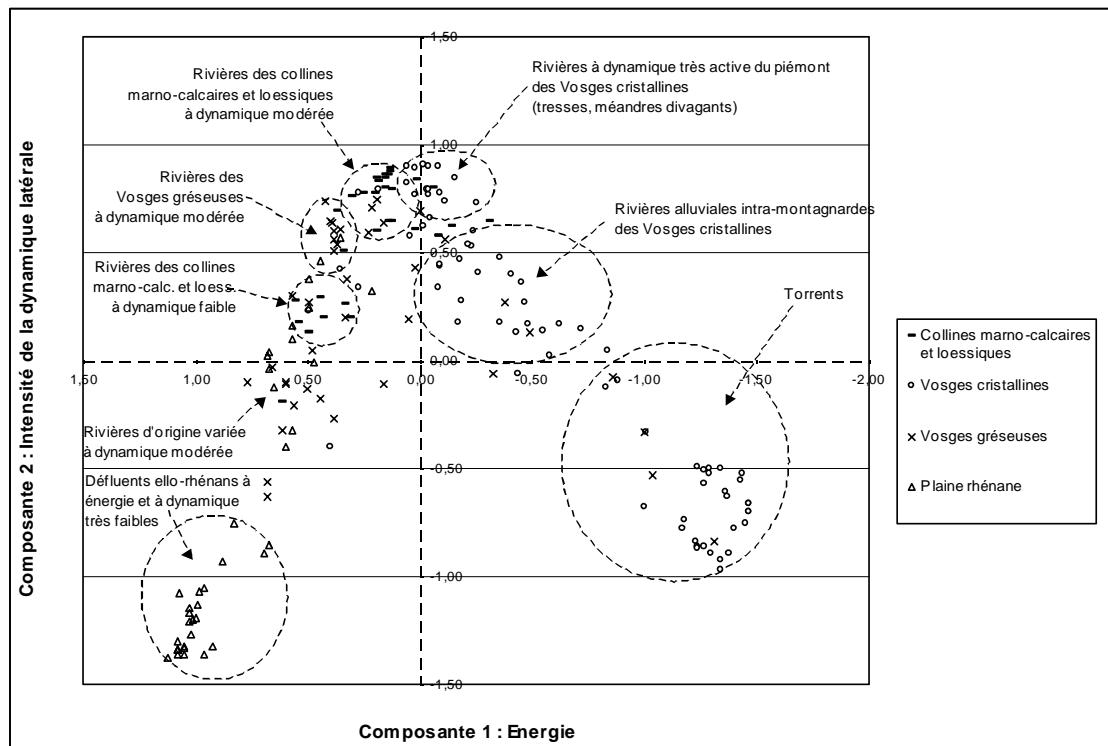
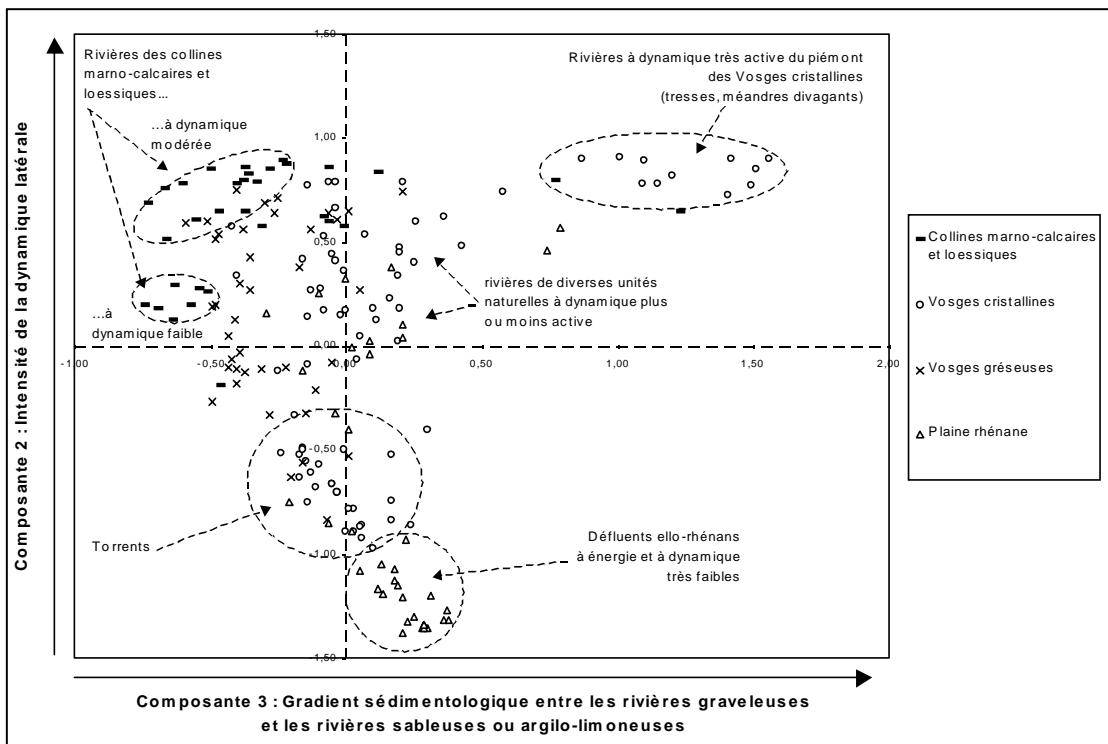


Figure 10 : Regroupements de cours d'eau apparaissant dans le deuxième plan factoriel de l'ACM.



4.1. L'approche statistique : une CAH

Le jeu de données de cette CAH contient les 71 sites des cours d'eau des Vosges cristallines. Compte tenu des caractères très variés de la morphodynamique des cours d'eau de cette unité naturelle, comme l'indiquent les résultats de la première régionalisation, nous avons limité le nombre de variables. Pour cela, nous avons évité les effets de redondance et écarté de l'analyse les variables les moins discriminantes. Ainsi, 7 variables quantitatives ont été retenues : le rapport d'encaissement, la puissance spécifique, la granulométrie du fond du lit (diamètre moyen), le tri des sédiments du fond du lit (coefficient de variation), un indice de mobilité pondéré, l'indice de mobilité par étude diachronique et le pourcentage d'unités morphodynamiques lotiques.

Le dendrogramme de la figure 11 fait tout d'abord apparaître une distinction très nette entre les torrents montagneux et les cours d'eau alluviaux des vallées ou du piémont des Vosges. Le site 23, également un torrent, est isolé en raison de ses valeurs exceptionnelles de pente (400 % !) et de puissance spécifique (7400 W.m⁻² !). Ces lits torrentiels peuvent inciser la roche mère (lit rocheux) ou être constitués de sédiments très grossiers et hétérométriques provenant de l'amont (à l'occasion d'événements hydrologiques plus ou moins rares ; Chin, 1998), des versants latéraux, ou de dépôts glaciaires hérités « lavés » et faiblement remaniés. Ces torrents présentent une variabilité relativement importante de certains paramètres puisque les coefficients de variation de la pente, de la puissance spécifique et du rapport d'encaissement sont élevés (tabl. 4).

Le dendrogramme individualise parmi les rivières alluviales (ou sub-alluviales, c'est-à-dire s'écoulant sur des formations fluvio-glaciaires ou en provenance des versants latéraux) trois sous-groupes :

- un sous-groupe de lits dont la puissance spécifique et la granulométrie sont élevées (moyennes respectives de 85 W.m⁻² et 313 mm) et dont la dynamique est cependant limitée. Ce sont des lits des vallées intra-montagnardes des Vosges cristallines pour lesquels la pente est élevée (moyenne de 12 %). La faiblesse de la dynamique latérale, s'explique par l'efficacité de la stabilisation des berges par la ripisylve car ces chenaux sont de taille relativement modeste, ainsi que par une granulométrie importante des sédiments du fond des chenaux et des berges. Ces sédiments grossiers sont des dépôts fluvio-glaciaires ou proviennent des versants dans les zones de rétrécissement du fond de vallée ;
- un sous-groupe de lits à dynamique très active, généralement en situation de piémont des Vosges cristallines, sur les cônes de déjection quaternaires. Ces lits présentent une pente moyenne de 6.3 %. Comme les débits qui y transistent sont plus élevés que pour le sous-groupe précédent, la puissance spécifique reste élevée (moyenne de 55 W.m⁻²). Par ailleurs, les sédiments déstocqués par les reprises de la plaine alluviale sont facilement mobilisés car leur taille ne dépasse généralement pas la compétence. Il en découle une dynamique latérale très active ;
- un sous-groupe de lits à dynamique moyenne, qui contient le plus souvent, comme le sous-groupe des lits à dynamique limitée, des sites de rivières des vallées intra-montagnardes. Cependant, contrairement à ce dernier, les pentes sont nettement plus faibles (moyenne de 6.6 %), les fond de vallée sont élargis (rapport d'encaissement moyen de 63.8) et sont constitués de matériel meuble facilement mobilisable. Comme les débits sont ici plus faibles que pour le sous-groupe précédent car les sites sont généralement situés plus en

amont, la puissance spécifique est également inférieure (moyenne : 37 W.m⁻²) à celle du sous-groupe précédent. Il en découle une dynamique latérale d'intensité moyenne.

Figure 11 : Dendrogramme de la CAH des 71 sites localisés sur les rivières des Vosges cristallines.

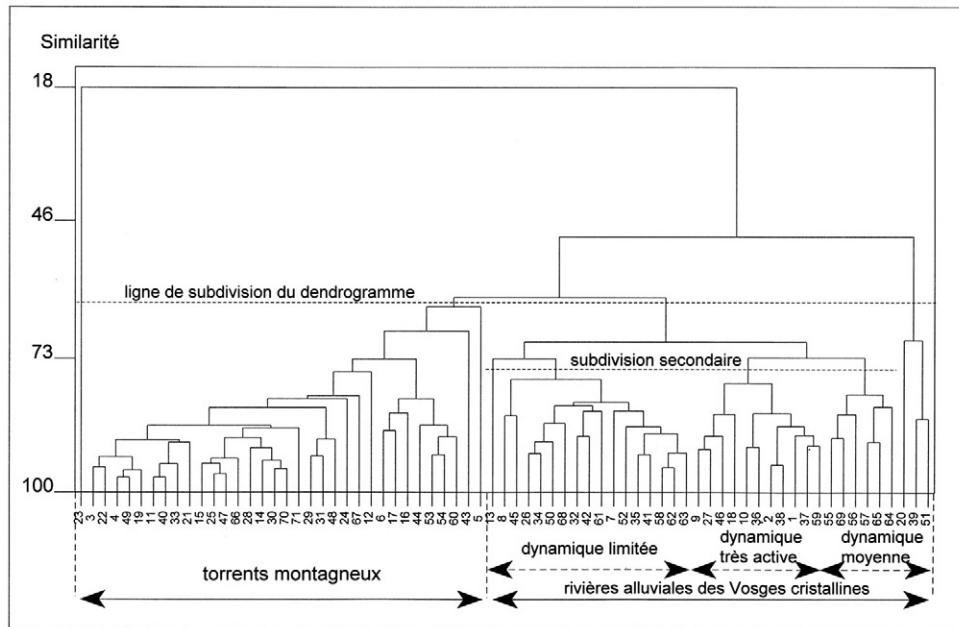


Tableau 4 : Valeurs moyennes, minima, maxima et coefficients de variation des variables des 4 ensembles (groupe et sous-groupes) de cours d'eau des Vosges cristallines.

	Rapport d'encaissement	Puiss. spécifique (W.m ⁻²)	Granulométrie (mm)	% unités morphodynamiques lotiques (%)	% de bancs (%)	Indice de mobilité pondéré	Indice mobilité par étude diachronique de cartes
Ens. 1	4.4 [1.39 1.8]	784 [69-7408 1.8]	332 [75-600 0.4]	62 [37-89 0.2]	3 [0-27 2.6]	7 [0-45 1.5]	1.0 [1-2]
Ens. 2	23.2 [4.44 0.5]	92 [7-207 0.7]	141 [46-362 0.5]	63 [45-100 0.3]	14 [0-32 0.7]	30 [2-65 0.5]	1.4 [1-2]
Ens. 3	20.5 [0.6-68 0.9]	48 [1-152 0.8]	73 [18-125 0.4]	40 [21-60 0.3]	40 [4-80 0.5]	73 [19-130 0.4]	3.4 [1-4]
Ens. 4	58.6 [16-122 0.7]	42 [3-173 1.3]	44.4 [16-82 0.5]	34 [17-49 0.3]	15 [5-54 1.1]	30 [8-85 0.8]	2.4 [1-3]

Moyenne [minimum-maximum coefficient de variation]. Les variables prises en compte dans la CAH sont indiquées en gras.
Ens. 1 : torrents montagneux.

Ens. 2 : rivières alluviales à énergie élevée et dynamique limitée.

Ens. 3 : rivières alluviales à dynamique très active.

Ens. 4 : rivières alluviales à dynamique modérée.

Ces résultats confirment que les « torrents montagneux » et les « lits à dynamique latérale très active » doivent être groupés dans des classes distinctes, comme l'ont montré les analyses statistiques « globales » présentées plus haut. Par contre, cette CAH met en lumière que les rivières alluviales intra-montagnardes des Vosges cristallines doivent être regroupées en 2 ensembles fonctionnels distincts : un groupe de « rivières alluviales à dynamique modérée » et un groupe de « rivières alluviales à énergie élevée et dynamique limitée », dont le fonctionnement est notamment lié à des héritages géomorphologiques quaternaires (formations fluvio-glaciaires de fond de vallée à granulométrie grossière).

La mise en œuvre de CAH analogues à celle que nous venons de présenter sur les sites des trois autres unités naturelles, et à partir des sous-ensembles de variables les

plus discriminantes dans chaque cas, a permis de classer les 187 sites (Schmitt, 2001a). A ce stade de l'étude, il restait encore à étendre la classification obtenue sur des tronçons homogènes de cours d'eau. Cette étape est illustrée ci-après.

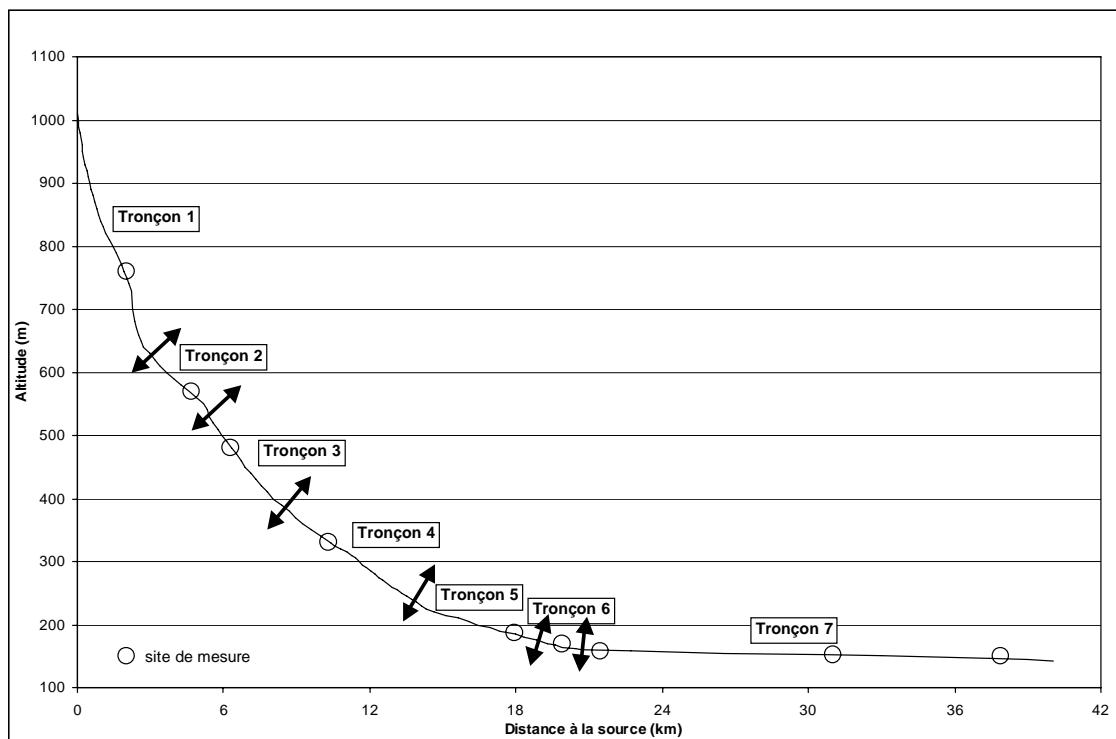
4.2. Sectorisation d'une rivières des Vosges cristallines : l'Andlau

Après avoir classé les sites de mesure, nous avons cherché à étendre cette classification sur des tronçons homogènes de rivières. Cette phase du travail devait nécessairement reposer sur une méthode de sectorisation de cours d'eau. Or, les analyses statistiques « globales » effectuées plus avant ont souligné le poids du type d'unité naturelle drainée, de l'énergie (donc de la pente) et de la contrainte exercée par le fond de vallée, dans la dynamique hydro-géomorphologique des cours d'eau. Nous avons donc choisi de sectoriser les cours d'eau à partir de ces trois variables. Ces dernières présentent par ailleurs l'avantage d'être facilement accessibles à partir des cartes topographiques. Les critères de sectorisation sont ainsi les suivants :

- les variations de pente du corridor fluvial (profil en long du corridor fluvial) ;
- l'évolution longitudinale de la morphologie du fond de vallée ;
- la succession d'unités naturelles parcourues pas le cours d'eau.

Certains cours d'eau aujourd'hui très anthroposés, en particulier ceux du type des « rivières alluviales à dynamique très active », ont été sectorisés en consultant également des cartes anciennes pour connaître leur style fluvial avant leur aménagement. Chaque tronçon homogène a été classé dans l'un des types grâce au classement des sites de mesure, comme l'illustre l'exemple de la sectorisation de l'Andlau (fig. 12).

Figure 12 : Sectorisation de l'Andlau fondée sur les variations de pente du corridor fluvial, l'évolution longitudinale de la morphologie du fond de vallée et la succession d'unités naturelles parcourues pas le cours d'eau.



CONCLUSION

Cet article présente les principales étapes d'une étude portant sur l'élaboration d'une typologie hydro-géomorphologique fonctionnelle des rivières de la partie alsacienne du bassin du Rhin (Schmitt, 2001a). Des analyses statistiques relatives à tous les sites n'ont permis de discriminer que 7 groupes de cours d'eau. De fait, l'élaboration de la typologie définitive, plus détaillée, repose sur des analyses statistiques ciblées, d'une part sur des sous-ensembles de sites relatifs aux quatre unités naturelles d'Alsace, d'autre part sur les sous-ensembles de variables les plus discriminantes. Cette étape a été illustrée à partir des rivières des Vosges cristallines. Contrairement aux conclusions de Mosley (1981, 1987), la pertinence de l'approche statistique pour classer des cours d'eau a été ainsi démontrée. La typologie d'ordre statistique a ensuite été étendue sur les linéaires hydrographiques à partir : ① de la succession d'ensembles naturels parcourus par le cours d'eau, ② des variations de pente du corridor fluvial et ③ de l'évolution longitudinale de la morphologie du fond de vallée.

Diverses analyses convergent vers une hiérarchie cohérente des variables hydro-géomorphologiques. Dans un ordre d'importance décroissant, cette hiérarchie est la suivante : ① le type d'ensemble naturel drainé, ② l'énergie, ③ la morphologie du fond de vallée, ④ la dynamique latérale des lits, ⑤ la sinuosité et ⑥ le rapport largeur/profondeur du lit mineur. Cette hiérarchie rejoint pour partie celle des variables du système fluvial (Schumm et Lichy, 1965 ; Schumm, 1977).

Sur un plan opérationnel, nos résultats ont permis d'expertiser (Schmitt, 2001b) la typologie opérationnelle de l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse (Heidmann, et al., 1998), celle-ci étant utilisée dans ce bassin (Demortier et al., 1996) pour évaluer la qualité du milieu physique des rivières (Agences de l'Eau, 1999). Par ailleurs, la typologie finale, intégrée dans le SIG ArcView et assortie de nombreuses données, a été mise à la disposition des gestionnaires. Ceci constitue un outil novateur et particulièrement utile pour l'application de la Directive Cadre Européenne sur l'Eau.

Remerciements

Les auteurs remercient le Conseil Régional d'Alsace et l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse (convention d'étude 97/913/10/524) d'avoir soutenu financièrement ce travail. Les remarques du correcteur ont permis d'améliorer sensiblement le manuscrit.

Littérature citée

- Agences de l'Eau, 1999, Les outils d'évaluation de la qualité des cours d'eau (S.E.Q.). Principes généraux, *Les études des Agences de l'Eau* N°72, 11 p.
- ANDRIAMAHEFA H. et MALAVOI J.R., 1993, Eléments pour une typologie morphologique des cours d'eau du bassin de la Loire. Rapport d'étape, *Ministère de l'environnement, CEMAGREF, Groupe de Lyon, Division Biologie des Ecosystèmes Aquatiques, Laboratoire d'Hydroécologie Quantitative, Epteau*, 48 p. + ann.
- BAGNOLD R.A., 1966, An approach to the sediment transport problem from general physics, *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 422 I, 37 p.
- BERNOT V., CALLAND V., BRAVARD J.P. et FOUSSADIER R., 1996, La sectorisation longitudinale du Vidourle (Gard-Hérault) : une méthode appliquée à la gestion environnementale de l'espace fluvial méditerranéen, *Revue de Géographie de Lyon*, 4, p. 323-339.
- BERNOT V. et CREUZE DES CHATELLIERS D., 1998, Etude de l'adaptation de la méthode de sectorisation mise au point sur le Vidourle à d'autres cours d'eau du bassin Rhône-Méditerranée-Corse, *Rapport final à l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, A.R.A.L.E.P.B.P.*, 63 p. + ann.
- BRAVARD J.P. et PETIT F., 1997, Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial, *Armand Colin*, 222 p.

- BRIERLEY G.J. et FRYIRS K., 2000, River styles, a geomorphic approach to catchment characterization : implications for river rehabilitation in Bega catchment, New South Wales, Australia, *Environmental Management*, 25, 6, p. 661-679.
- BRUSSOCK P.P., BROWN A.V. et DIXON J.C., 1985, Channel form and stream ecosystem models, *Water Resources Bulletin*, 21, 5, p. 859-866.
- BULL W.B., 1979, Threshold of critical power in streams, *Geological Society of America Bulletin*, 90, 1, p. 453-464.
- CHIN A., 1998, On the stability of step-pool mountain streams, *The Journal of Geology*, 106, p. 59-69.
- CLOOTS-HIRSCH A.R. et MAIRE G., 1980, Recherches méthodologiques sur le réseau hydrographique de la Gartempe. Etudes préalables aux aménagements de rivières. Sectorisation et hiérarchisation d'objectifs, *Ministère de l'Agriculture, ULP Strasbourg, Centre de Géographie Appliquée, LA 95 CNRS*, 75 p. + 8 cartes.
- COHEN P., ANDRIAMAHEFA H. et WASSON J.G., 1998, Towards a regionalization of aquatic habitat : distribution of mesohabitats at the scale of a large basin, *Regulated Rivers : Research and Management*, 14, p. 391-404.
- COLLIER K.J., 1992, Assessing river stability : use of the Pfankuch method, *Head Office, Department of Conservation, Science and Research Internal Report N° 131*, 17 p.
- CORBONNOIS J. et ZUMSTEIN J.F., 1994, Proposition de typologie des cours d'eau. Application au réseau hydrographique du Nord-Est de la France (bassin de la Moselle), *Revue de Géographie Alpine*, 2, p. 15-24.
- CUPP C.E., 1989, Identifying spatial variability of stream characteristics through classification, *MS Thesis, University of Washington, Seattle*, 92 p.
- DEMORTIER G., GOETGHEBEUR P. et AQUASCOP, 1996, Outil d'évaluation de la qualité du milieu physique des cours d'eau - Synthèse, *Agence de l'Eau Rhin-Meuse, AQUASCOP*, 78 p.
- DOWNS P.W., 1995, River channel classification for channel management purposes, In. GURNELL A. et PETTS G. (Eds), *Changing river channels, John Wiley et Sons Ltd*, p. 347-365.
- FERGUSON R., 1981, Channel form and channel changes, In. LEWIN J., *British Rivers, George Allen et Unwin*, p. 90-125.
- FRISSELL C.A., LISS W.J., WARREN C.E. et HURLEY M.D., 1986, A hierarchical framework for stream habitat classification : viewing streams in a watershed context, *Environmental Management*, 10, 2, p. 199-214.
- GURNELL A.M., ANGOLD P. et GREGORY K.J., 1994, Classification of river corridors : issues to be addressed in developing an operational methodology, *Aquatic conservation : Marine and freshwater ecosystems*, 4, p. 219-231.
- HEIDMANN F., SCHIRMER R. et PICHON F., 1998, Typologie des cours d'eau du bassin Rhin-Meuse. Compléments et consolidation, *Atelier d'Ecologie Rurale et Urbaine, Agence de l'Eau Rhin-Meuse*, 62 p.
- HERITAGE G.L., VAN NIEKERK A.W. et MOON B.P., 1997, A comprehensive hierarchical river classification system, *Geoökoplus*, 4, p. 75-84.
- KONDOLF G.M., 1995, Cases studies and reviews. Geomorphological stream channel classification in aquatic habitat restoration : uses and limitations, *Aquatic Conservation : Marine and Freshwater Ecosystems*, 5, p. 127-141.
- KONDOLF G.M., MONTGOMERY D.R., PIÉGAY H. & SCHMITT L., 2003, Geomorphic classification of rivers and streams. In. KONDOLF G.M. & PIEGAY H. (Eds), *Tools in fluvial geomorphology. John Wiley & Sons*, p. 169-202.
- LOTSPEICH F.B., 1980, Watersheds as the basic ecosystem : this conceptual framework provides a basis for a natural classification system, *Water Resources Bulletin*, 16, 4, p. 581-586.
- MILLER J.R. et RITTER J.B., 1996, Discussion. An examination of the Rosgen classification of natural rivers, *Catena*, 27, p. 295-299.
- MONTGOMERY D.R. et BUFFINGTON J.M., 1998, Channel processes, classification, and response, In. NAIMAN R.J. et BILBY R.E. (Eds), *River ecology and management. Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion, Springer*, p. 13-42.
- MOSLEY M.P., 1981, Semi-determinate hydraulic geometry of river channels, South Island, New Zealand, *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, p. 127-137.
- MOSLEY M.P., 1987, The classification and characterization of rivers, In. RICHARDS K. (Ed.), *River channels, environment and process, Basil Blackwell*, p. 295-320.

- NAIMAN R.J., LONZARICH D.G., BEECHIE T.J. et RALPH S.C., 1992, General principles of classification and the assessment of conservation potential rivers , *In. BOON P.J., CALOW P. et PETTS G.E. (Eds), River Conservation and Management, John Wiley et Sons*, p. 93-123.
- NAIMAN R.J., 1998, Biotic stream classification, *In. NAIMAN R.J. et BILBY R.E. (Eds), River ecology and management. Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion, Springer*, p. 97-119.
- NANSON G.C. et CROKE J.C., 1992, A genetic classification of floodplains, *Geomorphology*, 4, p. 459-486.
- NEWSON M.D., CLARK M.J., SEAR D.A. et BROOKES A., 1998, The geomorphological basis for classifying rivers, *Aquatic Conservation : Marine and Freshwater Ecosystems*, 8, p. 415-430.
- OTTO A., 1991, Grundlagen einer morphologischen Typologie des Bäche, *Institut für Wasserbau und Kulturtechnik, Universität Fridericiana zu Karlsruhe, Mitteilungen Heft 180, Beiträge zur naturnahen Umgestaltung von Fließgewässern*, p. 1-94.
- ROSGEN D.L., 1994, A classification of natural rivers, *Catena*, 22, 3, p. 169-199.
- ROSGEN D.L., 1996, Applied river morphology, *Wildland Hydrology, Colorado*, 390 p.
- SCHMITT L., 1996, Approche bibliographique pour une typologie hydro-géomorphologique des cours d'eau, *Mémoire de DEA, UFR de Géographie de Strasbourg, ULP I, CEREG URA 95 CNRS*, 108 p.
- SCHMITT L., 2001a, Typologie hydro-géomorphologique fonctionnelle de cours d'eau. Recherche méthodologique appliquée aux systèmes fluviaux d'Alsace. *Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg I, Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Géographiques Fré 2399 ULP-CNRS, Faculté de Géographie et d'Aménagement*, 217 p. + ann.
- SCHMITT L., 2001b, Etude de la typologie des cours d'eau alsaciens : expertise scientifique et consolidation des acquis. Rapport final. *ULP, Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Géographiques, Agence de l'Eau Rhin-Meuse*, 166 p. + ann.
- SCHMITT L., MAIRE G. et HUMBERT J., 2001, La puissance fluviale : définition, intérêt et limites pour une typologie hydro-géomorphologique de rivières, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 45, 2, p. 201-224.
- SCHUMM S.A., 1977, The fluvial system, *John Wiley et Sons*, 338 p.
- SCHUMM S.A. et LICHTY R.W., 1965, Time, space and causality in geomorphology, *American Journal of Science*, 263, p. 110-119.
- TABACCHI E., 1996, Identification des écorégions hydrologiquement homogènes du territoire national. Dernière phase : délimitation multicritères des écorégions Vol. II, *Etude Inter-Agences, Agence de l'Eau Rhin-Meuse, Centre d'Ecologie des Systèmes Fluviaux du CNRS*, 40 p.
- THORNE C.R., 1997, Channel types and morphological classification, *In. THORNE C.R., HEY R.D. et NEWSON M.D. (Eds), Applied fluvial geomorphology for river engineering and management, John Wiley et Sons*, p. 175-222.
- Union européenne, La Parlement européen, Le Conseil, 2000, Directive 2000. Conseil du Parlement européen et du Conseil établissant un cadre pour une politique communautaire dans le domaine de l'eau, *Projet commun approuvé par le comité de conciliation prévu à l'article 251, paragraphe 4, du traité CE*.
- VAN DEN BERG J.H., 1995, Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers, *Geomorphology*, 12, p. 259-279.
- WASSON J.G., 1989, Eléments pour une typologie fonctionnelle des eaux courantes : 1. revue critique de quelques approches existantes, *Bulletin d'Ecologie*, 20, 2, p. 109-127.
- WASSON J.G., 1996, Structures régionales du Bassin de la Loire, *La Houille blanche*, 6/7, p. 25-31.

Adresse des auteurs

- Dr Laurent SCHMITT : Faculté de Géographie, Histoire, Histoire de l'Art, Tourisme, Université Lumière Lyon2, UMR 5600 CNRS, 5 avenue Pierre Mendès-France 69676 Bron cedex France
(laurent.schmitt@univ-lyon2.fr)
- Dr Gérard MAIRE : Faculté de Géographie et d'Aménagement, ULP Strasbourg 1, 3 rue de l'Argonne, 67083 Strasbourg cedex France
- Dr Photis NOBELIS : Institut de Recherche en Mathématique Avancée, UMR 7501, ULP Strasbourg 1, 7 rue René Descartes 67084 Strasbourg cedex France

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

*Turbulenzen in der
Geomorphologie*



Sohlenmorphologie in Flussaufweitungen

Christian Marti, Gian Reto Bezzola

Zusammenfassung

Heute besteht im Zusammenhang mit den Anforderungen an einen nachhaltigen Hochwasserschutz die Tendenz, den Fließgewässern wieder einen Teil ihres früheren Raumes zurückzugeben. Vermehrt müssen daher Fragen zum Verhalten von breiten Flüssen, insbesondere auch ihrer Hochwassersicherheit beantwortet werden. Herkömmliche Fließgesetze und Geschiebetransportformeln liefern zur Beurteilung verbreiterter Gerinne meist ungenügende Resultate, weil diese auf eindimensionalen Modellversuchen basieren, die Verhältnisse in breiten Flüssen aber stark von dreidimensionalen Effekten geprägt sind. Deshalb wird zur Zeit an der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH-Zürich eine Studie mit dem Titel "morphological dynamics in braided rivers" bearbeitet. Das Konzept dieses Forschungsprojektes wird in diesem Artikel kurz vorgestellt. Anschliessend wird als Teilresultat aus dieser Arbeit speziell auf die Prozesse bei einer Reihe von kleineren und mittleren Hochwasserereignissen mit wenig Geschiebeeintrag eingegangen. Häufig entsteht dabei aus einer ursprünglich verzweigten Struktur ein Einzelgerinne. Erste Auswertungen zeigen eine Möglichkeit die resultierende Endbreite dieses Gerinnes abzuschätzen. Aus den Versuchen lässt sich auch schliessen, dass in einem aufgeweiteten Abschnitt eine verzweigte Morphologie, wie sie aus ökologischen Überlegungen oft angestrebt wird, nur bei einer genügenden Geschiebezufluss zu erzielen ist. Häufig ist es deshalb notwendig, dass flussaufwärts die Geschiebezufluss aus den Seitenbächen verbessert und auch Seitenerosion zugelassen bzw. aktiv gefördert wird.

Abstract

In context of sustainable flood protection, nowadays efforts are made to give the rivers at least parts of their former space back again. The aim of these mea-

sures is to improve flood protection and at the same time to eliminate some ecological deficits. Thus, the behaviour and particularly the safety against flooding of wider river sections have to be investigated more frequently. Conventional approaches for the discharge and bed load transport capacity often cause inadequate results, because they are mostly derived from one-dimensional experiments. Therefore, a research project with the title "morphological dynamics in braided rivers" is currently carried out at the Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW) of the Swiss Federal Institute of Technology (ETH) in Zurich. In this article the experimental concept of this study is described briefly. The experimentally investigated scenarios allow for a better understanding and apprehension of observations in nature. As first evaluations show, the bed load input into the observed river section exerts at least a similar influence on the morphology, as the discharge regime. To obtain a braided morphology in such a re-widened section, as often desired due to ecological reasons, sufficient bed load supply is required. Therefore, it is frequently necessary to increase bed load input from upstream side brooks and also to allow or even promote actively lateral erosion.

Gravel-bed braided rivers, river widening, equilibrium width, flume study

1. Einführung

In den vergangenen 200 Jahren wurden im Alpenraum die meisten Flüsse korrigiert und begradigt. Diese Flusskorrekturen brachten viele Vorteile, wie zum Beispiel das Verschwinden des Sumpffiebers und beträchtliche Kulturlandgewinne.

In den letzten Jahrzehnten sind aber auch einige Probleme dieser Korrekturmassnahmen augenfällig geworden. So ist auf den begradigten Flussabschnitten die Geschiebetransportkapazität stark gestiegen. Durch Aufforstung, Verbauung der Seitenbäche und Baggerungen zur Kiesgewinnung ist gleichzeitig der Geschiebeeintrag stetig zurückgegangen. Zur Kompensation des resultierenden Geschiebedefizits erodierte der Fluss Material aus der Sohle, was zu einer starken Eintiefung des Flussbettes führte. Mancherorts wurde in der Folge die Ufersicherung unterspült und gleichzeitig sank auch das Niveau des Grundwasserspiegels stark ab.

Im Weiteren entstanden durch die Flusskorrekturen monotone Flusslandschaften mit geringer Variabilität der Sohlen- und Fließstrukturen, was zu einer Verarmung der Flussökosysteme führte. Auch haben die jüngsten Hochwasserereignisse gezeigt, dass die konventionellen flussbaulichen Massnahmen an Grenzen stossen. So entstehen häufig immense Schäden, wenn die dimensio-

nierte Abflusskapazität eines kanalisierten Flusses überschritten wird und die Seitendämme überflutet werden oder gar brechen.

Um die aufgezählten Nachteile zu beheben sind heute im Flussbau differenziertere Konzepte nötig. Gefragt sind naturbezogene Lösungen, welche auf der einen Seite den nötigen Hochwasserschutz garantieren auf der anderen Seite aber den negativen Einfluss auf das Ökosystem minimieren. Für die meisten Flussbaumassnahmen in der Schweiz gilt daher der Grundsatz: "Raum den Fließgewässern!" (BWG 2000). Den Flüssen soll wo möglich wieder mehr Raum zugestanden werden, damit diese ihre natürliche Morphologie wieder zu rückerlangen können. Dies kann z. B. mit einer lokalen Flussaufweitung erreicht werden (Abb.1).

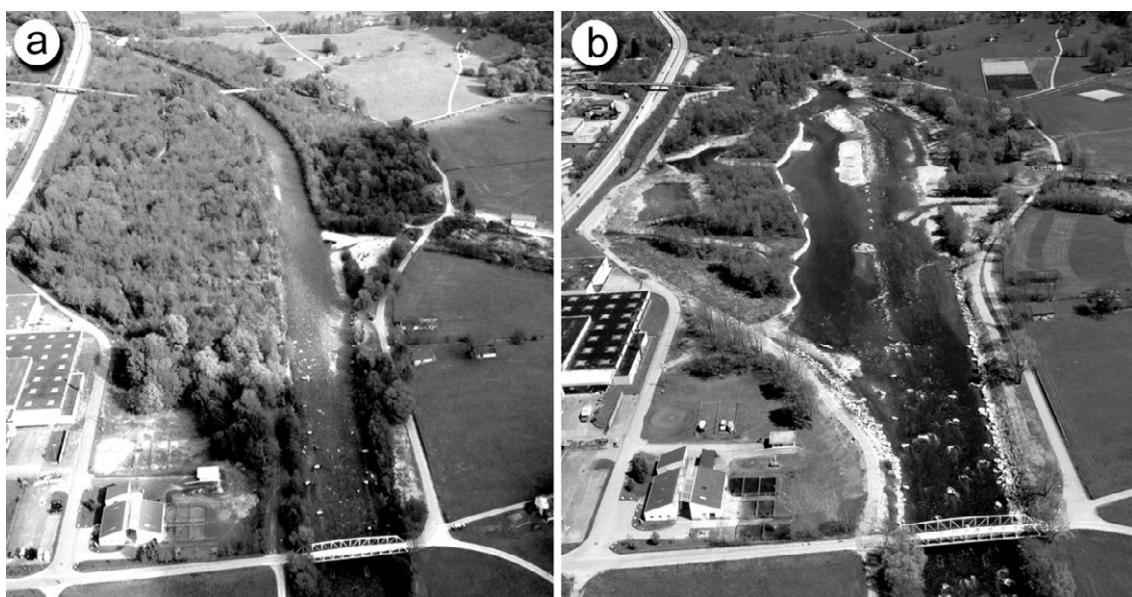


Abb. 1 : Beispiel einer Flussaufweitung an der Moesa bei Grono. a) Kanalisierte Fluss im Jahre 1998 b) Situation nach der Verbreiterung im Jahr 2001.
(Fotos: Tiefbauamt Kanton Graubünden)

Mit der Verbreiterung stellen sich aber komplexere Strömungen ein, welche - in Abhängigkeit vom Geschiebeaufkommen - die Flussohle immer wieder dynamisch umgestalten können. Von besonderem Interesse sind dabei langfristige Sohlenveränderungen, welche bei einer stetigen Tendenz zu Auflandung oder Erosion die angestrebte Verbesserung der Hochwassersicherheit wieder in Frage stellen. Um solche langfristigen Sohlenveränderungen prognostizieren zu können, muss die Geschiebetransportkapazität eines verbreiterten Flussabschnittes ermittelt werden. Herkömmliche Abfluss- und Geschiebetransportformeln sind aber für Kanalsituationen entwickelt worden und liefern für grosse Flussbettbreiten meist ungenügende Resultate.

In diesem Artikel werden neuere Ansätze aus der Literatur, welche unter konstanten Randbedingungen eine Abschätzung der Morphologie und der Sohlenveränderungen in verbreiterten Flussabschnitten erlauben, kurz vorgestellt. Anschliessend wird das Konzept des laufenden VAW-Forschungsprojektes "morphological dynamics of braided rivers" erläutert. Als Teilresultat aus dieser Forschungsarbeit, wird schliesslich speziell auf die Eintiefungsprozesse einzelner Abflussarme als Folge einer Reihe von kleineren und mittleren Hochwasserereignissen mit wenig Geschiebeeintrag eingegangen. Durch den Verbau der Seitenbäche, zum Beispiel durch Sperrentreppen, Geschiebesammler oder Talsperren, wurde nämlich im letzten Jahrhundert der natürliche Geschiebeintrag in unsere Haupttalflüsse stark reduziert.

2. Bekannte Ansätze zur Abschätzung der Morphologie und Sohlenentwicklung

Erste Anhaltspunkte für die Frage unter welchen Bedingungen sich in einer Flussaufweitung eine verzweigte Morphologie entwickelt, lassen sich aus sogenannten Übergangskriterien für den Wechsel von mäandrierender - zu verzweigter Morphologie ableiten. Eine Zusammenstellung solcher Übergangskriterien, ist in Bridge (1993) zu finden. Auch Jäggi (1983) präsentiert in seiner Dissertation ein Diagramm, mit welchem eine gute Abschätzung möglich ist. Zur Unterteilung zwischen geraden Gerinnen mit ebener Sohle und Gerinnen mit alternierenden Bänken hergeleitet, erlaubt der Ansatz nach Jäggi auch eine Abgrenzung von verzweigten Gerinnen. Hier näher vorgestellt wird aber das Diagramm von da Silva (1991) (Abb. 2).

Als relevante Parameter gibt sie die relative Flussbettbreite $Y = B_F/h$ und die mittlere relative Abflusstiefe $Z = h/d_m$ an, wobei B_F für die Flussbettbreite (bank-full width), h für die mittlere Abflusstiefe und d_m für den charakteristischen Korn-durchmesser des Sohlenmaterials stehen. Die mittlere Abflusstiefe sollte dabei für den massgebenden, bettbildenden Abfluss bestimmt werden und ist natürlich auch vom Gefälle und vom Sohlenmaterial des betrachteten Flussabschnittes abhängig. Als massgebender bettbildender Abfluss gelten in der Regel mittlere Hochwasser mit einer Wiederkehrperiode von etwa 2 bis 5 Jahren. Wie in Abbildung 2 veranschaulicht, entwickeln sich bei kleinen Flussbettbreiten (Verhältnis B_F/h klein) - abhängig vom Sohlenmaterial - entweder gerade oder mäandrierende Gerinne. So liegt beispielsweise der Ticino in der Magadinoebene (grobkiesige Sohle, h/d_m klein) demnach im Bereich der geraden und die im sandigen Kies verlaufende Reuss (h/d_m gross) unterhalb von Bremgarten im Bereich der mäandrierenden Gerinne. Bei etwas grösserer Flussbettbreite stellen sich alternierende Bänke ein, wie man sie im Rhein bei Buchs beobachten

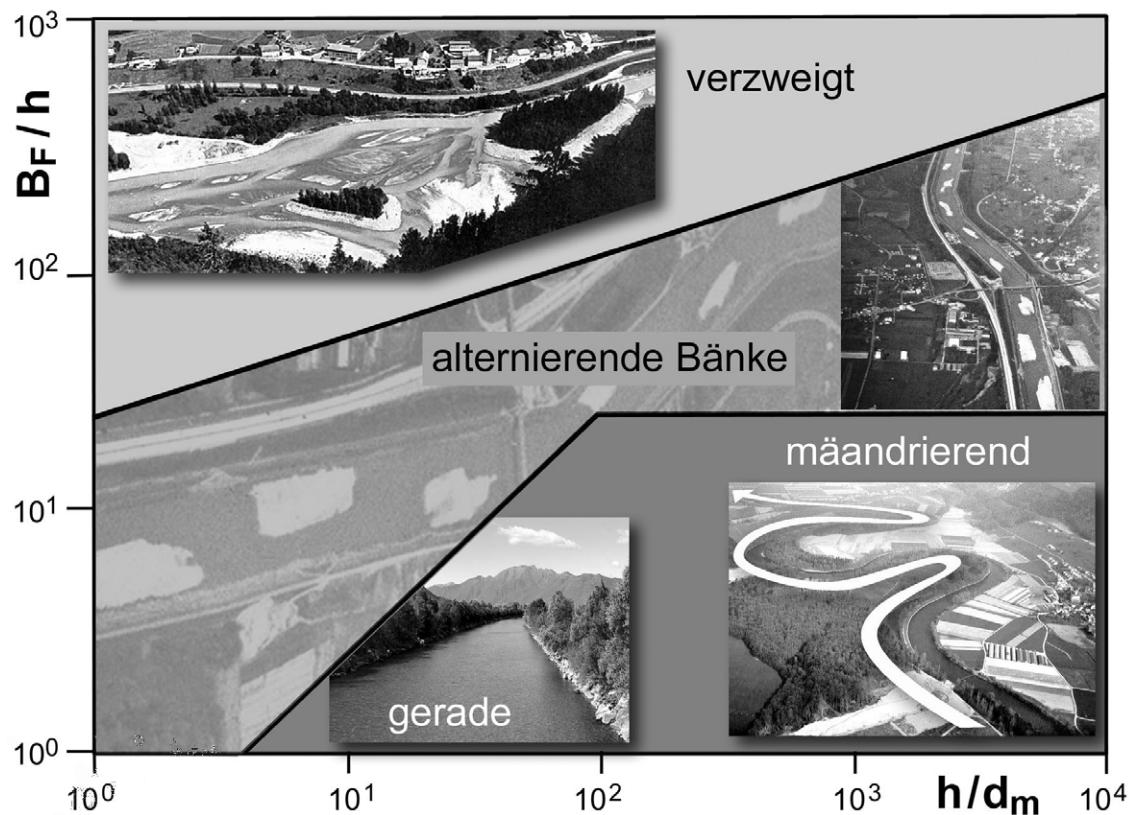


Abb. 2: Abgrenzungskriterien nach da Silva (1991). In Abhängigkeit der relativen Flussbettbreite $Y = B_F/h$ und der mittleren relativen Abflusstiefe $Z = h/d_m$, kann die zu erwartende Sohlenmorphologie bestimmt werden.

kann. Eine verzweigte Gerinnestruktur, die aus ökologischen Überlegungen erwünscht und deshalb bei Aufweitungsprojekten häufig angestrebt wird, stellt sich erst bei noch grösserem Verhältnis B_F/h ein. Als Beispiel ist der Inn bei Strada gezeigt, wo dank der Schliessung eines Kieswerkes dem Fluss die nötige Breite wieder zur Verfügung gestellt werden konnte. Möchte man dem Ticino in der Magadinoebene seine ursprüngliche verzweigte Struktur wieder zurückgeben, müsste man den heute ca. 50 m breiten Kanal auf mehr als 150 m Breite aufweiten.

Ist die Flussbettbreite nicht durch Geländestrukturen oder Seitendämme vorgegeben, wird sich der Fluss durch seitliche Erosion bis zu einer maximalen Breite - der sogenannten Gleichgewichtsbreite - aufweiten. Diese resultierende Gleichgewichtsbreite kann, wieder auf der Basis des bettbildenden Abflusses, zum Beispiel mit einem Ansatz von Parker (1979) oder von Ikeda et al. (1988) abgeschätzt werden.

In einem verbreiterten Flussabschnitt ist bei gleicher Abflussmenge und gleichem Sohlgefälle die Geschiebetransportkapazität im Vergleich zu einer Kanalstrecke kleiner. Überschüssiges Geschiebe wird sich daher in einer Flussauf-

weitung ablagern und kann zu einer Sohlauflandung führen. Das Ausmass der möglichen Sohlauflandung hat Hunzinger (1998) an der VAW untersucht. Sein Ansatz basiert auf den - für variable Flussbettbreiten entwickelten - Geschiebetriebformeln von Zarn (1997). Sowohl die Untersuchungen von Zarn als auch von Hunzinger wurden mit Hilfe von zahlreichen Modellversuchen in einer Laborrinne mit beweglichem Sohlenmaterial durchgeführt. Die Versuche deckten einen Gefällsbereich zwischen 0.35 % und 1.4 % ab. Sie wurden bezüglich Abfluss und Geschiebebeschickung hauptsächlich bei konstanten oder nur leicht variablen Randbedingungen durchgeführt, und die verwendete Sohlenmischung wies eine eher schmale Kornverteilung von 0.2 - 3.14 mm auf. Damit sind die Ansätze von Zarn und Hunzinger in erster Linie auf Mittellandflüsse anwendbar.

3. Forschungskonzept und verwendete Versuchsanlage

Mit der hier vorgestellten Forschungsarbeit werden auch die Verhältnisse bei stark variablen Abflüssen und Beschickungsraten, wie sie in der Natur bei alpinen Flüssen weit häufiger vorkommen, untersucht. In den Versuchen werden initiale Sohlengefälle berücksichtigt, welche verzweigten Abschnitten von vier verschiedenen Flüssen entsprechen (Rhone beim Pfynwald 1.5%, Melezza unterhalb Golino 1.85%, Gérine bei Tentlingen 2.2%, Brenno bei Castro 2.55%). Werden die Kornverteilungskurven der Sohlproben aus diesen vier Flüssen mit dem jeweiligen charakteristischen Korndurchmesser d_{84} (Korndurchmesser bei 84% Siebdurchgang) normiert dargestellt, liegen die Kurven nahe beisammen, so dass das Sohlenmaterial im Modell gut durch eine einzige Kiesmischung nachgebildet werden kann (Abb.3).

Mit der gewählten Kiesmischung liegt der Modellmassstab λ je nach Fluss zwischen 21 (Gérine) und 50 (Rhone). Die Modellmischung weist mit $d_{\min} = 0.2$ und $d_{\max} = 16.5$ mm eine breite Kornverteilung auf, was auch durch die hohe Standardabweichung $\sigma = (d_{84}/d_{16})^{0.5}$ von knapp 3.5 charakterisiert wird. Der mittlere Korndurchmesser d_m liegt bei 3.9 mm und d_{90} beträgt 9.1 mm.

In der ersten Phase eines Versuches wird jeweils, ausgehend von einer ebenen Sohle bei konstantem Abfluss und konstanter Geschiebezufluss, die Entwicklung einer verzweigten Sohlenstruktur beobachtet. Diese Versuchsphase dauert zwischen 150 und 300 Stunden. Angestrebt wird dabei ein Gleichgewichtszustand. Dieser ist dadurch charakterisiert, dass die aus der im Modell nachgebildeten Flussstrecke ausgetragene Geschiebemenge der Geschiebezufluss einspricht, das transportierte Material die gleiche Kornzusammensetzung aufweist, wie das Flussbett und die mittlere Sohlenlage stabil bleibt.

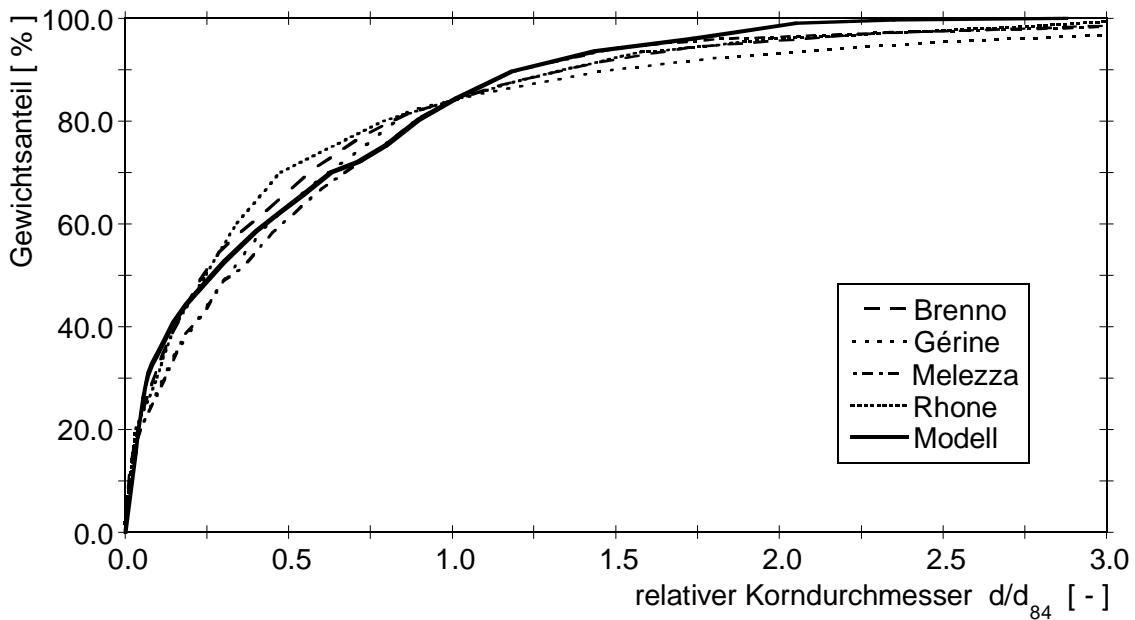


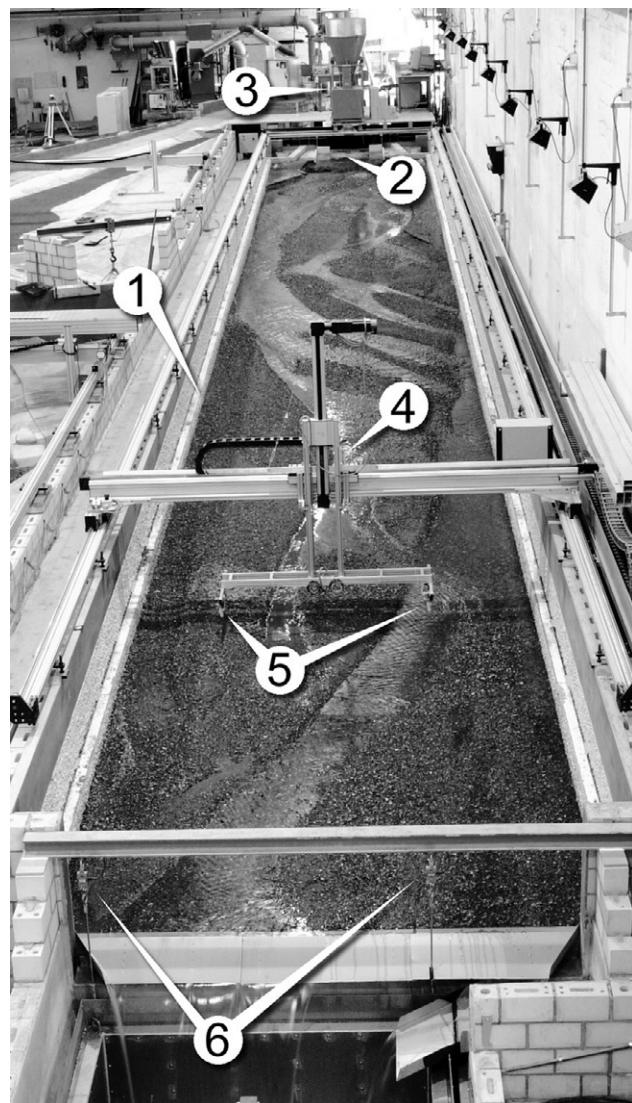
Abb. 3: Kornverteilungskurven des Sohlenmaterials in vier verschiedenen alpinen Flussabschnitten mit verzweigter Morphologie und der verwendeten Kiesmischung im Modell. Die Kornverteilungen sind mit dem charakteristischen Korndurchmesser d_{84} normiert dargestellt. Durch diese Normierung liegen die Kornverteilungen nahe beisammen, was zeigt, dass das Sohlenmaterial der vier Flüsse gut durch eine Modellmischung repräsentiert werden kann.

Anschliessend an die Gleichgewichtsphase werden 2 bis 3 Hochwasserabflüsse simuliert, welche übertragen auf die Natur eine Wiederkehrperiode zwischen 20 und 100 Jahren aufweisen. Zwischen den Abflussspitzen wird wieder die bettgebildende Abflussmenge aus der konstanten Phase, nun aber mit einer auf 1/5 reduzierten Geschiebezufluss eingestellt. Damit werden die angesprochenen Perioden mit geringem Geschiebeeintrag simuliert, wie sie heute für viele alpine Flüsse charakteristisch sind.

Die für die Untersuchung verwendete Rinne (Abb. 4) weist eine Länge von 28.5 m und eine Breite von 3.2 m auf. Die Flussbettbreite kann durch seitliche Begrenzungselemente variiert werden und mit Hilfe von beweglichen Ein- und Auslaufschwellen können Längsgefälle zwischen 1.4 % und 2.8 % realisiert werden. Die Simulation der Hochwasserereignisse inklusive variabler Geschiebezufluss wird durch ein Steuerprogramm ermöglicht. Am unteren Ende der Rinne wird das ausgetragene Sohlenmaterial in einem Korb aufgefangen und mittels Wägezellen laufend gewogen. Von der Decke aus kann ein 11 m langer Ausschnitt der Rinne mittels Digitalkamera während der ganzen Versuchsdauer überwacht werden und für die Vermessung der Sohlentopographie sind Laserdistanzmesser an einem automatischen XYZ-Positioniersystem angebracht.

Abb. 4: Übersicht über die neue La-borrinne.

- 1) verschiebliche Seiten-elemente
- 2) Einlauf
- 3) Geschiebebeschickungs-maschine
- 4) XYZ-Positioniersystem
- 5) Laser- und Ultraschall-sensoren
- 6) Geschiebesammelkorb an Wägezellen.



Die Laserdistanzmesser erlauben im trockenen Zustand eine detaillierte Aufnahme der Topographie (Abb. 5a). Mit zusätzlich angebrachten Ultraschalldistanzmessern kann während dem laufenden Versuch die Wasserspiegellage erfasst werden, wobei der Laser gleichzeitig die Sohle detektiert. Dies ermöglicht die Bestimmung der lokalen Abflusstiefen (Abb. 5b). Wird zusätzlich noch die Standartabweichung des Lasersignals ausgewertet, scheint sogar eine Unterscheidung von abfluss- bzw. geschiebetransportwirksamen Zonen möglich (Abb. 5c).

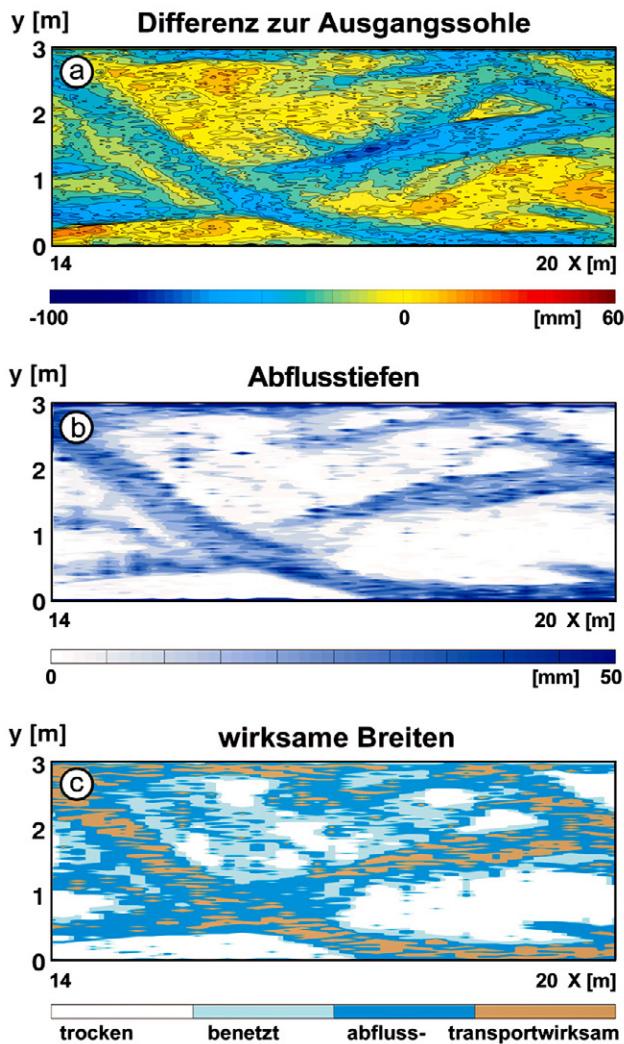


Abb. 5: Beispielhafte Resultate aus einer Laser- und Echolotmessung.

- a) Höhendifferenzen zur plan eingebauten Ausgangssohle.
- b) Lokale Wassertiefen ermittelt aus der Differenz zwischen Echolot- und Lasermessung.
- c) Aus der Standartabweichung des Lasersignals ausgewertete abfluss- und geschiebetransport-wirksame Zonen.
Dargestellt ist jeweils nur ein mittlerer Ausschnitt aus der Versuchsrinne.

4. Morphologische Variationen und Einfluss von Störungen

Alle durchgeführten Versuche zeigen, dass auch bei konstantem Abfluss und konstanter Geschiebezufuhr der Geschiebetransport starken Schwankungen unterworfen ist. Erst nach längerer Zeit stellt sich jeweils ein Gleichgewicht zwischen Geschiebezufuhr und Austrag ein. Wie erste Auswertungen dieser Gleichgewichtsphase zeigen (Marti & Bezzola, 2004), muss bei der verwendeten breiten Kornverteilung zur Berechnung der Geschiebetransportkapazität der Ansatz von Zarn (1997) angepasst werden. Auch ein verbesserter Berechnungsansatz kann aber nur einen zeitlich gemittelten Näherungswert für den Geschiebetransport liefern. Es liegt an der immer wieder wechselnden Sohlenmorphologie, dass in verzweigten Flüssen die Geschiebeführung starken Schwankungen unterworfen ist. Dies zeigten auch Studien von Warburton & Davies (1994) und Hoey et al. (2001). Dank der kontinuierlichen Erfassung des Geschiebeaustrages und der Aufzeichnung mit der Kamera ist es nun möglich,

Extremwerte im Austrag mit der jeweils vorherrschenden Sohlenmorphologien zu korrelieren. So wird wenig Geschiebe transportiert, wenn der Fluss stark verzweigt ist, das heisst viele einzelne Gerinnearme aufweist. Extreme Austrags spitzen treten dagegen dann auf, wenn ein einzelner Gerinnearm dominant wird und sich dieser durch seitliche Erosion zusätzlich verlagert. Es zeigt sich, dass die Seitenerosion in verzweigten Gerinnen für die Geschiebemobilisierung eine wichtige Rolle spielt.

Im Anschluss an den Versuchsteil mit konstanten Randbedingungen, wurde jeweils auf der Basis der entstandenen Sohlenmorphologie eine Versuchsphase mit variabler Wasser- und Geschiebezufluss durchgeführt. Die während dieser instationären Versuchsphasen gemachten Beobachtungen werden beispielhaft am Versuch GL S3-1A erläutert (Abb. 6). Im obersten Teilbild sind der Abfluss, die Geschiebezufluss sowie der gemessene Geschiebeaustrag dargestellt. Mit a) bis d) sind Zeitpunkte markiert, an welchen die Sohlentopographie vermessen wurde. Die entsprechenden Aufnahmen a) bis d) zeigen jeweils die Sohlen differenz zu der bei Versuchsbeginn plan eingebauten Sohle. Blau eingefärbt sind Stellen, wo Erosion auftrat und rote Bereiche markieren Auflandungen. Während der Hochwasserwelle in den ersten 5 Stunden des Versuchs wurde die Geschiebezufluss auf die zuvor berechnete Geschiebetransportkapazität des Versuchsgerinnes ausgelegt. Wie der Vergleich zwischen der Eintrags- und der Austragskurve in Abbildung 6 oben zeigt, war die tatsächliche Geschiebeführung aber höher, als die im Voraus berechnete. Es muss folglich eine gewisse Erosion aufgetreten sein. Gegenüber der Topographie vor der Hochwasserwelle (Abb. 6a) ist diese vom Einlauf her in den beiden nachfolgenden Topographieaufnahmen (Abb. 6b und c) ersichtlich. Sowohl nach der Abflussspitze (Abb. 6b) als auch nach der Hochwasserwelle (Abb. 5c) lassen aber die Sohlentopographien in der unteren Hälfte der Rinne noch 3 bis 4 Abflussarme erkennen. In der nachfolgenden Phase mit dem reduzierten Geschiebeeintrag zog sich der Fluss dagegen in ein mäandrierendes Einzelgerinne zurück und tiefe sich stark ein (Abb. 6d). Wie auch die Abbildungen 7a) und b) verdeutlichen hat der Mangel an eingetragenem Geschiebe zu einer monotoneren Erscheinungsform geführt, die begünstigt durch die Sohlabpflasterung auch von einer kleineren Dynamik geprägt ist.

Der hier vorgestellte Versuch GL S3-1A ist kein Einzelfall. Eine Reduktion der Teilgerinneanzahl kann tendenziell bei allen Versuchen mit reduzierter Geschiebezufluss beobachtet werden. Analog zum Versuch GL S3-1A ergab sich bei drei weiteren Versuchen ein stabiles Einzelgerinne. Damit ein Fluss wieder aus einem solchen selbst erodierten "Kanal" ausbricht, braucht es ein erneutes Ereignis mit grosser Geschiebezufluss. Da solche Extremereignisse in der Natur

selten sind, kann, auf den lange Zeit nicht überströmten Bänken und Terrassen, Vegetation aufkommen. Diese bietet der Erosion und damit einer erneuten Verzweigung zusätzlichen Widerstand. Über längere Zeit steht damit dem Fluss nur noch die vergleichsweise kleinere Breite des Einzelgerinnes zur Verfügung.

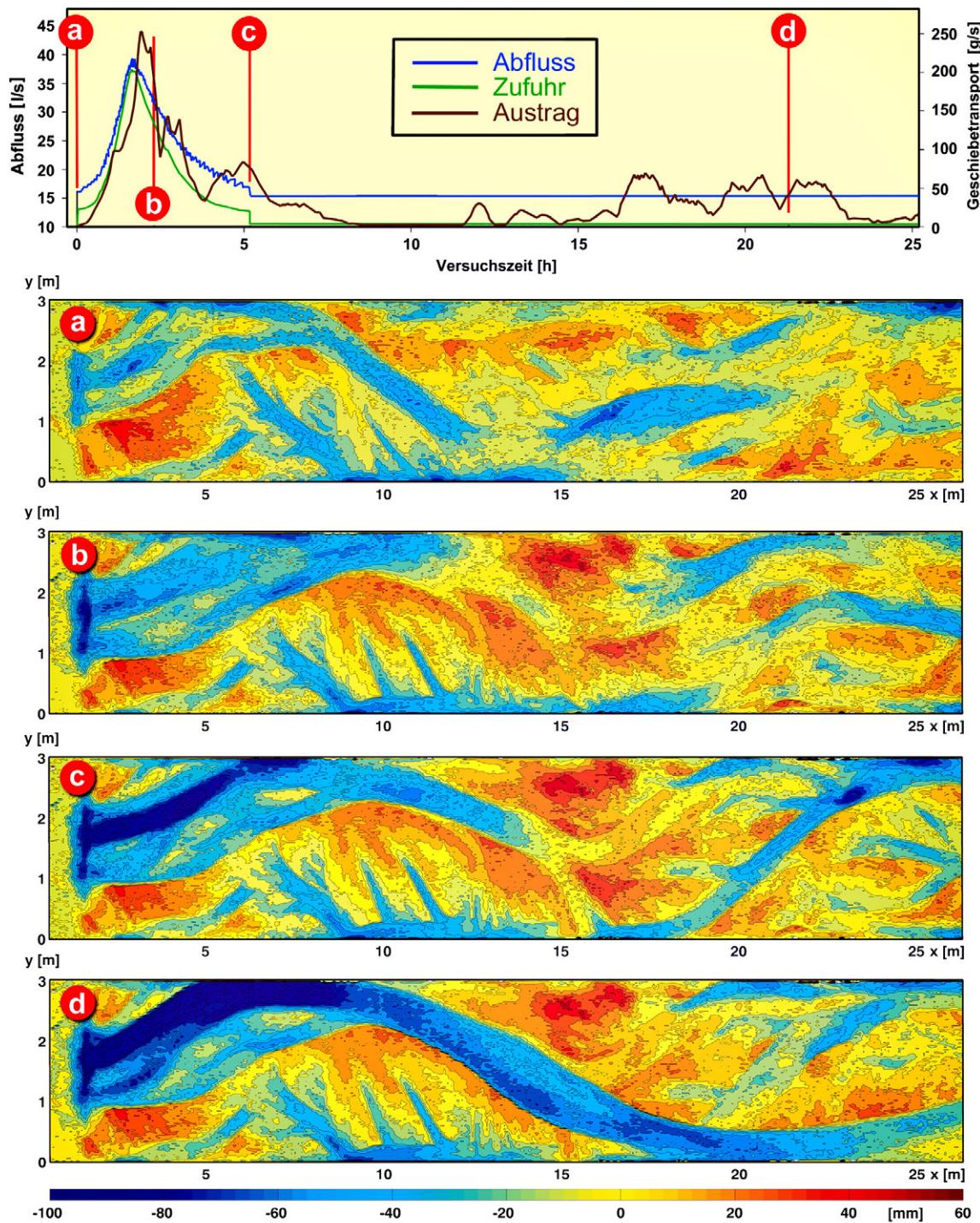


Abb. 6: Abfluss, Geschiebezufluss und Geschiebeaustrag während Versuch GL S3-1A und die zugehörigen Topographieaufnahmen zu den Zeitpunkten a) bis d); blau: Stellen, an denen Erosion auftrat; rot: Auflandungen.

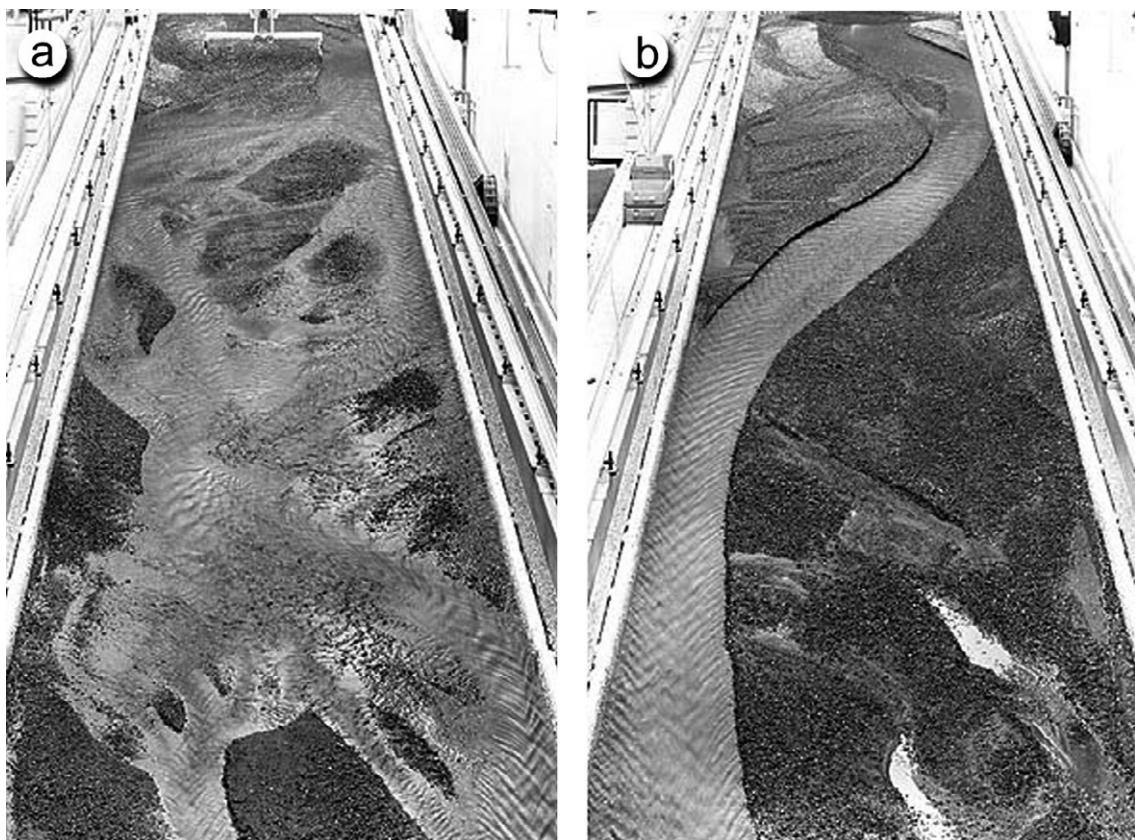


Abb. 7: Abflussbilder zu Versuch GL S3-1A. a) Noch verzweigte Morphologie vor der Hochwasserwelle. b) Dominantes Einzelgerinne am Ende des Versuchs nach der Phase mit reduzierter Geschiebezufuhr.

Mit welcher mittleren Flussbettbreite man in einem solchen Fall rechnen kann, lässt sich aus den vier Versuchen in erster Näherung mit Hilfe von Vergleichsbreiten abschätzen. Als Vergleichsbreiten werden hier die Gleichgewichtsbreite B_{GI} von Ikeda et al. (1988) und die sogenannte optimale Breite B_{Opt} verwendet. Die Bezeichnung "optimal" bezieht sich in diesem Zusammenhang auf die Geschiebetransportkapazität. Die optimale Breite wird als die Breite definiert, bei welcher für den bettbildenden Abfluss bei gegebenem Gefälle die grösste Geschiebetransportrate resultiert. Im vorliegenden Fall wurde die jeweilige Transportkapazität mit der klassischen Formel nach Meyer-Peter & Müller (1948) berechnet. Wie der Tabelle 1 entnommen werden kann, betragen die gemessenen Endbreiten der vier Versuche lediglich $1/4$ bis $1/3$ der Gleichgewichtsbreite B_{GI} nach Ikeda et al. (1988). Sie sind aber um einen Faktor von 1.9 - 2.3 grösser als die berechnete optimale Transportbreite B_{Opt} .

Während der Phase mit reduziertem Geschiebeeintrag verringert sich, neben der Anzahl der Teilgerinne, auch das Talweggefälle um 0.1 bis 0.3 %.

Versuch Nr.	Grundgrößen		Rechnung		Messung	Faktoren	
	J_{Talw} [-]	Q [l/s]	B_{GI} [m]	B_{Opt} [m]		B_{EG}/B_{GI}	B_{EG}/B_{Opt}
HS1-2A	0.01552	21.48	3.10	0.45	0.92	0.30	2.06
HS2-2B	0.01388	29.26	3.63	0.52	1.01	0.28	1.95
HS3-1A	0.01917	15.75	3.04	0.40	0.79	0.26	1.98
HS4-1A	0.02003	12.81	2.63	0.36	0.83	0.32	2.31

Tab. 1: Gemessene Endbreiten nach der Phase mit Reduzierter Geschiebezufluss und berechnete Vergleichsbreiten. Als Vergleichsbreiten dienen die Gleichgewichtsbreite B_{GI} nach Ikeda et al. (1988) und die sogenannte optimale Transportbreite B_{Opt} .

5. Folgerungen und Ausblick

Die Versuche zeigen, dass der Geschiebetransport in breiten Flussabschnitten stark von der aktuellen Sohlenmorphologie beeinflusst wird. Herkömmliche Geschiebetransportformeln berücksichtigen diesen Aspekt nicht. Sofern sich über einen längeren Zeitraum die Schwankungen der Sohlenmorphologie gegenseitig ausgleichen, können Formeln, welche für verzweigte Gerinne hergeleitet wurden, aber einen ersten Anhaltspunkt über die transportierten Geschiebefrachten liefern. Eine Berücksichtigung der Häufigkeitsverteilung von Abfluss-tiefe und benetzter Breite, wie dies schon Pickup & Higgins (1979) vorschlagen, erlaubt es eventuell der wechselnden Sohlenmorphologie besser Rechnung zu tragen. Dies wird gegenwärtig mit Hilfe der gewonnenen Versuchsdaten untersucht.

Aus den Versuchen mit reduzierter Geschiebezufluss, geht aber auch klar hervor, dass die Beeinflussung zwischen Sohlenmorphologie und Geschiebetransport gegenseitig ist. Eine im Vergleich zur Transportkapazität geringere Geschiebezufluss, reduziert die Strukturvielfalt der Sohle rasch, da sich der dominante Abflussarm eintieft und den anderen Teilgerinnen das Wasser "abgräbt". Gleichzeitig kann aber die Transportkapazität durch diese Abflusskonzentration zunehmen und die Entwicklung hin zu einem Einzelgerinne noch beschleunigen. Beeinflusst durch die Sohlabpflästerung und das Aufkommen von Vegetation auf den nicht mehr überströmten Kiesbänken, wird ein neuer Gleichgewichtszustand mit einer wesentlich kleineren Flussbettbreite erreicht. Wendet man für die beschrieben vier Versuche das in Kapitel 2 erläuterte Diagramm von da Silva auf die ursprünglich Flussbettbreite und auf die neu entstandene, kleinere "bankfull width" des entsprechenden Einzelgerinnes an, ist ersichtlich, dass die reduzierte Geschiebezufluss zu einer Reduktion der morphologischen Stufe von "verzweigt" zu "alternierend" führt (Abb. 8). Allerdings bilden sich nicht klassische alternierende Kiesbänke aus, wie sie in Abbildung 2 am Beispiel des

Alpenrheins veranschaulicht sind. Solche Strukturen ergeben sich nur bei fixen und mehr oder weniger geradlinigen Ufern. Bei den Einzelgerinnen in den Versuchen sind die Ufer dagegen frei erodierbar und, wie Abbildung 7b) zeigt, entwickelt sich eine Zwischenform von alternierenden Bänken und Mäandern.

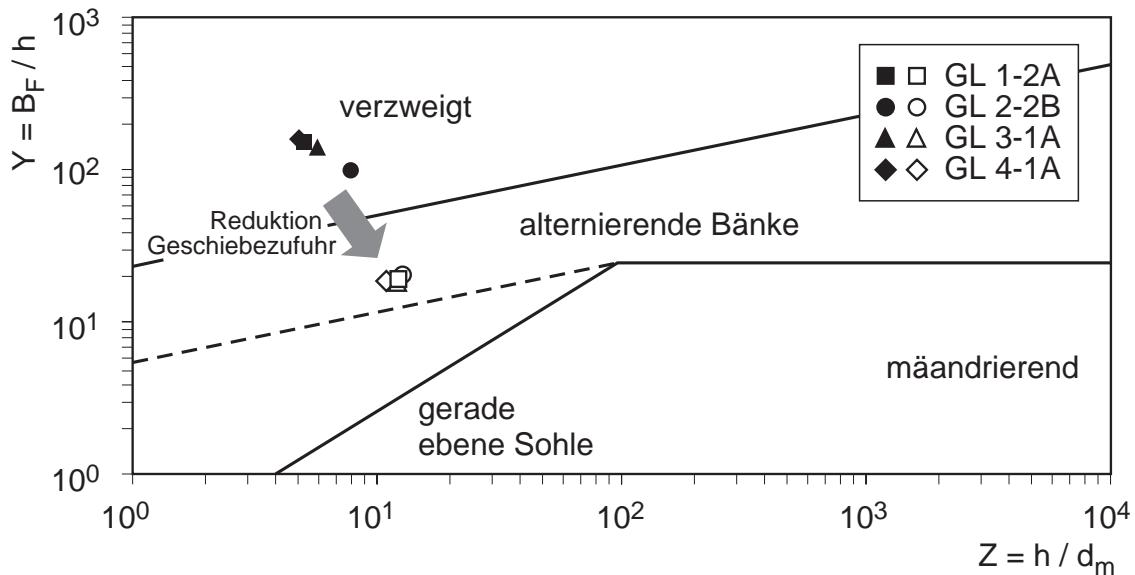


Abb. 8: *Morphologisches Diagramm nach da Silva (1991). Eingezeichnet sind die vier Versuche, bei welchen, ausgelöst durch eine Reduktion der Geschiebezufluss, die Entwicklung eines Einzelgerinnes beobachtet werden konnte. Die schwarzen Symbole stehen für die Breiten- und Abflusstiefenverhältnisse vor dem Reduzieren der Geschiebezufluss, wo noch eine verzweigte Morphologie herrschte. Die weißen Symbole zeigen die Situation rund 20 h nach der Reduktion der Geschiebezufluss. Gestrichelt eingezeichnet ist die Abgrenzungslinie zwischen "ebener Sohle" und "alternierenden Bänken", wie sie Zarn (1997) vorschlägt.*

Ausgehend von dieser Monotonisierung der Morphologie und unter dem Aspekt, dass die meisten Talfüsse in der Schweiz generell an Geschiebedefizit leiden, müssen Aufweitungen mit dem Ziel eine verzweigte Struktur zu erreichen gut überlegt sein. Bei zu geringer Geschiebezufluss werden sich die gewünschten verzweigten Strukturen gar nicht ausbilden. Eine genaue Überprüfung des Geschiebehaushaltes unter Einbezug des relevanten Einzugsgebietes ist daher unerlässlich. Gegebenenfalls muss flussaufwärts wieder vermehrt eine Geschiebezufluss aus den Seitenbächen zugelassen oder Seitenerosion ermöglicht bzw. aktiv gefördert werden. Das richtige Gleichgewicht zu finden zwischen dem, häufig im Interesse des lokalen Hochwasserschutzes realisierten, Geschieberückhalts und der Weiterleitung des Geschiebes zur Steigerung der ökologischen Diversität im Talfuss, ist nicht einfach. Eine gezielte Geschiebebe-

wirtschaftung muss deshalb vermehrt ins Auge gefasst werden. Dazu sind auch verbesserte Berechnungsansätze zur Abschätzung der Geschiebetransportkapazität und der Geschiebefrachten in verzweigten Flussstrecken notwendig. Die in den präsentierten Versuchen erhobenen detaillierten Topographiedaten und der kontinuierlich erfasste Geschiebeaustausch, werden helfen, hier einen Schritt voranzukommen. Gleichzeitig bilden diese Daten auch eine gute Basis für die Validierung von numerischen Modellen.

Literatur

- Bridge, J. S. (1993) The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. In: Braided Rivers (Ed. by J. L. Best and C. S. Bristow), pp. 13-72. Geological Society, London. Geological Society Special Publication No. 75.
- Da Silva, A. M. A. F. (1991) Alternate bars and related alluvial processes. Thesis of Master of Science, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada.
- Hunzinger, L. M. (1998) Flussaufweitungen - Morphologie, Geschiebeaustausch und Grundsätze zur Bemessung. Mitteilung Nr. 159, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH-Zürich, Zürich, pp. 206.
- Hoey, T., Cudden, J. and Shvidchenko, A. (2001) The consequences of unsteady sediment transport in braided rivers. In: Gravel-Bed Rivers V (Ed. by P. M. Mosley), pp. 121-140. New Zealand Hydrological Society, Wellington, New Zealand.
- Ikeda, S., Parker, G. and Kimura, Y. (1988) Stable width and depth of straight gravel rivers with heterogeneous bed materials. Water Resources Research, 24(5), 713-722.
- Jaeggi, M. (1983) Alternierende Kiesbänke. Mitteilung Nr. 62, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH-Zürich, Zürich, pp. 286.
- Marti, C. and Bezzola G. R. (2004) Bed load transport in braided gravel-bed rivers. In: Braided Rivers 2003, IAS Special Publication, Birmingham, UK, (submitted).
- Meyer-Peter, E. and Müller, R. (1948) Formulas for bed load transport. In: 2nd conference of Int. Association for Hydraulic Research, pp. 39-64, Stockholm, Sweden.
- Parker, G. (1979). Hydraulic geometry of active gravel rivers. Proc. ASCE, Journal of Hydraulic Division, 40(9), 1185-1201.
- Pickup, G. and Higgins, R. J. (1979). Estimating sediment transport in a braided gravel channel – the Kawerong river, Bougainville, Papua New Guinea. Journal of Hydrology, 40, 283-297.

- Warburton, J. and Davies, T. R. H. (1994) Variability of bed load transport and channel morphology in a braided river hydraulic model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, 403-421.
- Zarn, B. (1997) Einfluss der Flussbettbreite auf die Wechselwirkung zwischen Abfluss, Morphologie und Geschiebetransportkapazität. Mitteilung Nr. 154, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH-Zürich, Zürich, pp. 240.

Adresse der Autoren

Christian Marti, Gian Reto Bezzola
Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW), ETH Zentrum
CH-8092 Zürich
marti@vaw.baug.ethz.ch, bezzola@vaw.baug.ethz.ch

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

Turbulenzen in der Geomorphologie



Numerische Simulationen zur morphologischen Entwicklung der Rheinmündung in den Bodensee

D. Vetsch, R. Fäh

Abstract

The largest river delta at a lake in Europe is built by the so called Alpenrhein at the Lake of Constance. During the last century, an onward aggradation took place, because of the large annual discharge of fine solids by the river. To prevent the silting of the harbours near to the river mouth, lateral dams are being built to convey the suspended material into deeper parts of the lake. To achieve a more “natural look” of the delta, it is planned to partly lower the levees. The aim is to get local depositions in the overbank region without affecting the flood protection safety upstream of the river mouth. With this restoration measures one hopes to improve the ecological situation.

The impact of different levee configurations on the development of the delta should be investigated with the help of numerical simulations. The model is based on the depth-averaged shallow water equations, iteratively coupled to a mobile-bed and sediment transport module, with the ability to carry out sediment transport for different grain size classes. The validation of the numerical model has been done by comparing the results with according field measurements of the morphological changes which took place during a period of about six months. The results show that the general propagation direction and pattern of depositions are satisfactorily reproduced, lending support to the use of the model as a tool for geomorphologic investigations and to support the further planning of the levee extension.

Zusammenfassung

Bei der Mündung des Alpenrheins in den Bodensees kam es wegen der beachtlichen Feststofffracht des Alpenrheins während des letzten Jahrhunderts zu einer zunehmenden Verlandung der mündungsnahen Buchten. In Folge wurde in den siebziger Jahren ein Vorstreckungsprojekt lanciert um den Alpenrhein mit Hilfe von Leitdämmen in Richtung der tieferen Bereiche des Oberseebeckens zu führen und entsprechend eine dortige Sedimentation eines Grossteils der mitgeführten Schwebstoffe zu bezeichnen. Durch diese Massnahme konnte weiterhin eine von der Mündung aus rückwärts verhindert und die Hochwassersicherheit stromaufwärts gewährleistet werden.

Die in den neunziger Jahren erarbeitete ökologische Begleitplanung strebt eine Auflöckerung der bestehenden technisch anmutenden Vorstreckungsdämme an. Durch die Erstellung von temporären Dammbreschen soll ein teilweises Überströmen der Dämme bei Hochwasser ermöglicht werden, mit dem Ziel, begrenzte und kontrollierte Ablage-

rungen im Nahbereich der Dämme zu erzeugen, ohne die Nutzung des Flachwasserbereichs der angrenzenden Buchten durch Auflandungen zu beeinträchtigen.

Die Wirkungsweise von Dammbreschen und entsprechende Ablagerungen in deren Nahbereich wurden anhand hydraulischer Modellversuche an der VAW untersucht. Die grossräumigeren Auswirkungen und die morphologischen Entwicklungen im Mündungsbereich sind Gegenstand der numerischen Simulationen. Das dafür verwendete numerische Modell wurde an der VAW entwickelt und basiert auf den tiefengemittelten Flachwassergleichungen mit iterativ gekoppeltem Geschiebe- und Suspensionstransport. Zur Verifizierung des Modells, wurden die Topografien aus den Berechnungsresultaten mit zeitlich entsprechenden Feldmessungen verglichen. Dadurch konnte die Reproduzierbarkeit der in Natura entstandenen morphologischen Veränderungen im Bereich des Deltas beurteilt werden. Die Resultate der numerischen Simulationen haben gezeigt, dass die Richtung und Form der Ablagerungen befriedigend wiedergegeben werden konnten. Das Modell eignet sich somit als Werkzeug für weiterführende morphologische Untersuchungen und kann zur Unterstützung der weiteren Planung der Rheinvorstreckung herangezogen werden.

1. Einleitung

Das erste Gemeinschaftswerk der Internationalen Rheinregulierung war der Fussacher-Durchstich, welcher in den Jahren 1895 bis 1900 gebaut wurde. Durch die möglichst direkte Einleitung des Alpenrheins in den Bodensee wurde der Rheinlauf verkürzt und die steigige Hebung der Rheinsohle gemindert. Folge dessen wurde auch die Hochwassersicherheit erhöht, welche durch einen Durchstich in Diepoldsau und die Erstellung von Hochwasserschutzdämmen weiter erhöht wurde.[1]

Das Einzugsgebiet des Alpenrheins umfasst ein Gebiet von rund 6100 km^2 der nördlichen Schweizeralpen und Österreich. Das komplexe Fliessregime ist bestimmt durch glaziale, nivale und pluviale Einflüsse. Der mittlere jährliche Abfluss beträgt rund $230 \text{ m}^3/\text{s}$, wobei die Hochwasser im Sommer (Mai bis Oktober) bis zum zehnfachen und mehr als Spitze aufweisen können.

Durch die beachtliche Fracht an Feinmaterial und Geschiebe des Alpenrheins von jährlich ca. 2.5 Mio. m^3 kam es an der neuen Mündung zu fortschreitenden Verlandungen. Die alle 9-11 Jahre erhobenen Vermessungen des

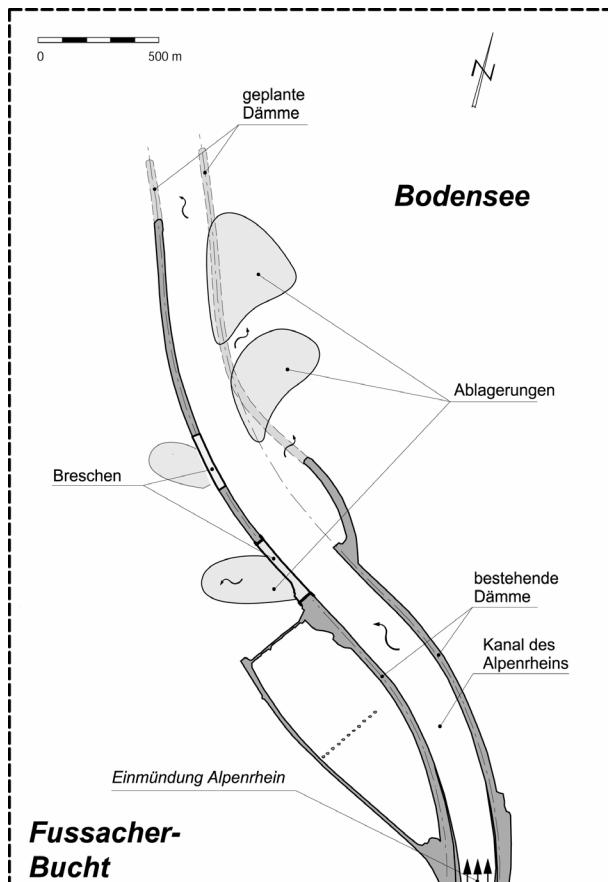


Abb. 1: Übersicht über die aktuelle Situation an der Rheinmündung: bestehende und geplante Vorstreckungsdämme, Dammbreschen und Ablagerungen

Seegrunds des Obersees verstärkten die Befürchtung, dass der Alpenrhein den östlichen Teil des Obersees vollständig vom Rest des Bodensees abschneiden könnte und die angrenzenden Buchten verlanden. Zudem bestand die Gefahr, dass als Folge der Deltabildeung eine rückschreitende Hebung der Sohle die Hochwassersicherheit schmälern würde. Diese Bedenken wurden mit dem Vorstreckungsprojekt von 1972/1979 grösstenteils aus dem Weg geräumt. Das Vorstreckungsprojekt sieht den Bau von Leitdämmen auf den alten Deltaablagerungen vor, wodurch die transportierten Feststoffe des Alpenrheins in tiefere Bereiche des Obersees zur Sedimentation geführt werden sollen. Der dieser Untersuchung zugrunde liegende Stand von 1999 des Bauwerks ist in *Abb. 1* und *Abb. 2* ersichtlich.

Wegen des allgemein gestiegenen Umweltbewusstseins Ende des letzten Jahrhunderts, wurde 1996 eine ökologische Begleitplanung zur gestalterischen und ökologischen Aufwertung des Vorstreckungsprojekts erstellt [14]. Entsprechend der vorgeschlagenen ökologischen Begleitmassnahmen soll mittels Dammsenken eine natürliche Entstehung von Auflandungsflächen ermöglicht werden. Folglich wurden im Jahre 1997 mit der Erstellung von zwei Breschen im linken Vorstreckungsdamm begonnen. Das Verhältnis von Seestand und Abfluss während des Hochwasserereignisses 1999 ermöglichte die Bildung von ausgeprägten Ablagerungen seeseitig des linken Leitdamms. Bezuglich der ökologischen Begleitplanung konnte dies als Erfolg gewertet werden. Jedoch kam auch die Befürchtung einer unkontrollierten zunehmenden Verlandung der angrenzenden Buchten auf. Infolge des oben erwähnten Turnus zur Seegrundvermessung wurde im Frühling 1999 das Gebiet vermessen. Auf Grund der genannten Befürchtungen wurden die Vorstreckung und der Seegrund im Nahbereich der Mündung zur Beweissicherung zusätzlich im Herbst 1999 vermessen. Diese Aufnahmen bilden einen Teil der Grundlagen für das numerische Modell.

Zur genaueren Untersuchung der Wirkungsweise der Dammbreschen wurde 1999 die VAW beauftragt, mittels eines hydraulischen Modells die Strömungs- und Sedimentablagerungsverhältnisse im Nahbereich einer einzelnen Bresche zu untersuchen [18]. Des Weiteren sollen grossräumige Einflüsse der Breschen und Entwicklungen von Ablagerungen mittels eines numerischen Modells simuliert und mit den Ereignissen des Jahres 1999 validiert werden. Die daraus gewonnenen Erkenntnisse bilden den Inhalt des vorliegenden Berichts.



Abb. 2: Flugaufnahme der Rheinmündung vom August 1999. Deutlich zu erkennen sind die durch das Hochwasser entstandenen Ablagerungen.

2. Numerisches Modell

Die sich in Natur abspielenden physikalischen Prozesse werden für die numerische Simulation durch ein geeignetes mathematisches Modell beschrieben. Bei der vorliegenden Untersuchung besteht das verwendete mathematische Modell einerseits aus physikalischen Gleichungen zur Abbildung der Wasserströmung (Flachwassergleichungen) und dem Suspensionstransport (Advektions-Diffusions-Gleichung) und andererseits aus empirischen, teilweise heuristisch motivierten, Gesetzmäßigkeiten, wie dem Geschiebetransport und den Schliessbedingungen für innere Reibung und Gerinnerauhigkeit, Sedimentation und Resuspension.

Das verwendete mathematische Modell basiert auf den Vorschlägen von *Spasojevic & Holly* [22], welche für instationäre Strömungen mit getrenntem Geschiebe- und Suspensionstransport gelten, wobei die Feststoffe durch mehrere Kornklassen repräsentiert werden um Sortiereffekte zu ermöglichen. Zusätzlich zu deren Modell wird auch die laterale Erosion berücksichtigt.

Zur Simulation wird das System durch charakteristische raum- und zeitabhängige Variablen beschrieben und das Berechnungsgebiet in geeignete Kontrollvolumen eingeteilt, für welche die Erhaltungssätze formuliert werden können. In Abb. 3 ist eine Zelle des Berechnungsgebietes abgebildet. In der Vertikalen ist die Zelle in drei Kontrollvolumen unterteilt, wofür je die entsprechenden Erhaltungsgleichungen formuliert werden. Die Oberschicht ist der eigentliche Wasserkörper, welcher die Strömung und den Suspensionstransport beinhaltet. Im Übergang zur Austauschschicht kommt es zu Auflandung durch Sedimentation der suspendierten Feststoffe oder zum Eintrag von feinem Sohlmaterial in die Strömung durch Resuspension. Die mittlere Strömungsgeschwindigkeit und die Gerinnerauhigkeit sind die bestimmenden Größen für die Sohl- resp. Wandschubspannung, und somit ausschlaggebend für den Sedimenttransport. Die Schubspannung bestimmt das Mass an Resuspension, Geschiebeträger und lateralem Transport. In der Austauschschicht wird das mobilisierbare Material durch den Geschiebeträger oder durch den gravitationsinduzierten Transport weiter verfrachtet. Die Unterschicht bildet den Abschluss des Systems gegen unten.

Das verwendete Modell vernachlässigt allfällige Einflüsse des Windes, des seeseitigen Wellengangs und der Temperatur. Entsprechend dem zweidimensionalen tiefengemittelten Flachwasseransatz wird die Strömungskomponente in vertikaler Richtung nicht berechnet. Folglich können z.B. Dichteströme oder eine temperaturabhängige Einschichtung des Zustromes nicht nachgebildet werden.

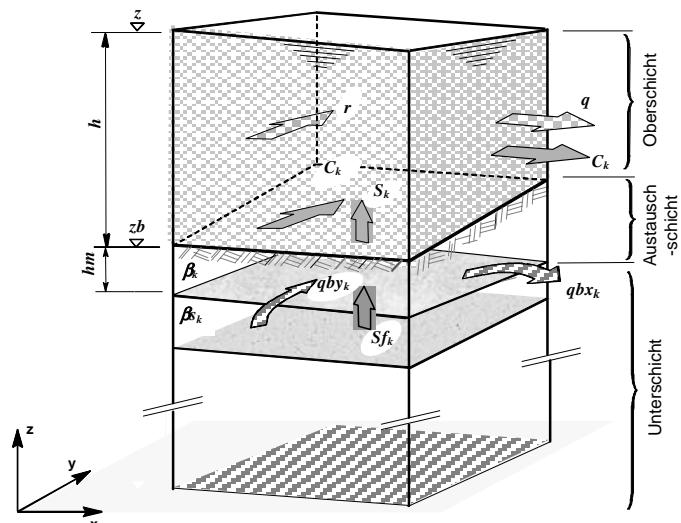


Abb. 3: Definitionsskizze (vertikale Ansicht einer Zelle) für die Beschreibung der einzelnen Kontrollvolumen und deren entsprechenden Variablen.

Ursprünglich wurde das Modell für Berechnungen von Überflutungen in alpinen Regionen mit steilem Gefälle und wechselhafter Geometrie entwickelt [3]. Die Ausbildung der Kanäle und der Fließstruktur eines Flussdeltas sind einem alluvialen Fächer sehr ähnlich. Aus diesem Grund lässt sich das Berechnungsmodell ohne weitere Beschränkung der Allgemeinheit im Falle der Rheinmündung anwenden. Das verwendete numerische Modell lässt sich wie folgt charakterisieren:

- Die Berechnungen des Strömungsfelds basieren auf den tiefengemittelten Flachwassergleichungen.
- Die Gleichungen werden mittels einer Finite-Volumen-Diskretisierung und einem numerischen Verfahren vom Godunov-Typ explizit gelöst (siehe z.B. Priestly [17]).
- Sedimenttransport lässt sich sowohl als Transport von suspendiertem Feststoff als auch von Geschiebe berücksichtigen.
- Die Zusammensetzung des Sediments (Kornverteilungskurve) kann durch eine beliebige Anzahl von Korngrößen diskret wiedergegeben werden.
- Beziiglich lateraler Erosion werden strömungs- und gravitationsinduzierter Transport berücksichtigt.

Das für die numerische Simulation verwendet Programm wurde an der VAW im Rahmen von Dissertationen [7][2] entwickelt und trägt den Namen „2dMb“ (two-dimensional-moving-bed). Es hat sich zur Untersuchung verschiedener Problemstellungen bewährt und unterliegt einer stetigen Weiterentwicklung.

2.1. Flachwassergleichungen

Zur Simulation der Wasserströmung, resp. zur Lösung der Strömungsvariablen (q, r, h) , werden die so genannten tiefengemittelten Flachwassergleichungen verwendet. Die Bezeichnung „gemittelt“ röhrt daher, dass die veränderlichen Eigenschaften (Dichte, Konzentration, Geschwindigkeit, Diffusionskoeffizient) über die Abflusstiefe als gemittelte Größen betrachtet werden und der Druck als hydrostatisch angenommen wird.

Die tiefengemittelten Flachwassergleichungen lassen sich mit einer Massenerhaltungsgleichung und zwei Impulsgleichungen für die spezifischen Abflüsse in x- und y-Richtung, q und r , und der Wassertiefe h folgendermassen anschreiben:

$$\frac{\partial}{\partial t} \begin{pmatrix} h \\ q \\ r \end{pmatrix} + \frac{\partial}{\partial x} \begin{pmatrix} q \\ qu + \frac{g}{2} h^2 - \frac{h}{\rho} \tau_{xx} \\ qv - \frac{h}{\rho} \tau_{xy} \end{pmatrix} + \frac{\partial}{\partial y} \begin{pmatrix} r \\ ru - \frac{h}{\rho} \tau_{xy} \\ rv + \frac{g}{2} h^2 - \frac{h}{\rho} \tau_{yy} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 0 \\ gh \frac{\partial z_b}{\partial x} + \frac{\tau_{bx}}{\rho} \\ gh \frac{\partial z_b}{\partial y} + \frac{\tau_{by}}{\rho} \end{pmatrix} = 0 \quad (1)$$

2.2. Feststoff-Transportmodell

Wie bereits in der Einleitung des Kapitels erwähnt, wird der Feststoff-Transport getrennt als Suspensionstransport, Geschiebetrieb, lateraler Transport und gravitationsinduzierter Transport betrachtet.

Der durch die Strömung bestimmte Suspensionstransport (Oberschicht) wird, entsprechend der Anzahl zu berücksichtigender Kornklassen nk , mittels der Erhaltungsgleichung für die Konzentration beschrieben:

$$\frac{\partial}{\partial t} C_k h + \frac{\partial}{\partial x} \left(C_k q - h \Gamma \frac{\partial C_k}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(C_k r - h \Gamma \frac{\partial C_k}{\partial y} \right) - S_k = 0 \quad \text{für } k = 1, \dots, nk \quad (2)$$

wobei C_k die tiefengemittelte Konzentration der suspendierten Partikel der k -ten Kornklasse ist und Γ der Dispersionskoeffizient, welcher die physikalischen Prozesse wie die molekulare und turbulente Diffusion und die Längsdispersion in einer Strömung repräsentiert. Der Quellterm S_k drückt den Austausch über die Gerinnesohle zwischen Oberschicht und Austauschschicht aus:

$$S_k = w_k (\beta_k C_{e_k} - C_{d_k}) \quad (3)$$

wobei β_k der prozentuale Anteil der Fraktion k in der Austauschschicht ist. Falls die Eintrags- und Ablagerungsrate ($C_{e_k} - C_{d_k} = 0$), bzw. die Sedimentation und Erosion, sich die Waage halten, ist der Term S_k gleich Null. Die entsprechenden sohlnahen Konzentrationen C_{d_k} und C_{e_k} werden gemäss den empirischen Ansätzen von *Lin* [11] und *van Rijn* [23] bestimmt.

Das nicht in Form von suspendierten Feststoffen transportierte Material wird als Geschiebetrieb in der Austauschschicht behandelt. Entsprechend der Anzahl Kornklassen, gilt für jede der nk Unbekannten folgende Massenerhaltungsgleichung:

$$(1-p) \frac{\partial}{\partial t} (\beta_k \cdot hm) + \frac{\partial qbx_k}{\partial x} + \frac{\partial qby_k}{\partial y} + S_k - Sf_k - Sl_k = 0 \quad \text{für } k = 1, \dots, nk \quad (4)$$

worin p die konstante Porosität ist. Der Geschiebefluss der Kornklasse k , in x- und y-Richtung, qbx_k und qby_k , setzt sich aus dem Geschiebetransport in Strömungsrichtung, dem lateralen Transport und dem gravitationsinduzierten Transport zusammen.

Zur Berücksichtigung der speziellen Transportverhältnisse bei einer Mischsohle, wurde für den Geschiebetransport in Fliessrichtung die modifizierte Meyer-Peter und Müller Formel gemäss *Hunziker* [8] verwendet. Dadurch erfolgt die Bestimmung der Transportrate aufgrund der charakteristischen Korndurchmesser in der Austauschschicht. Die kritische Sohlschubspannung wird gemäss *Shields* [21] bestimmt.

Der seitliche Transport ist durch die Strömung und das Sohlgefälle quer zur Fliessrichtung bestimmt. Der laterale Transport wird als Funktion der Querneigung γ und des Geschiebetransports in Fliessrichtung gemäss einem Ansatz von *Ikeda* [9][10] berücksichtigt.

Der gravitationsinduzierte Transport ist im Modell in Abhängigkeit des Sohlgefälles, resp. des kritischen Böschungswinkels γ_{cr} , in Form eines einfachen geometrischen Ansatzes implementiert.

Der Term Sf_k beschreibt den Fluss über die Grundfläche der Austauschschicht. Dieser ist abhängig von der vorgegebenen Dicke der Austauschschicht und entsteht rein durch die Verschiebung der Sohle, womit Sf_k als scheinbarer Fluss bezeichnet werden kann.

Mit dem Quellterm Sl_k kann eine lokale Zugabe (z.B. Bergsturz) oder Entnahme (z.B. Baggerung) von Material spezifiziert werden.

Die letzte Erhaltungsgleichung drückt die globale Massenerhaltung für die Sedimente aus, woraus man direkt eine Bestimmungsgleichung für die Sohlenkote z_b erhält.

$$(1-p) \frac{\partial z_b}{\partial t} + \sum_{k=1}^{nk} \left(\frac{\partial qbx_k}{\partial x} + \frac{\partial qby_k}{\partial y} + S_k - Sl_k \right) = 0 \quad (5)$$

Zusammengefasst erhält man ein Gleichungssystem mit $2nk+4$ Gleichungen; $2nk+1$ Gleichungen für den Feststofftransport, (2), (4) und (5), und 3 Gleichungen (eine Massenerhaltungsgleichung, zwei Impulsgleichungen (1)) für die Strömung. Ergänzungen zu den empirischen Ansätzen und eine detaillierte Ausführung bezüglich numerischer Aspekte ist in Fäh [6] [7] zu finden.

3. Rand- und Anfangsbedingungen

Der bei der numerischen Simulation betrachtete Ausschnitt (Abb. 1) beinhaltet die ganze Rheinvorstreckung, welche die seichtere Fussacher-Bucht vom tieferen Bereich des Bodensees abgrenzt. Das Berechnungsgebiet deckt eine Fläche von nahezu 6.8 km^2 ab und wurde zur Lösung der Gleichungen in ungefähr 11'000 Zellen unterteilt. Die kleinsten Zellen, hauptsächlich im Nahbereich der Dämme, haben eine Grösse von 20 mal 20 m. Auslaufend in Richtung des Randbereichs, welcher bezüglich der Flussmorphologie wenig von Bedeutung ist, nimmt die Grösse der Zellen auf 50 mal 100 m zu. Auf der Südseite tritt der Alpenrhein in das Gebiet ein und wird für die Berechnung in Form von diskreten Werten (Hydrographen, Abb. 4) repräsentiert.

Der Abfluss und die Schwebstoffkonzentration des Alpenrheins werden vom Schweizerischen Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG) 12 km oberhalb der Mündung in Diepoldsau gemessen. Der Pegel des Bodensees wird im Modell mittels einer so genannten Wehr-Randbedingung gehalten. Die Wehrstellungen korrespondieren mit den Messungen (BWG) des Pegelstandes des Bodensees in Romanshorn.

Es wird angenommen, dass das ganze Feststoffvolumen in suspendierter Form zufließt. Das heisst, es wird kein Geschiebe zugegeben. Dies lässt sich rechtfertigen, weil der Geschiebeanteil volumenmässig nicht ins Gewicht fällt und in Natura oberhalb des hier berücksichtigten Bereiches eine Geschiebeentnahmestelle liegt.

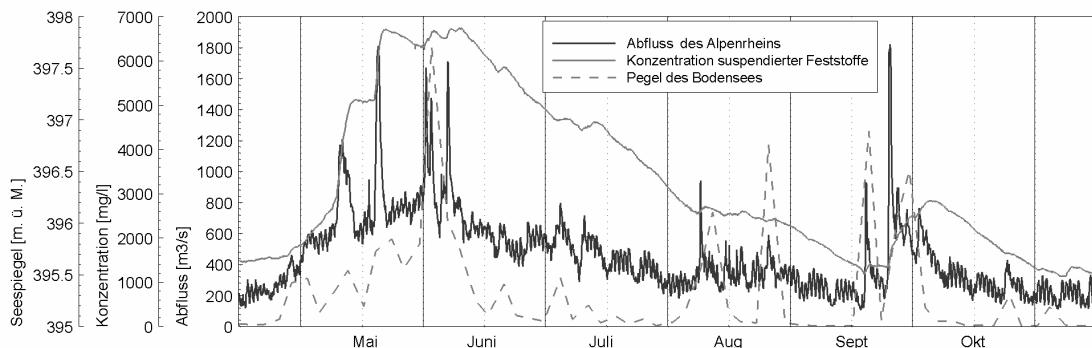


Abb. 4: Für die Berechnung verwendete Hydrographen von Mitte April bis Mitte November 1999: Bodenseespiegel, Konzentration der suspendierten Feststoffe, Abfluss des Alpenrheins.

Die Anfangstopographie besteht aus der Seegrundaufnahme und den terrestrischen Messungen die im Frühjahr 1999 im Auftrag der internationalen Rheinregulierung erhoben wurden (Abb. 6). Durch eine Messkampagne der VAW wurde die Kornverteilung des bettildenden Materials im Vorstreckungskanal bestimmt, woraus sich ein mittlerer Korndurchmesser von ungefähr 0.25 mm ergibt.

Die Rauigkeit des Gerinnes, bzw. der Sohle ist eine unsichere Grösse. Für die Bedingungen wie sie an der Rheinmündung vorzufinden sind, schlägt *van Rijn* [24] vor, die effektive Betrauhigkeit (in Form einer äquivalenten Sandrauhigkeit) als Summe der Kornrauhigkeit und Formrauhigkeit auszudrücken. Gemäss Messungen des Gefälles, der Abflusstiefe und des Abflusses am Mississippi und darauf folgender Bestimmung der äquivalenten Sandrauhigkeit k_s mittels der Chézy-Gleichung, ist eine Annahme von k_s im Bereich von 30 bis 300 mm vernünftig. Diese Bandbreite entspricht den natürlichen Gegebenheiten mit stark wechselhaften Abflüssen und Seeständen im Bereich des Vorstreckungskanals und der Mündung. Die hydraulische Eichung anhand bekannter Wasserspiegellagen hat zudem gezeigt, dass der Einfluss der Gerinnerauigkeit auf den Abfluss für den genannten Bereich gering ist. Somit wurde eine Gerinnerauigkeit von $k_s = 30$ mm angenommen.

Die Simulationen basieren auf dem hydrologisch seltenen Ereignis von 1999. Der betrachtete Zeitraum erstreckt sich von Mitte März bis Mitte November, in welchem sich zwei fünf- bis zehnjährliche Hochwasser mit Abflüssen von $1890 \text{ m}^3/\text{s}$ und $1920 \text{ m}^3/\text{s}$ ereigneten. Der Bodensee erreichte den im 20 Jahrhundert gemessenen Höchststand von 397.89 m ü. M.

Wegen der zu betrachtenden Bandbreite der Korndurchmesser von 0.002 bis 0.42mm, eines mittleren Wassergehalts von ca. 35% und eines organischen Anteils der Schwebstofffracht von 10 bis 20%, müssen die Sedimente im Bereich der Rheinvorstreckung als teilweise kohäsives Material betrachtet werden. Die Zusammensetzung der Sedimente aus sehr feinen mineralischen und organischen Stoffen, teilweise mit Wasser oder Luft gefüllten Porenräumen, führt zu sehr komplexen Eigenschaften. Folglich ist der Transport von kohäsiven Sedimenten nicht nur durch hydrodynamische sondern auch durch elektro-chemische und biologische Kräfte bestimmt [4]. Eine allgemeingültige analytische Theorie für die Resuspension von kohäsiven Sedimenten ist z. Z. nicht verfügbar.

Die gebräuchlichste Methode den Transportbeginn für Sedimentkörner einer beweglichen Sohle zu bestimmen, ist das Ableiten des kritischen Mobilitätsparameters θ_{cr} resp. der kritischen Sohleschubspannung $\tau_{b,cr}$ mittels des *Shields*-Diagramms [21]. Die untere Grenze der Korndurchmesser des von *Shields* betrachteten kohäsionslosen Sohlmaterials beträgt ca. 100 μm . Um die kritischen Mobilitätsparameter für kleinere Durchmesser zu erhalten, wird meistens der Verlauf der *Shields*-Kurve linear extrapoliert unter der Annahme, dass die kritische Sohleschubspannung unabhängig vom Korndurchmesser ist [27]. In den letzten Dekaden wurden verschiedene Untersuchungen zu feinen Sedimenten von $d < 100 \mu\text{m}$ unterschiedlicher Beschaffenheit durchgeführt [4] [19] [25] [12] [27] [16]. In Abb. 5 sind einige Resultate zusammengefasst dargestellt. Deutlich sichtbar ist die grosse Bandbreite an möglichen Werte des Transportbeginns ($\tau_{b,cr}$) für einen Durchmesser d im Bereich kleiner als 0.1mm.

Im verwendeten Modell kommt zur Bestimmung der kritischen Sohleschubspannung in erster Linie die Extrapolation der Kurve von *Shields* zur Anwendung, was als sehr vereinfachte Idealisierung der natürlichen Verhältnisse aufzufassen ist. Zur Berücksichtigung der zunehmenden Festigkeit bei feinkörniger Sohle wurde das numerische Modell

um einen einfachen Ansatz in Form der lokalen Vorgabe der kritischen Schubspannung erweitert.

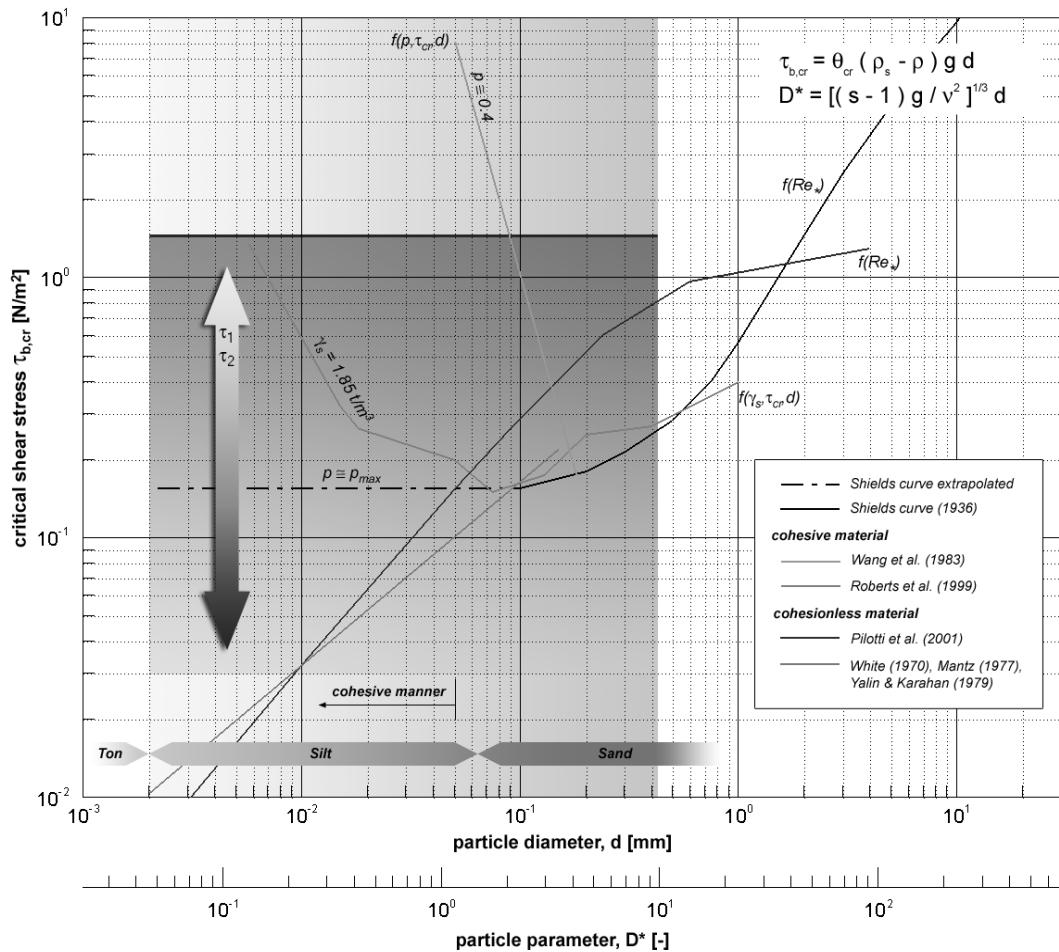


Abb. 5: Darstellung der Shields-Kurve und zusammengetragener Untersuchungsresultate aus der Literatur, aufgezeichnet als Funktion der dimensionsbehafteten Größen des Korndurchmessers und der kritischen Sohlschubspannung. Des Weiteren ist die Vorgabe der kritischen Sohlschubspannung (τ_1 , τ_2) schematisch dargestellt.

4. Berechnungen und Resultate

Die Aussagekraft einer mit dem Programm „2dMb“ durchgeführten numerischen Simulation hängt in erster Linie von der Wahl einer geeigneten Anwendung ab, d.h. der Gültigkeitsbereich der zugrunde liegenden Gleichungen wurde eingehalten oder der Anwendungsbereich wurde durch entsprechende Anpassungen erweitert. Demzufolge basiert die Interpretation der Resultate auf einer sinnvollen und integralen Berücksichtigung der natürlichen und mathematischen Grundlagen und deren Randbedingungen.

Die morphologischen Veränderungen im Mündungsbereich unterliegen den sich konkurrenzierenden Einflüssen des zuströmenden Alpenrheins und des einstauenden Bodensees. Dabei sind der Abfluss des Alpenrheins und der Pegelstand des Bodensees zeitlich starken Schwankungen unterworfen, wodurch es zur wechselnden Dominanz des einen oder anderen hydraulischen Regimes kommt. Zur Beurteilung dieses Sachverhalts wurden deshalb zuerst Simulationen ohne Sedimenttransport durchgeführt.

Zur Untersuchung der morphologischen Entwicklung wurden Berechnungen mit einer, zwei und vier Korngrößen und entsprechendem prozentualen Anteil der Sedimentfracht des Alpenrheins aufgesetzt. Nebst der Variation der durch die Grundlagen gestützten Parameter, wie die mittleren Korndurchmesser oder die Anzahl der berücksichtigten Kornklassen, wurden auch Szenarien mit veränderter Topografie untersucht.

Um die Gültigkeit dieser Resultate, resp. der gemachten Modellannahmen, nachzuweisen, bedarf es natürlicher Vergleichsgrößen, welche hier in Form einer zeitlich repräsentativen Topografie der Rheinmündung für das Ende der Berechnungsperiode zur Verfügung standen (Abb. 6). Aufgrund dieser statischen Information lässt sich die vorhergehende morphologische Entwicklung nur anhand des Endzustandes der betrachteten Periode beurteilen. Die resultierenden Topografien wurden bezüglich der Gestalt der Ablagerungen durch visuellen, resp. qualitativen, Vergleich zu den Naturmessungen und bezüglich des Sedimenttransports quantitativ anhand der Volumendifferenzen der Topografien beurteilt. Für die während des betrachteten Zeitraums natürlich entstandenen und locker gelagerten Sedimente ergibt sich aus der Differenz der Topografien von Frühling und Herbst das Referenzvolumen $\Delta V_{ref} = 2.85 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

4.1. Beurteilung der Situation anhand der Berechnungen ohne Sedimenttransport

Durch den lang anhaltenden grossen Abfluss des Alpenrheins und den entsprechenden Anstieg des Bodensees wurden die Vorstreckungsdämme während rund zweieinhalb Monaten (von ca. Mitte Mai bis Ende Juli) zu einem Teil überströmt oder teilweise überdeckt. In diesem Zeitraum musste der Alpenrhein einen Teil seiner Vorherrschaft bezüglich des hydraulischen Regimes an den Bodensee abtreten. Der Zustrom an Wasser und suspendierten Feststoffen wurde am Ende des kanalisierten Bereichs der Vorstreckung gedämpft und im Vorstreckungsbereich verteilt. Dabei hatten die vorhandenen Dammbreschen nur beschränkten Einfluss auf den Strömungsverlauf. In der zweiten Hälfte des betrachteten Zeitraums hatte sich die Situation beruhigt und die Vorstreckungsdämme wirkten wieder als Leitwerk.

4.2. Berechnungen mit einer Kornklasse

Nebst der Erarbeitung eines grundlegenden Verständnisses über das Transportverhalten einzelner Korndurchmesser für die vorliegende Situation ist der Aspekt des einen, für die morphologischen Entwicklungen im Vorstreckungsbereich repräsentativen, Durchmessers von grossem Interesse.

Ausgehend von dem für die Ablagerungen im Vorstreckungskanal als repräsentativ angenommenen Korndurchmesser $d_{vm} = 250 \text{ } \mu\text{m}$ (basierend auf Feldmessungen) und den Bedingungen für den Transportbeginn gemäss *Shields* (Abb. 7) wurde das grundsätzliche Transportverhalten des numerischen Modells für die vorhandene Situation untersucht. Dafür wurden Berechnungen mit einem Anteil an der Gesamtfracht des Alpenrheins von 14% und 100% durchgeführt. Die Resultate haben gezeigt, dass die Mobilität der Sedimente grundsätzlich zu hoch ist. Somit wurde das numerische Modell um den bereits erwähnten Ansatz erweitert.

Einerseits wurde zur generellen Verminderung der Mobilität bezüglich des gesamten Berechnungsgebiets ein globaler Wert für $\tau_{b,crit}$ vorgegeben und variiert. Andererseits musste beim Eintritt des Alpenrheins in das Berechnungsgebiet - aufgrund der durch die Kanalisierung besonders intensiven Strömungsbelastung und dem vernachlässigten Geschiebetrieb - die Sohle mit einem erhöhten Wert für die kritische Sohlschubspannung

befestigt werden. Ebenfalls besteht in der darauf folgenden Linkskurve der Vorstreckung eine Zone mit ausgeprägtem Kurvenkolk, welcher wiederum nach einer gesonderten Bewertung von $\tau_{b,crit}$ verlangte. Des Weiteren befindet sich in diesem Bereich am linken Ufer eine grosse Sandbank, die gemäss den Naturmessungen auch während den Hochwassern 1999 grösstenteils bestehen blieb. Deshalb wurde in diesem Bereich von konsolidiertem Untergrund ausgegangen und entsprechend die kritische Sohlschubspannung zusätzlich erhöht. Anhand zahlreicher Berechnung hat sich gezeigt, dass bei einem globalen Wert für $\tau_{b,crit}$ von 1 N/m^2 die Ausgangssohle grösstenteils stabil bleibt. Im kanalisierten Bereich der Vorstreckung und bei der Sandbank, kam ein vorgegebener Wert der kritischen Sohlschubspannung im Bereich von 1.5 bis 2.5 N/m^2 zur Anwendung (Abb. 7).

Basierend auf den gewonnenen Erkenntnissen über das Modellverhalten bezüglich einem spezifischen Korndurchmesser (d_{vm}) wurde dieser in zwei Schritten, $200 \mu\text{m}$ und $150 \mu\text{m}$, erniedrigt, um den Einfluss der Korngrösse abschätzen zu können. Erweitert wurden diese Untersuchungen zur Beurteilung des Transportverhaltens der verschiedenen Korndurchmesser durch die Anhebung des prozentualen Anteils an der Gesamtfracht, resp. der Erhöhung der Konzentration der suspendierten Feststoffe, von 14% auf 30% und 50% . Obwohl die Durchmesser kleiner als $250 \mu\text{m}$ weiter mit der Strömung transportiert und leichter aufgenommen werden, konnte keine wesentliche Tendenz bezüglich der Volumenbilanz und der grösseren Mobilität der kleineren Korndurchmesser festgestellt werden. Dies ist auf die sich überlagernden Einflüsse der Ablagerung, Resuspension und des unterschiedlichen Transportverhaltens der Korndurchmesser im Modell zurückzuführen. Bei der vorliegenden Situation kommt der Stabilität der Kurve eine bedeutende Rolle zu: durch die Verlagerung von Material der Ausgangssohle, resp. den Eintrag in die Strömung, wird die Abflusskonzentration mitbestimmt, wodurch es zur genannten Überlagerung der Einflüsse bei den leicht transportierbaren kleinen Korndurchmessern kommt. Grundsätzlich hat sich aber gezeigt, dass kleinere Durchmesser und grösse Frachten an suspendiertem Material bei diesem Modell zu weniger Erosion im Mündungsbereich führen.

Als weiterführende Versuche zur Ermittlung des Transportverhaltens eines einzelnen Korndurchmessers und der Suche nach dem repräsentativen Durchmesser wurde der Fokus auf die mittleren Korndurchmesser, $d_m = 59 \mu\text{m}$ (nach Müller [13]) und $d_{mp} = 17 \mu\text{m}$ (gemäss Parker [15]), der suspendierten Feststoffe des Alpenrheins gerichtet. Entsprechend wurde a priori ein Anteil an der Gesamtfracht von 100% veranschlagt. Die Resultate der Berechnungen mit dem Korndurchmesser d_m zeigen eine gute Wiedergabe der Ablagerungen und ebenfalls gut zutreffende Volumendifferenzen (Abb. 8). Dadurch wird für das angewendete Modell die Repräsentanz des mittleren Durchmessers nach Müller bestätigt. Der mittlere Durchmesser nach Parker war mit $17 \mu\text{m}$ die kleinste Korngrösse der Berechnungen mit einer Kornklasse. Die entsprechenden Resultate haben aufgezeigt, dass wegen der überaus grossen Mobilität dieser Korngrösse praktisch keine Sedimentation stattfindet.

4.3. Berechnungen mit mehreren Kornklassen

Durch die Wahl von mehreren Kornklassen soll a priori ein differenzierteres Abbild der natürlichen Ereignisse erzielt werden. Die Berechnungen für zwei und vier Kornklassen und die entsprechende Kornklassifizierung basieren auf einer in den Jahren 1965-1966 ermittelten Korngrößenverteilung der durch den Alpenrhein zugeführten Feststoffe.

Der Gesamtanteil betrug für alle Berechnungsfälle 100%. Gemäss den Resultaten, war das primäre Verhalten des Modells bezüglich den Ablagerungen und der Erosion zufrieden stellend (Abb. 8). Die Breschenablagerungen waren aber im Vergleich zu den Naturmessungen deutlich zu gering. Der Grund dafür ist der so genannte Mündungspfropfen, wie in Abb. 6 (Koordinaten 900/2100) deutlich erkennbar. Der ansatzweise vorhandene Mündungspfropfen in der Ausgangstopografie wurde bei den vorliegenden Simulationen zusätzlich abgetragen anstatt - wie in Natur - vergrössert. Somit gelangt ein Grossteil der Fracht im vorderen Mündungsbereich oder im Bereich der Halde zur Sedimentation. Daraus lässt sich folgern, dass die Mobilität der zugeführten Feststoffe und der Sedimente, welche von der gewählten Korngrössenverteilung und deren Klassifizierung abhängt, zu gross ist. Ebenfalls wurde dieser Sachverhalt anhand der Volumenbilanz bestätigt: die Ablagerungsvolumina sind gegenüber dem Referenzwert um 35-40% zu klein.

4.3. Bauliche Szenarien

Im Rahmen der Untersuchungen wurden auch zwei bauliche Szenarien betrachtet. Dabei wurde einerseits davon ausgegangen, dass die beiden Breschen im linken Vorstreckungsdamm nach dem ersten Hochwasser geschlossen wurden und andererseits wurde eine anfängliche Konfiguration ohne die beiden Dammbreschen angenommen. Aus dem Vergleich dieser beiden Berechnungsresultate, wurde klar ersichtlich, dass die Breschenablagerungen während des ersten Hochwassers gebildet wurden. Beim erstenen Szenario kam es nach Schliessung der Breschen zu keinen weiteren Ablagerungen ausserhalb des linken Leitdams, was aber auch bei offenen Breschen praktisch nicht mehr eintreten würde. Bestätigt wird dies im zweiten Szenario mit von Anfang an geschlossenen, resp. keinen, Dammbreschen (Abb. 9). Dort kommt es nicht zu Breschenablagerungen mit der charakteristischen strömungsbedingten Form, sondern es entstehen lediglich Auflandungen nahe dem linken Leitdamm.

5. Schlussfolgerungen

Die Resultate der Berechnungen haben gezeigt, dass eine numerische Simulation der morphologischen Entwicklung im Bereich der Rheinmündung mit dem verwendeten Modell grundsätzlich möglich ist. Entsprechend den zusammengestellten und aufgearbeiteten Anfangs- und Randbedingungen für die Untersuchungsperiode konnten die in der Natur entstandenen Breschenablagerungen seeseitig des linken Vorstreckungsdamms in ihrer Gestalt, d.h. qualitativ, nachgebildet werden. Die Mächtigkeit und die Ausdehnung der Ablagerungen konnten nur bedingt wiedergegeben werden. Diese quantitativen Grössen sind einerseits durch die Qualität der Grundlagen bestimmt und andererseits von der Komplexität der Situation und der Genauigkeit des numerischen Modells abhängig. Anhand der auf den numerischen Simulationen basierenden Rekonstruktion der morphologischen Entwicklung zeigt sich deutlich, dass für die Bildung der Breschenablagerungen das Zusammenspiel von Abfluss und entsprechender Feststofffracht des Alpenrheins sowie des Pegelstands des Obersees im betrachteten Zeitraum entscheidend war.

Unter Berücksichtigung der genannten Aspekte, kann das numerische Modell als Werkzeug für weiterführende morphologische Untersuchungen und zur Unterstützung der weiteren Planung der Rheinvorstreckung herangezogen werden.

6. Anmerkung

Das dieser Veröffentlichung zugrunde liegende Projekt wurde im Auftrag der internationalen Rheinregulierung durchgeführt. An dieser Stelle sei den beiden Rheinbauleitern U. Bergmeister und L. Kalt für Ihre Unterstützung und die interessanten Diskussionen bezüglich des Rheinvorstreckungsprojekts gedankt.

Nomenklatur

β_k	prozentualer Anteil der Fraktion k bezogen auf die Gesamtmischung in der Austauschschicht
β_{sk}	prozentualer Anteil der Fraktion k bezogen auf die Gesamtmischung in einer Unterschicht
C_k	tiefengemittelte Konzentration der suspendierten Partikel der k -ten Kornklasse
d	Korndurchmesser
d_m	mittlerer Korndurchmesser nach Müller
d_{mp}	mittlerer Korndurchmesser nach Parker
d_{vm}	mittlerer Korndurchmesser im Vorstreckungskanal
Γ	Dispersionskoeffizient
g	Erdbeschleunigung
γ	Querneigung
γ_{cr}	kritischer Böschungswinkel
h	Abflusstiefe
hm	Dicke der Austauschschicht
k_s	äquivalente Sandrauhigkeit nach Nikuradse
nk	Anzahl Kornklassen
p	Porosität
q_{bx_k}	x-Komponente des spezifischen Geschiebetriebs der Kornklasse k
q_{by_k}	y-Komponente des spezifischen Geschiebetriebs der Kornklasse k
q	spezifischer Abfluss in x-Richtung
r	spezifischer Abfluss in y-Richtung
ρ	Dichte des Wassers
S_k	Quellterm für Austausch über die Gerinnesohle
Sf_k	Materialfluss über die Grundfläche der Austauschschicht
Sl_k	Quellterm für lokale Zugabe oder Entnahme von Material
θ_{cr}	dimensionsloser kritischer Mobilitätsparameters gemäss Shields
τ_{bx}, τ_{bx}	kartesische Komponenten der Sohlschubspannung
$\tau_{b,cr}$	kritische Sohleschubspannung
$\tau_{xx}, \tau_{xy}, \tau_{yy}, \tau_{yx}$	Komponenten des Spannungstensors
u	Strömungskomponente in x-Richtung
v	Strömungskomponente in y-Richtung
z	Wasserspiegellage
z_b	Kote der Flussohle

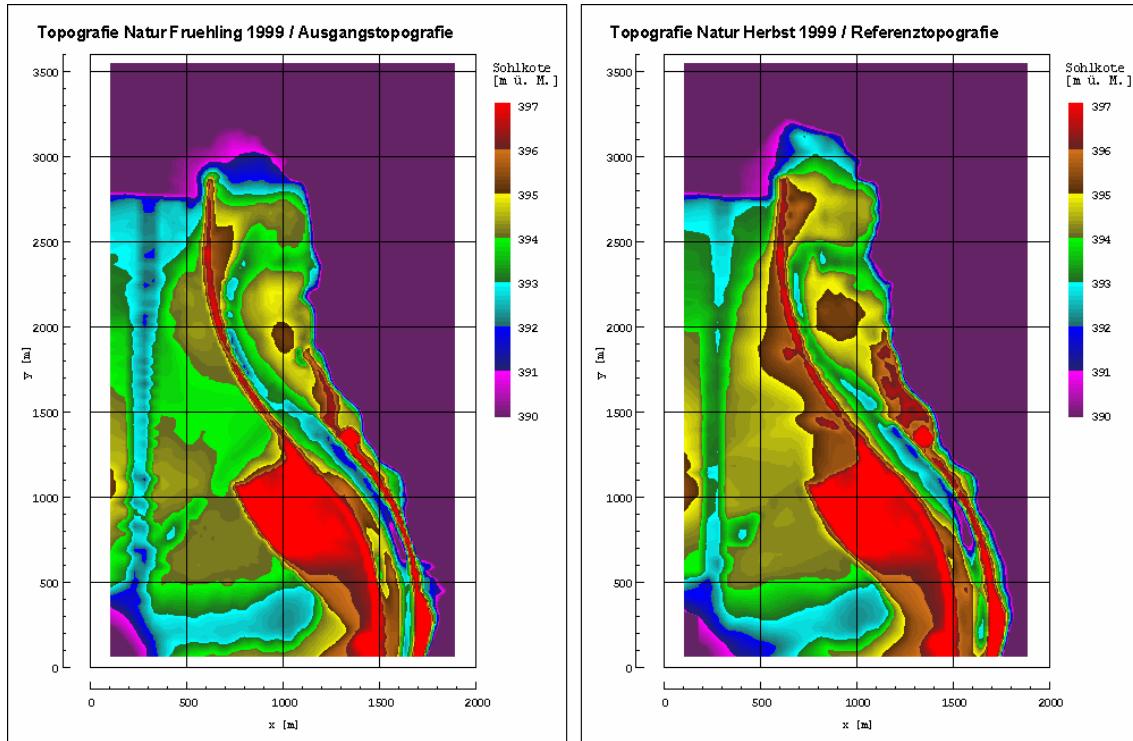


Abb. 6 Gegenüberstellung der beiden anhand der Vermessungsdaten erstellten Topografien Frühling und Herbst 1999. Die Topografie aus dem Frühling 1999 (links) dient den Simulationen als Ausgangstopografie und die Topografie aus dem Herbst 1999 (rechts) wird bei der Validierung als Referenztopografie verwendet.

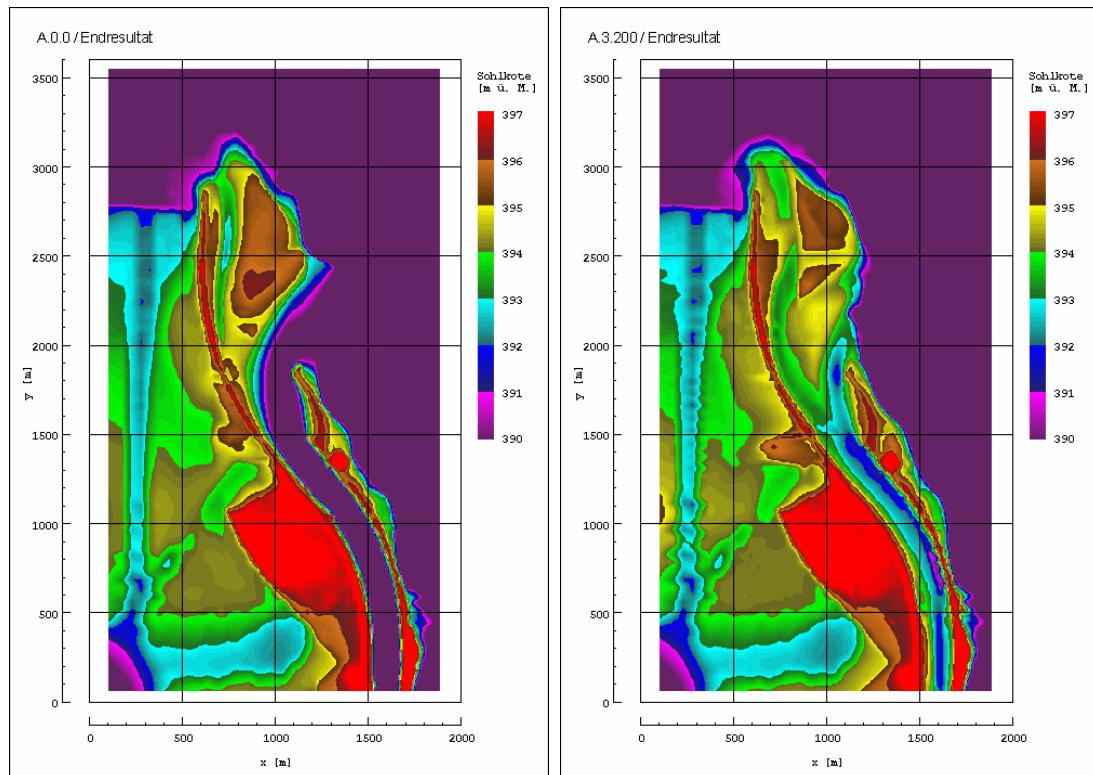


Abb. 7 Resultate der Berechnungen mit einer Kornklasse: links mit Transportbeginn gemäss Shields ($d_{vm}=250 \text{ mm}$, Anteil an der Gesamtfracht 14%) und rechts mit Vorgabe der kritischen Sohlschubspannung ($150 \mu\text{m}$, 50%).

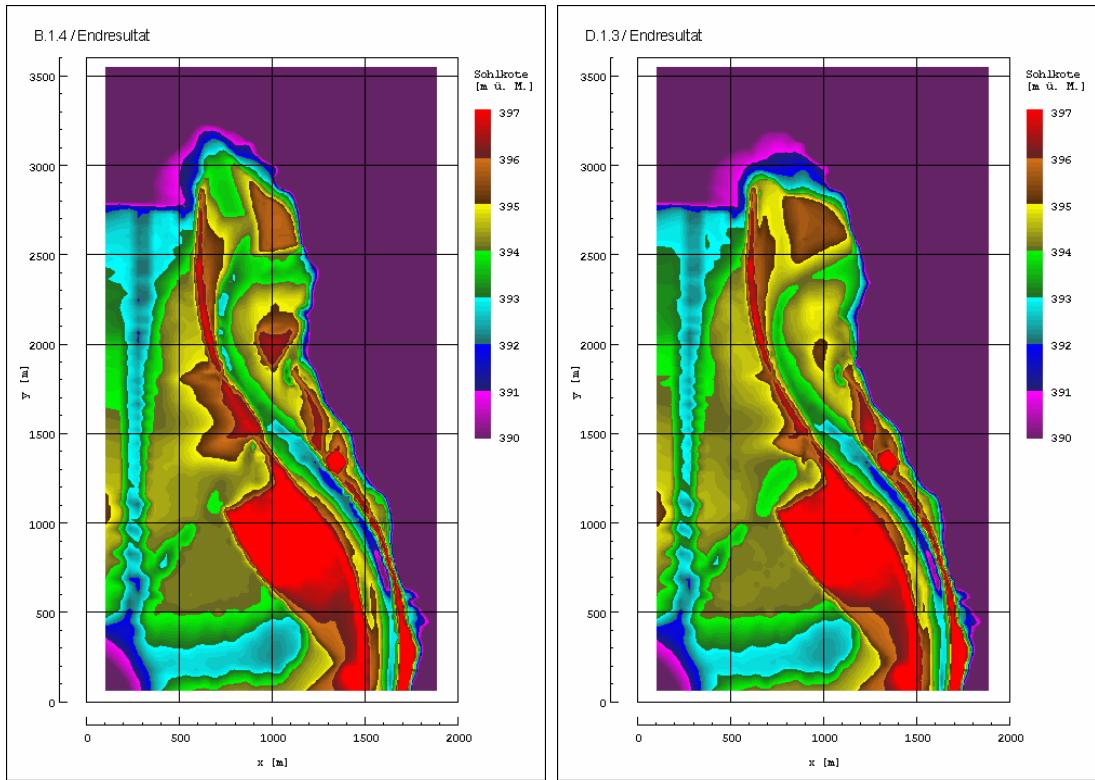


Abb. 8 Ergebnisse der Berechnungen mit mittlerem Korndurchmesser d_m (links) und vier Kornklassen (rechts).

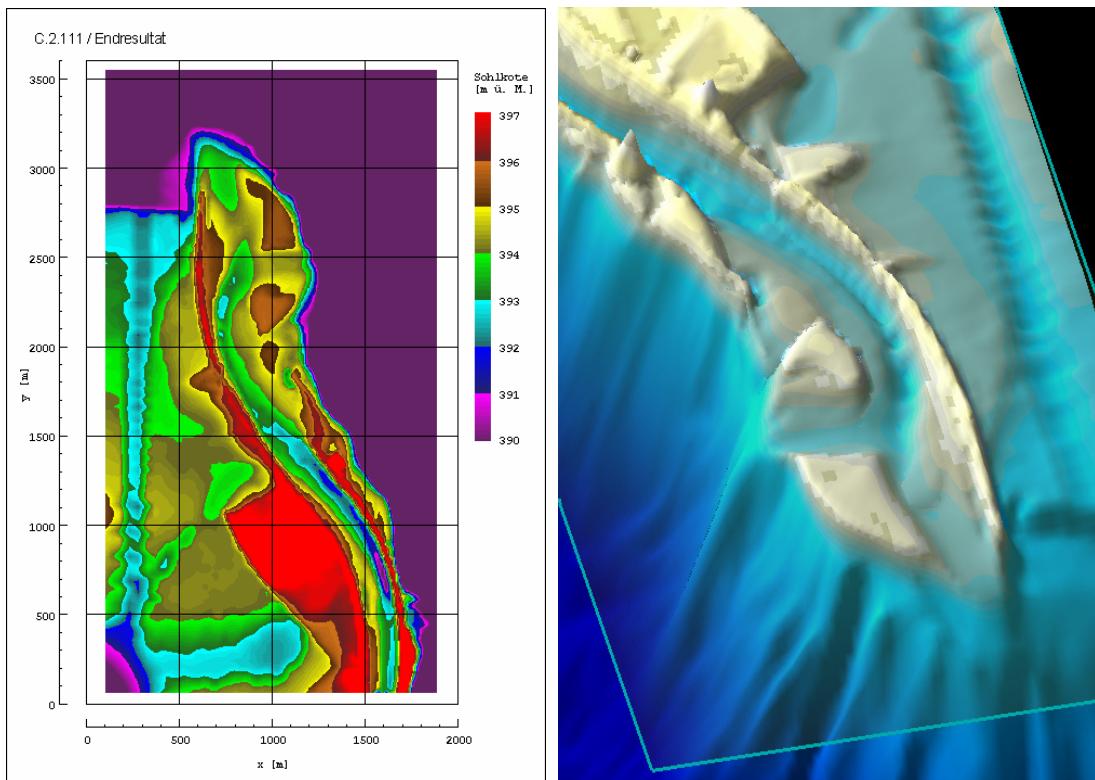


Abb. 9 Resultat des Szenarios mit geschlossenen Dammbreschen (links) und räumliche Darstellung der Ergebnisse einer Simulation mit zwei Kornklassen (rechts).

Referenzen

- [1] Der Alpenrhein und seine Regulierung. Internationale Rheinregulierung 1892-1992. Internationale Rheinregulierung, Rorschach, 1992. BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- [2] Beffa, C. J., 1994. Praktische Lösung der tiefengemittelten Flachwassergleichungen. Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie Nr. 133
- [3] Beffa, C. and Faeh, R., 1994. Flood propagation on mobile beds under mountainous flow conditions, Proc. Speciality Conference "Modeling of Flood Propagation Over Initially Dry Areas", ASCE, Milan, Italy, p. 327-341.
- [4] Black, K. S., Tolhurst, T. J., Paterson, D. M., Hagerhey, S. E., 2001. Working with Natural Cohesive Sediments. Journal of Hydraulic Engineering, January 2001, Vol. 128, pp. 2-8.
- [5] Egiazaroff, P.I., 1965. Calculation of Non-Uniform Sediment Concentration. Journal of Hydraulics Division, ASCE, no. 44.
- [6] Fäh, R., 1996. Erosion-based dambreak simulation, Proc. Second Int. Conference on Hydroinformatics '96, Vol. 2, p. 681-688.
- [7] Fäh, R., 1997. Numerische Simulation der Strömung in offenen Gerinnen mit beweglicher Sohle, Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie Nr. 153, (Dissertation No. 12179, ETH, Zurich).
- [8] Hunziker, R. P., 1995. Fraktionsweiser Geschiebetransport, Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie Nr. 138
- [9] Ikeda, S., 1988. Lateral Bed Load Transport on Slide Slopes, Civil Engineering Practice 2, Technomic Publishing Company, USA.
- [10] Ikeda, S., 1982. Lateral Bed Load Transport on Slide Slopes, Journal of Hydraulics Division, ASCE, Vol. 108, No. 11
- [11] Lin, B., 1984. Current Study of Unsteady Transport of Sediment in China, Proceedings of Japan-China Bi-Lateral Seminar on River Hydraulics and Engineering Experiences, Tokyo-Kyoto-Sapporo.
- [12] Mantz, P. A., 1977. Incipient Transport of Fine Grains and Flakes by Fluids – Extended Shields Diagram. Journal of the Hydraulics Division, ASCE, June 1977, Vol. 103, pp. 601-615.
- [13] Müller, R., 1943. Theoretische Grundlagen der Fluss- und Wildbachverbauungen, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, ETH Zürich, Nr. 4.
- [14] Ökologische Begleitplanung zur gestalterischen und ökologischen Aufwertung des Vorstreckungsprojekts. Internationale Rheinregulierung IRR. ILU Uster, August 1996.
- [15] Parker, G., 1992. Some Random Notes on Grain Sorting, Proc. of the Int. Grain Sorting Seminar, Ascona, Mitteilung Nr. 117 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, pp. 19-76.
- [16] Pilotti, M., Menduni, G., 2001. Beginning of sediment transport of incoherent grains in shallow shear flows. Journal of Hydraulic Research, Vol. 39, 2001, No. 2, pp. 115-124.

- [17] Priestly, A., 1987. Roe-type schemes for the 2D shallow water equations. *Num. Anal. Report* 8/87, Department of Mathematics, University of Reading, U.K.
- [18] Roth M., Weber M., Bezzola G.R.. Physical modelling of sediment deposits in a river delta. Case study: The Alpenrhein Delta in Lake Constance. *Proc. XXIX IAHR-Congress*, 16.-21. Sept. 2001, Peking.
- [19] Roberts, J., Jepsen, R., Gotthard, D., Lick, W., 1998. Effects of Particle Size and Bulk Density on Erosion of Quartz Particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, December 1998, Vol. 124, pp. 1261-1267.
- [20] Scheffer, F., Schachtschabel, P. 1998. *Lehrbuch der Bodenkunde*. 14. Aufl. Enke, Stuttgart. 494 S.
- [21] Shields, A. (1936). Anwendungen der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegungen. *Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, Heft 26, Berlin, Deutschland.
- [22] Spasojevic, M. and Holly, F.M., Jr., 1990. Evolution in natural watercourses - a new simulation approach, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol. 116, p. 425-443.
- [23] Van Rijn, L. C., 1984. Sediment Transport, Part II: Suspended Load Transport, *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, Vol. 110, No. 11
- [24] Van Rijn, L. C., 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and costal seas. Amsterdam: Aqua Publications.
- [25] Wang, S., Shen, H. W., 1985. Incipient Sediment Motion and Riprap Design. *Journal of Hydraulic Engineering*, March 1985, Vol. 111, pp. 520-538.
- [26] Wu, J., 1985. Hydrodynamically Smooth Flows over Surface Material in Alluvial Channels. *Journal of Hydraulic Engineering*, November 1985, Vol. 111, pp. 1423-1427.
- [27] Yalin, M. S., Karahan, E., 1979. Inception of Sediment Transport. *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, November 1979, Vol. 105, pp. 1433-1443.

Autoren:

David Vetsch, dipl. Ing. ETH, (vetsch@vaw.baug.ethz.ch), Dr. Roland Fäh, dipl. Ing. ETH, (faeh@vaw.baug.ethz.ch), Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW), ETH Zentrum, CH-8092 Zürich.

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

***Turbulenzen in der
Geomorphologie***



Aufgelöste Blockrampen an der Emme

Nadia Semadeni, Daniela Lange, Gian Reto Bezzola

Zusammenfassung

Die Emme ist ein sich seit Jahrzehnten eintiefender Mittellandfluss der Schweiz. Zur Sohlenstabilisierung wurden im letzten Jahrhundert viele Schwellen als Fixpunkte im Längsprofil erstellt. Heute erschweren diese aufgrund ihrer Absturztiefe die ökologische Durchgängigkeit. Als Ersatz für die baufälligen Wanderhindernisse kommen nur Sohlenbauwerke in Frage, welche einerseits die Sohlenlage auf dem heutigen Niveau fixieren und andererseits für Fische und Kleinstlebewesen passierbar sind. Die ökologischen Anforderungen lehnen sich an die Ansätze für den Bau von Fischpässen an.

Die Verwendung von natürlichen Wildbachmorphologien, wie Riegel- oder Kreisstrukturen, für den Aufbau des rampenähnlichen Sohlenbauwerks soll Stabilitätsvorteile gegenüber heute bekannten durchgängigen Bauwerken bringen. Im Sinne der Ökologie wird auf den Einbau von Fremdmaterialien verzichtet. Die Tatsache, dass es keine Bemessungsgrundlagen für derartige Rampen gibt, führte zu physikalischen Modellversuchen an der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich. Erste Resultate zeigen eine Abhängigkeit der Rampenstabilität vom Höhenunterschied und von der Abflusstiefe im Unterwasser.

Summary

The river Emme, one of Switzerland's major pre-alpine rivers, has been deepening into the ground for decades. Since the 1950s various drops have been established in order to stabilize the channel bottom. Today however, they endanger and hinder ecological passability due to their drops' depth. Only river constructions that allow easy crossing for fish and similar species and fixate the channel bottom at today's levels should be considered as potential replacements for the old barriers. The ecological requirements are equal to those of fish pass.

The usage of natural wild river morphologies, such as bolt- and circular structures for channel buildings is supposed to bring additional stability when compared to today's structures. To ensure ecological compatibility, only environmental-friendly substances are being used. Since no data was available on this type of ramps, the Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology at Swiss Federal Institute of Technology Zurich has conducted several model experiments. Early results indicate that ramp stability is dependent upon height difference, drain depth and bed load mobility.

Einleitung und Problemstellung

Projektvorstellung

Die Emme ist ein voralpiner Fluss, welcher das schweizerische Mittelland durchfliesst und östlich von Solothurn in die Aare einmündet. Seit der Korrektion Ende des letzten Jahrhunderts hat sich in diesem Fluss eine massive Sohlenerosion eingestellt. Bei den grossen Flusskorrekturen des 18. und 19. Jahrhunderts ging es primär darum, dem Fluss einen bestimmten Raum zuzuweisen und so die versumpften Flächen und unsicheren Überschwemmungsflächen in den grossen Talebenen der land- und forstwirtschaftlichen Nutzung zuzuführen (VISCHER, 1986). Durch die Korrektion nahm neben der Abflusskapazität auch die Geschiebetransportkapazität zu, was zu einem Geschiebedefizit führte und somit eine Erosionstendenz bewirkte. Diese Eintiefung der Emme wurde durch die abnehmende Geschiebezufuhr aus den Seitenzuflüssen zusätzlich verstärkt.

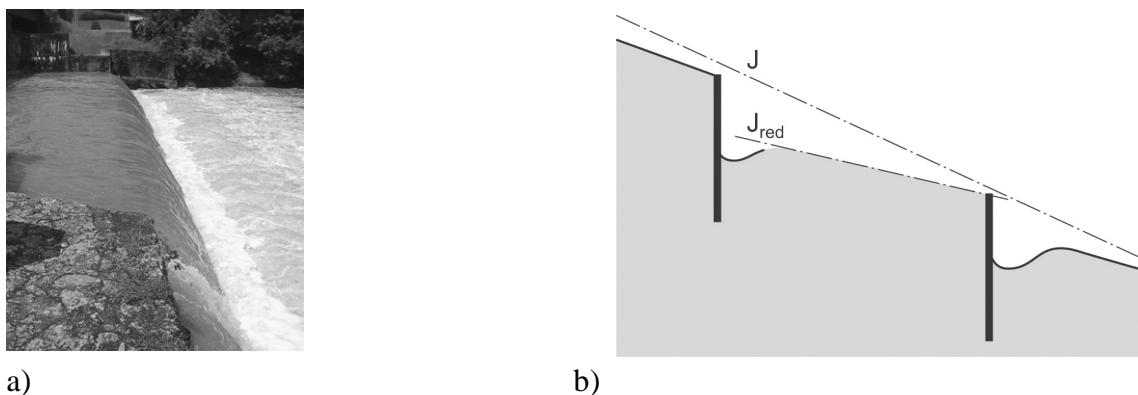


Abb. 1 a) Schwelle Emme Fluss-Kilometer 33.785

b) Sperren mit dem reduzierten Zwischengefälle (VAW 1987)

In der Emme wurde bisher das Erosionsproblem durch den Einbau von Querbauwerken bekämpft (Abb. 1). Diese Absturzbauwerke unterteilen die gesamte Fliessstrecke in Abschnitte von ca. 200 bis 1'500 m. In diesen Abschnitten hat sich unterdessen ein Zwischengefälle eingestellt, das wesentlich flacher ist als das Talgefälle. Momentan werden im Bereich des korrigierten Laufs ca. 1/3 des Gesamthöhenunterschiedes durch Schwellen und 2/3 durch das Zwischengefälle aufgenommen (HUNZIKER und JÄGGI, 1988).

Da auch in den letzten Jahren diese Erosion trotz verschiedener Gegenmassnahmen forschreitet, kommt den Querbauwerken, in ihrer Funktion als Sohlenfixpunkte, eine grosse Bedeutung zu. Aufgrund der Absturzhöhen von 1.5 bis 2.5 m hindern sie jedoch Fische und Kleinlebewesen an ihrer Wanderung. Demzufolge ist die Längsvernetzung der Emme nicht mehr gewährleistet. Eine grössere Anzahl der Querwerke ist heute baufällig und muss in naher Zukunft ersetzt werden. Als Ersatz sind Sohlenbauwerke vorgesehen, die für Kleinstlebewesen und Fische durchgängig sind.

Anforderungen ans Bauwerk

Die oben beschriebene Problematik der Sohleneintiefung der Emme erfordert ein Sohlenbauwerk, das einerseits die Funktion des Sohlenfixpunktes bei Hochwasserabflüssen

gewährleistet und andererseits den ökologischen Anforderungen für die Durchgängigkeit bei kleinen Abflüssen genügt.

Anforderung „Sohlenfixpunkt“

Das vordergründige Ziel des klassischen Flussbaus ist die Schaffung eines stabilen Gerinnes und damit die Gewährleistung stabiler Verbauungswerke. Mittels Hochwasserschutzmassnahmen sollen der Mensch und seine Umwelt vor Überflutungen, Erosionen und Feststoffablagerungen durch ausufernde Bäche und Flüsse geschützt werden.

Das System der heutigen Emmeverbauung fixiert daher die Uferböschungen durch Längssicherungen und an gegebenen Punkten die Sohlenlage durch Sperren. Die dazwischen liegenden Sohlenbereiche sind weiterhin dem Fluss zur Gestaltung überlassen. Verlandungen oder Erosionstendenzen ergeben sich als Differenz der örtlichen Geschiebetransportkapazität und Geschiebezufluss (Abb. 1).

Die Sohleneintiefung der Emme gefährdet die in den 60er bis 80er Jahren des 20. Jahrhunderts erstellten Uferbauten zunehmend, weil diese nicht auf die heutigen maximalen Kolkiefen fundiert wurden. Hinzu kommt, dass die prognostizierte zukünftige Sohlenabsenkung für den Projektabschnitt Emmenmatt - Burgdorf im Mittel 0.5 m und maximal bis zu 1.5 m beträgt (VAW, 1987). Das zukünftige Sohlenbauwerk, das die baufälligen Querbauten ersetzen wird, muss dementsprechend die Sohlenlage auf dem heutigen Niveau fixieren und unter Berücksichtigung der zukünftigen Sohlenabsenkung fundiert werden.

Zudem muss das Sohlenbauwerk einer Belastung durch ein 100-jährliches Hochwasser schadlos standhalten, was einem spezifischen Abfluss von $14 \text{ m}^3/\text{sm}$ entspricht. Die Gutmütigkeit des Bauwerks wird mit einer Belastung durch ein Extremhochwasser (spezifischer Abfluss von $21 \text{ m}^3/\text{sm}$) getestet. Das Bauwerk darf bei dieser Belastung Schäden aufweisen, jedoch muss die Funktion des Sohlenfixpunkts jederzeit gewährleistet sein und die Rampe darf sich nicht in die einzelnen Bestandteile auflösen.

Ökologische Anforderungen

Der Schutz vor Hochwasser ist heute nach wie vor eine der zentralen Aufgaben des Flussbaus, doch haben in den letzten Jahren und Jahrzehnten ökologische Aspekte mehr und mehr an Bedeutung gewonnen. Heute lassen sich bauliche Massnahmen an Fließgewässern in der Regel nur realisieren, wenn dadurch gleichzeitig die ökologische Situation verbessert wird. Um natürliche Verhältnisse in einem künstlichen Bauwerk nachzubilden, sind die in Abb. 2 dargestellten Anforderungen betreffend der Fließgeschwindigkeit $v < 2 \text{ m/s}$, der Differenz der Wasserspiegellagen $\Delta h < 0.2 \text{ m}$, der Beckentiefe $\Delta > 0.4 \text{ m}$ und des Turbulenzkriteriums $T < 200 \text{ W/m}^3 \text{ Becken}$ einzuhalten. Die Höhendifferenz der Wasserspiegel Δh ist ein Kriterium für die lokale Geschwindigkeit, die ein Fisch noch überwinden kann, und ist auf maximal 0.2 m festgesetzt (DVWK, 1996).

Die ökologischen Anforderungen lehnen sich an die Kriterien für Fischpässe an, wo die Abflussgrösse künstlich mittels Dotierbauwerk gesteuert wird und daher in einer bestimmten Bandbreite liegt. Für ein über die ganze Flussbreite erstelltes Bauwerk müssen die Anforderungen nicht auf der gesamten Rampenbreite eingehalten werden, es wird hier ein in Längsrichtung durchgängiger Rampenbereich gefordert, in dem die Grenzwerte nicht überschritten werden. Die ökologischen Anforderungen sollen in der Abflussbandbreite von Q_{330} (Abfluss der an 330 Tagen im Jahr auftritt) bis Q_{40} eingehalten

werden, was für den Fall der Emme einem Abfluss von $2.5 \text{ m}^3/\text{s}$ bis $25 \text{ m}^3/\text{s}$ entspricht (GEBLER, 2003). Zusätzlich zur Längsvernetzung stehen eine möglichst naturnahe Gestaltung des Sohlenbauwerks und die Gewährleistung einer vielfältigen Struktur der Gewässersohle und der Uferbereiche an.

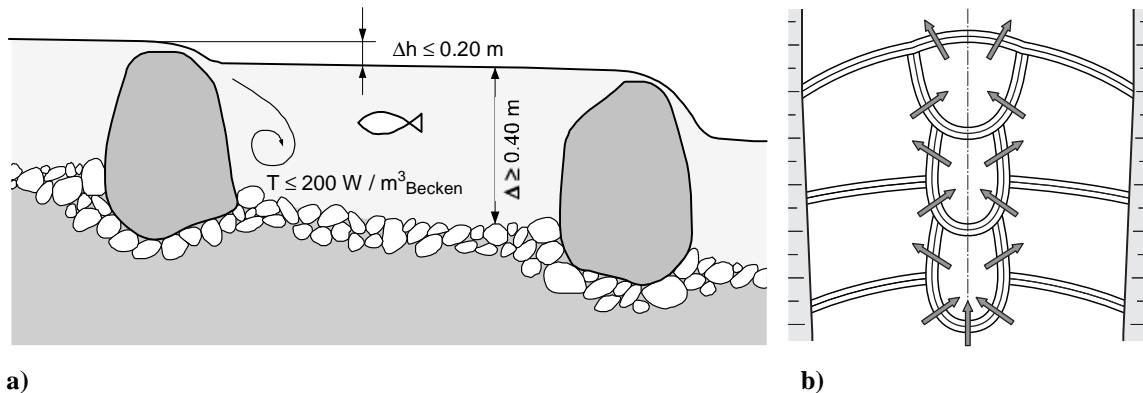


Abb. 2 a) Ökologische Anforderungen (DvWK, 1996)

b) Situation Tausendfüssler mit Aufstiegs weg (SEMADENI und MÜLLER, 2001), Fließrichtung von oben nach unten

Konzept für neue durchgängige Sohlenbauwerke

Als Grundidee für die Gestaltung des neuen Sohlenbauwerks wurden natürliche Sohlenmorphologien gesucht. Das künstlich erstellte Bauwerk soll sich möglichst stark an natürlichen Strukturen orientieren und somit aufgrund der Analogie Stabilitätsvorteile mitbringen.

Der Aufbau und die Struktur des durchgängigen Sohlenbauwerks lehnen sich an die durch Selbststabilisierung erzeugten Strukturen in Wildbächen an. Die Sohlen von steilen Gerinnen bilden unter hydraulischer Belastung grobe und strukturierte Deckschichten. Diese Abpflasterungsschicht schützt die darunter liegende Sohle vor Erosion. Diese Deckschicht entwickelt sich bei grösseren Belastungen zu einer natürlichen Morphologie von Stufen-Becken-Abfolgen (WHITTAKER und JÄGGI, 1982) (Abb. 3).

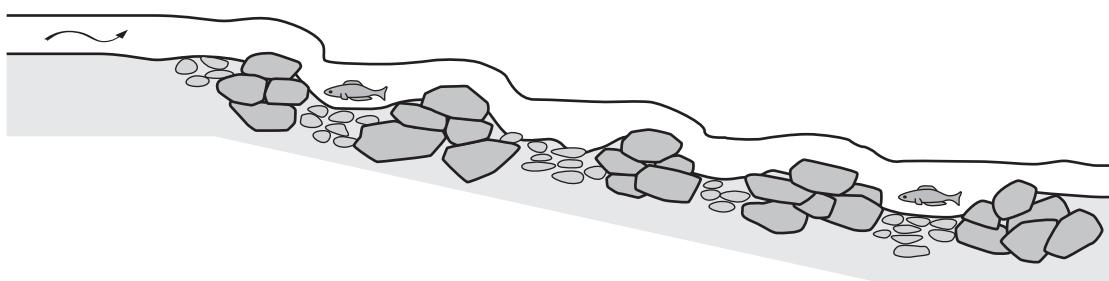


Abb. 3 Stufen-Becken-Sequenzen (DvWK, 1996)

Im Artikel „Sohlenmorphologie und Fliesswiderstand steiler Gerinne“ von Roman Weichert (2004) werden die Entstehung und eine Typisierung dieser Stufen-Becken-Abfolgen beschrieben.

Im Falle der Emme reicht diese Selbststabilisierung aufgrund des feinen Geschiebes mit massgebenden Korndurchmessern von $d_{90} = 85 \text{ mm}$ und $d_m = 25 \text{ mm}$ nicht aus. Um der Anforderung nach einer möglichst naturnahen Gestaltung des Bauwerks nachzukom-

men, wurde auf die Verwendung von Fremdmaterialien wie Beton, Seilen oder Eisenbahnschienen verzichtet. Folglich kann nur mittels Zuführen von gröberen Blocksteinen die Stabilität eines naturnahen Sohlenbauwerks beim Bemessungsabfluss gewährleistet werden.

Die Einbindung der ökologischen und stabilitätstypischen Aspekte führte zur Wahl der aufgelösten Blockrampe, die über die gesamte Flussbreite reicht. Für den Aufbau der Struktur „Tausendfüssler“ werden die in der Natur und im physikalischen Modell beobachteten morphologischen Elemente „Riegel“ und „Ring“ verwendet (SEMADENI und MÜLLER, 2001). Die Riegel sind entsprechend den Ansätzen von Schuberger (1973) entgegen der Fließrichtung gebogen und zentrieren den Abfluss zur Flussmitte (Abb. 2).

Die „Tausendfüssler-Struktur“ weist in der Mitte einen zickzack-förmigen Aufstiegs weg auf, der vor allem in den Sommermonaten bei sehr geringer Wasserführung für die Vernetzung wichtig ist (Abb. 2). Bei grösseren Mittelwasserabflüssen sind die ökologischen Kriterien in Ufernähe eingehalten. Die ökologischen Anforderungen schränken die Rampenstruktur aufgrund der geforderten Wasserspiegeldifferenzen zwischen den Becken stark ein. Die ausgekleideten Becken verhindern in den trockenen Monaten ein Trockenfallen der Rampe und somit den Eindruck einer Steinwüste.

Modellversuche und erste Ergebnisse

Physikalische Modellversuche

Da es für die Projektierung und Bemessung von aufgelösten Blockrampen keine Dimensionierungs- und Bemessungsansätze gibt, werden an der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH Zürich systematische, physikalische Modellversuche durchgeführt. Ziel der Untersuchung ist, ausgehend von der in einer Diplomarbeit von Semadeni und Müller (2001) entwickelten Rampenform des Typs „Tausendfüsslers“, eine Optimierung der aufgelösten Blockrampe hinsichtlich Stabilität bei Hochwasser und die Gewährleistung der Durchgängigkeit bei Nieder- und Mittelwasser. Untersucht werden 6 verschiedene Rampenkonfigurationen, die sich aus der Kombination von 3 verschiedenen Rampengefällen ($J = 3\%, 6\%, 9\%$) und zwei für die Emme typischen Höhendifferenzen ($\Delta z = 1.5\text{ m}, 2.5\text{ m}$) ergeben (Abb. 4).

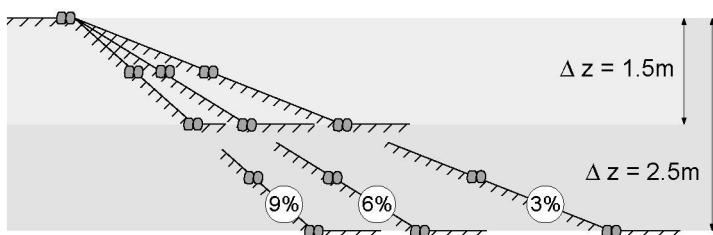


Abb. 4 Die untersuchten Rampenkonfigurationen für den Typ „Tausendfüssler“

Einflussparameter auf die Stabilität

Eine Analyse der Schadensmechanismen in den Modellversuchen hat gezeigt, dass sich die Schadensmechanismen für klassische wie auch für aufgelöste Rampen ähnlich verhalten: Rampen können versagen, indem Rampenblöcke direkt erodieren, Rampenblö-

cke in den Untergrund einsinken oder der Rampenfuss instabil wird (WHITTAKER und JÄGGI, 1986).

Um ein Einsinken der Rampenblöcke in den Untergrund zu vermeiden, müssen die Filterkriterien eingehalten werden. Unter deren Berücksichtigung darf das Verhältnis zwischen Blockdurchmesser und Durchmesser des Untergrundkorns den Wert von 6 nicht unter- und 17 nicht überschreiten (RAUDKIVI und ETTEMA, 1982, WHITTAKER und JÄGGI, 1986). Da im Falle der Emme das Verhältnis zwischen Blocksteinen und Geschiebe deutlich grösser als 20 ist, muss der Aufbau des Sohlenbauwerks mehrschichtig erfolgen. In den Modellversuchen wurde auf das Sohlenmaterial der Emme eine rund 1 m dicke Brockenschicht eingebaut. Diese genügte den Filterkriterien gegen das Einsinken in den Untergrund einerseits und mit diesen Brocken ($d_{65} = 0.50$ m, etwa 250 kg) wurden andererseits die Wasserbecken zwischen den Riegeln ausgekleidet. Die Steinblöcke, die für den Aufbau der Riegel verwendet wurden, wurden auf und in diese Brockenschicht gesetzt wie die Zähne im Zahnfleisch verankert sind.

Die Stabilität des Rampenkörpers zeigt einerseits eine starke Abhängigkeit vom zu überwindenden Höhenunterschied (Abb. 5) und andererseits von der Charakteristik des wellenförmigen Abflusses auf der Rampe und vom der Geschiebezufuhr. Die Stabilität des Rampenfusses wird vor allem durch die Effizienz der Energiedissipation auf der Rampe bestimmt. Ist der bewegliche Rampenfuss (Blockwurf) der Belastung gewachsen, so ist kein Unterschied zwischen den Versuchen mit stabilisiertem (Spundwand) und beweglichem Rampenfuss auszumachen. Durch eine sorgfältige Ausführung der aufgelösten Blockrampe lassen sich die Blockverluste durch „Erosion des schwächsten Glieds“ reduzieren.

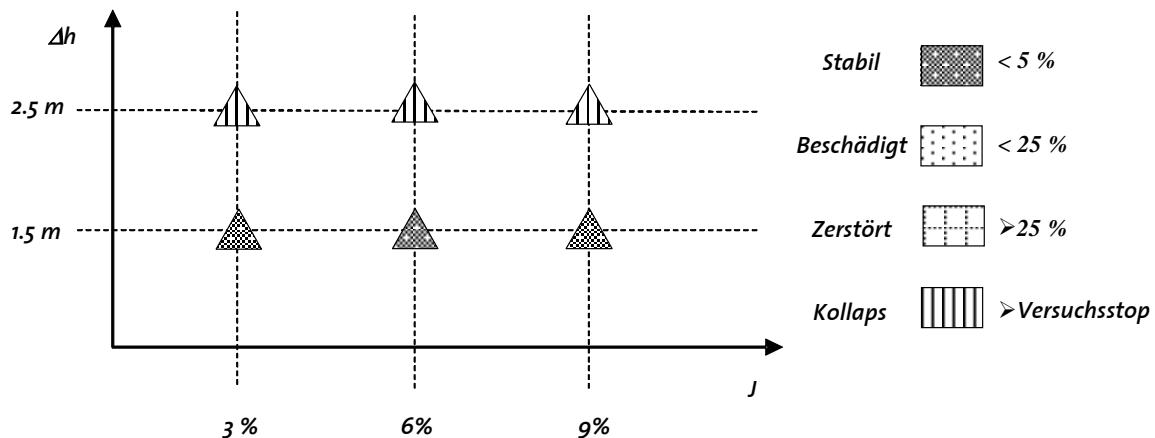


Abb. 5 Bewertung der Stabilität der Rampenkonfigurationen in Form des Massenverlusts an Blöcken und Brocken

Ökologische Durchgängigkeit

Der Nachweis der Einhaltung der ökologischen Kriterien wurde mittels Wasserspiegelmessungen bei Niedrigwasser für jede Rampenkonfiguration durchgeführt. Die Anforderung bezüglich Beckentiefe wurde in der Rampenstruktur berücksichtigt, so dass der Nachweis, dass alle Becken tiefer sind als die geforderten 40 cm, nicht erstaunte.

Das Kriterium der Wasserspiegeldifferenzen von weniger als 20 cm war schwierig einzuhalten: Die mittleren Höhendifferenzen zwischen den Riegeln betragen in Flussmitte 30 cm. Durch den Aufbau der Riegel mit Natursteinblöcken weist die Riegeloberkante Unregelmässigkeiten bezüglich der mittleren Höhe auf. An dieser unregelmässigen Riegeloberkante lassen sich an mehreren lokalen Messorten Wasserspiegeldifferenzen nachweisen, die den Grenzwert unterschreiten. Die berechneten Ergebnisse des Turbulenzkriteriums korrelieren stark mit der Differenz der Wasserspiegellagen. Ist der Grenzwert der Wasserspiegeldifferenz überschritten, so kann auch das Turbulenzkriterium nicht eingehalten werden.

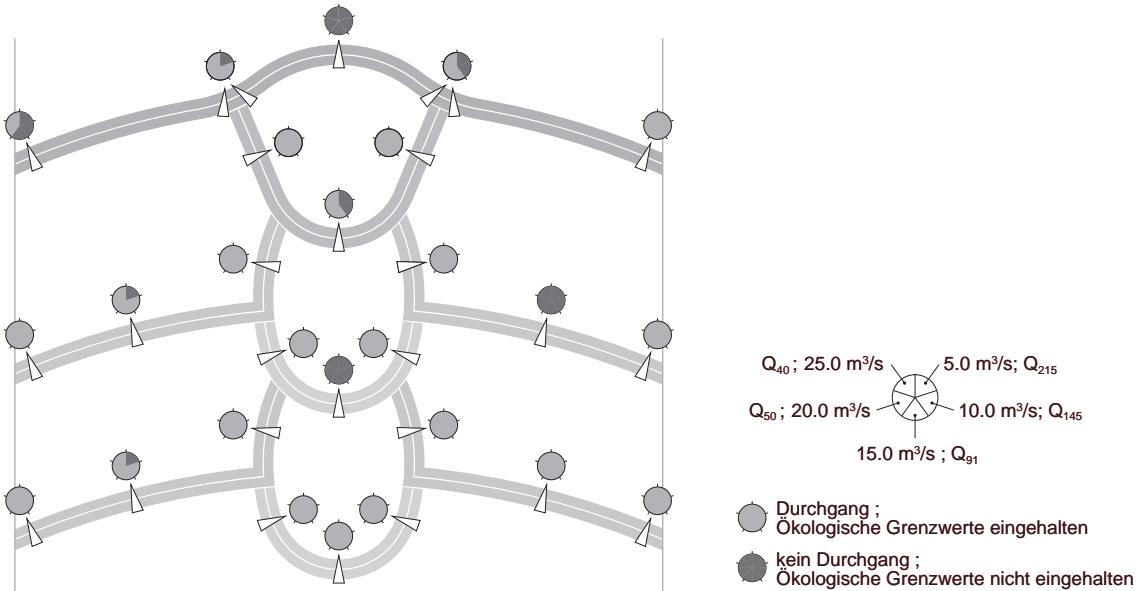


Abb. 6 Einhaltung ökologischer Kriterien bei der Rampenkonfiguration ($J = 6 \%$, $\Delta z = 1.5 \text{ m}$)

Die Einhaltung der ökologischen Kriterien für eine Rampenkonfiguration sind in der Abb. 6 für die Abflussbandbreite von 5 bis 25 m^3/s zusammengefasst. Mit der gewählten Rampenstruktur kann in der geforderten Abflussbandbreite ein in Längsrichtung durchgehender Bereich nachgewiesen werden, in dem die ökologischen Anforderungen eingehalten werden. Probleme mit der Einhaltung sind beim Übergang zum obersten Riegel (in Fliessrichtung) aufgetreten.

Schlussfolgerungen

Die bisherigen Resultate zeigen, dass aufgelöste Blockrampen mit einer auf die ökologischen Kriterien ausgelegten Rampenstruktur diesen Anforderungen gerecht werden und somit gegenüber herkömmlichen Blockrampen ökologische Vorteile aufweisen.

Eine Quantifizierung der Einflüsse auf die Rampenstabilität ist bisher nicht möglich. Die Abhängigkeit der Stabilität vom zu überwindenden Höhenunterschied ist gut nachvollziehbar. Weitere Untersuchungen sind hingegen für den beobachteten negativen Einfluss des Geschiebetransports auf die Rampenstabilität nötig. Über den Einfluss der Charakteristik des wellenförmigen Abflusses laufen an der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich weitere Grundlagenversuche.

Die bisherigen Erkenntnisse zur Nachbetsicherung sind mit den Resultaten aus Modellversuchen zu klassischen Blockrampen vergleichbar. Ist der Rampenfuss der Belas-

tung nicht gewachsen, rutscht der Rampenfuss ins Kolkloch ab und der Rampenkörper wird von unten nach oben in kürzester Zeit zerstört. Die Nachbetsicherung ist aufgrund des unregelmässigeren Abschlusses im Vergleich mit klassischen Blockrampen aufwändiger zu gestalten.

Verdankungen

Die physikalischen Modellversuche werden durch den Schwellenverband II. Sektion des Kanton Bern und durch das Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG) finanziert.

Literatur

- Bezzola, G. R. (2003). „Flussbau“. Vorlesungsmanuskript. Professur für Wasserbau der ETH Zürich.
- DVWK (1996). „Fischaufstiegsanlagen – Bemessung, Gestaltung, Funktionskontrolle“. Merkblätter zur Wasserwirtschaft 232/1996. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau. Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.
- VAW (1987). „Emme 2050, Studie über die Entwicklung des Klimas, der Bodenbedeckung, der Besiedlung, der Wasserwirtschaft und des Geschiebeaufkommens im Emmental, sowie über die Sohlenentwicklung und den Geschiebehaushalt in der Emme und mögliche zukünftige Verbauungskonzepte“. VAW-Bericht Nr. 3909, Zürich (unveröffentlicht).
- Gebler, R.-J. (2003). Personal communication.
- Hunziker, R. und Jäggi, M.N.R. (1988). „Numerische Simulation des Geschiebehaushalts der Emme.“ Int. Symp. Interpraevent, Graz, 7-16.
- Raudkivi, A.J., und Ettema, R. (1982). „Stability of Armour Layers in Rivers“. Proc. ASCE, J. Hydr. Div., 108(HY9), 1047-1057.
- Schauberger, W. (1973). „Räumliche Krümmung von Gefällsstufen“. Österreichische Wasserwirtschaft, 25. Jahrgang, Heft 5/6, 120-124.
- Semadeni, N. und Müller, P. (2001). „Naturnahe Stabilisierung steiler Gerinne – Fallbeispiel Sohlenrampe in der Emme“. Diplomarbeit an der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich (unveröffentlicht).
- Vischer, D. (1986). „Schweizerische Flusskorrekturen im 18. und 19. Jahrhundert“. Mitteilung Nr. 84, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich.
- Weichert, R. (2004). „Sohlenmorphologie und Fliesswiderstand steiler Gerinne“. Jahrestagung Schweiz. Geomorph. Gesellschaft, Erstfeld. Mitteilung Nr. 184, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich.
- Whittaker, J. und Jäggi, M. (1986). „Blockschwellen“. Mitteilung Nr. 91, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Whittaker, J. und Jäggi, M. (1982). „Origin of Step-Pool Systems in Mountain Streams“. Journal of Hydraulics Division, 108(HY6), 758 – 773.

Anschrift der Verfasserin

Nadia Semadeni, Daniela Lange, Gian Reto Bezzola
 ETH-Zentrum, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW),
 CH- 8092 Zürich, semadeni@vaw.baug.ethz.ch

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

Turbulenzen in der Geomorphologie



Gletscherseen in der Cordillera Blanca (Perú) und im Khumbu Himalaya (Nepal) - Ableitung von Parametern zur Abschätzung des Gefahrenpotentials aus ASTER-Satellitendaten

S. Zollinger, I. Machguth, C. Huggel, A. Kääb

ZUSAMMENFASSUNG

Aufgrund der Grösse und Unzugänglichkeit der Hochgebirgsregionen in Perú und Nepal ist die Satellitenfernkundung ein besonders gutes Instrument zur systematischen und flächendeckenden Erfassung und Beobachtung gefährlicher Gletscherseen. Der optische Sensors ASTER verfügt über eine hohe Auflösung der multispektralen Daten und die Möglichkeit zur Herstellung digitaler Geländemodelle und kann damit für die Erhebung verschiedener Parameter zur *groben* Abschätzung des Gefahrenpotentials von Gletscherseen eingesetzt werden. Untersuchungen in der Cordillera Blanca und im Khumbu Himalaya zeigen das Potential und die Grenzen des Einsatzes von ASTER-Satellitendaten. Dabei wird speziell auf die Herstellung digitaler Geländemodelle mit ASTER-Stereobilddaten, die automatische Oberflächenklassifikation sowie die visuelle Bildinterpretation eingegangen.

ABSTRACT

Glacier Lakes in the Cordillera Blanca (Peru) and in the Mount Everest Region of the Himalaya (Nepal) – Assessment of Potential Hazard Potentials Based on ASTER Satellite Data

Due to the size and difficult accessibility of high mountain areas in Peru and Nepal remote sensing by satellites is a primary tool for systematic and area-wide detection and observation of dangerous glacier lakes. The multispectral data of the optical sensor ASTER has high spatial resolution and its along-track stereo images enable the generation of digital terrain models. Therefore ASTER is highly suitable for the extraction of various parameters which can be used for an initial assessment of potential hazards from glacier lakes. Studies in the Cordillera Blanca and in the Mount Everest region demonstrate the capabilities and the limits for using ASTER satellite data. This paper deals in particular with the accuracy of digital terrain models based on ASTER data, the automatic classification of the earth's surface and the visual interpretation of the images.

1 EINFÜHRUNG

In vielen Hochgebirgsregionen der Erde ziehen sich die Gletscher als Folge des Anstieges der globalen Temperaturen zurück. In Nepal und Perú haben sich seit Ende des 19. Jh. zahlreiche proglaziale Seen gebildet, die durch mächtige Moränenwälle gestaut werden. Die bei einer katastrophalen Entleerung dieser Wasserdepots entstehenden Gletscherhochwasser (Flutwellen, Schlammströme bzw. Murgänge) haben aufgrund der grossen Reichweite ein hohes Zerstörungspotential (Richardson and Reynolds 2000). Bei einem Ausbruchsereignis können schwerwiegende Schäden an Strassen, Brücken, Wasserkraftwerken und sonstiger Infrastruktur, aber auch an Siedlungen und landwirtschaftlich genutzten Flächen entstehen. Ausserdem haben Gletscherhochwasser in der Vergangenheit eine Vielzahl an Menschenleben gefordert, so zum Beispiel in Perú, wo 1941 mehr als 6'000 Einwohner der Stadt Huaraz Opfer eines Gletscherseeausbruches wurden (Reynolds 1992; Abb. 1).

Aufgrund der Lage der Gletscherseen in entlegenen und unzugänglichen Gebieten des Hochgebirges ist die Satellitenfernkundung ein besonders geeignetes Instrument zur systematischen grossräumigen Detektion und Beobachtung gefährlicher Gletscherseen. Idealerweise verfügen satellitengestützte Sensoren über eine grosse räumliche Abdeckung, eine hohe zeitliche Auflösung und tiefe Kosten der Datenerhebung. Im Folgenden wird dargestellt, welches Potential der satellitengestützte Sensor ASTER für die Detektion und Beobachtung von Gletscherseen sowie die grobe Abschätzung des Gefahrenpotentials solcher Seen hat.



Abb. 1: Ausschnitt aus einer ASTER-Szene (ca. 9 km x 11 km) mit dem 1941 ausgebrochenen Gletschersee Palcacocha (Pfeil), Cordillera Blanca, Perú.

2 UNTERSUCHUNGSGEBIETE

Das Anwendungspotential des Sensors wurde im Khumbu Himalaya, Nepal, sowie der Cordillera Blanca, Perú, untersucht.

Der Khumbu Himalaya befindet sich im Osten Nepals an der Grenze zum Hochland von Tibet (28° Nord/87° Ost). Die höchste Erhebung innerhalb des Untersuchungsgebietes ist der Mount Everest (8'848 m ü. M.). Die Mehrzahl der als gefährlich eingestuften Gletscherseen Nepals befinden sich im Khumbu Himalaya (Richardson et al. 2000). Die Cordillera Blanca ist eine Gebirgskette in den zentralen Anden von Perú, welche sich auf einer Länge von ca. 180 km zwischen 8° und 10° südlicher Breite erstreckt (Abb. 2). Mit einer vergletscherten Fläche von 723 km² (Ames 1998) stellt sie die grösste Eiskonzentration in Perú dar. Die höchste Erhebung ist der Huascarán (6'768 m ü. M.).

3 ASTER

Der optische Sensor ASTER wurde 1999 als höchstauflösendes Instrument des Satelliten TERRA im Rahmen eines internationalen Erdbeobachtungssystems (NASA Earth Observatory System) lanciert. Die maximale räumliche Auflösung der multispektralen Daten ist mit 15 m doppelt so hoch wie jene von Landsat ETM+. Durch die hohe spektrale Auflösung der Daten in 14 Kanälen vom sichtbaren Bereich des elektromagnetischen Spektrums bis ins thermale Infrarot kann eine Vielzahl von Informationen über die Erdoberfläche gewonnen werden. Eine weitere interessante Eigenschaft des Sensors ist die Möglichkeit zur Aufzeichnung von Stereobilddaten innerhalb des gleichen Orbits durch ein zusätzliches, rückwärts gerichtetes Instrument und die daraus folgende Möglichkeit zur Herstellung digitaler Geländemodelle (Käab 2002, Toutin 2002).

4 METHODE

Aus ASTER-Stereobilddaten werden mit Verfahren der digitalen Photogrammetrie Geländemodelle mit einer maximalen räumlichen Auflösung von 15 m hergestellt. Aus den Geländemodellen können topographische Informationen wie Hangneigung und Exposition abgeleitet, sowie geomorphodynamische Prozesse (z.B. Murgänge) modelliert werden. Mit ASTER-Geländemodellen orthorektifizierte Bilddaten können durch automatische Verfahren oder visuelle Bildinterpretation ausgewertet werden. Die gewonnenen Informationen werden in ein Geographisches Informationssystem (GIS) integriert und für weitere multidimensionale Analysen verwendet. Alle Informationen fließen schliesslich in die Abschätzung des Gefahrenpotentials von Gletscherseen ein.

5 HERSTELLUNG VON GELÄNDEMODELLEN AUS ASTER-DATEN

Die Möglichkeit zur Herstellung digitaler Geländemodelle gehört zu den interessantesten Eigenschaften von ASTER. Das Hochgebirge stellt jedoch aufgrund des starken Reliefs, der Schne- und Eisbedeckung sowie häufiger Bewölkung spezielle Anforderungen an die Methoden zur Herstellung der Geländemodelle. Untersuchungen zeigen, dass die Genauigkeit photogrammetrisch erzeugter Geländemodelle etwa linear zur zunehmenden Steilheit im Gelände abnimmt (Toutin 2002).

Im Testgebiet des Khumbu Himalaya mit extremster Topographie und Höhenunterschieden von nahezu 8'000 m innerhalb einer einzigen, 60x60 km grossen, ASTER-Szene konnte die Geländehöhe nur für 67 Prozent des untersuchten Gebietes bestimmt werden. Gründe dafür sind Bewölkung, das steile Gelände, das zu Schattenwurf und starken geometrische Verzerrungen zwischen den Stereobildern führt, sowie ungünstige Grauwertkontraste und -muster bei mit Schnee und mit Vegetation bedeckten Flächen.

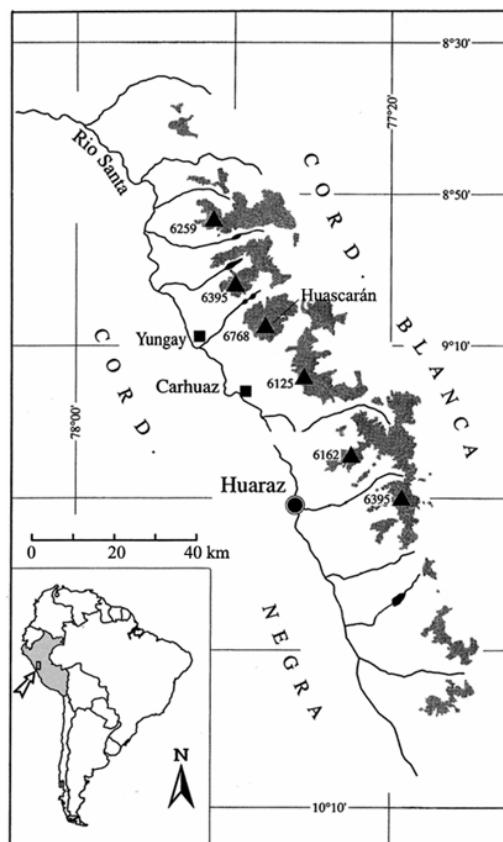


Abb. 2: Cordillera Blanca, Perú, graue Flächen = vergletschertes Gebiet (Ames 1998, verändert)

In weniger extremem Gelände, zu dem die grossen schuttbedeckten Talgletscher des Khumbu Himalayas gehören, wurden dagegen interessante Ergebnisse erzielt. Für einen Ausschnitt von 30 km² im Endbereich des Ngozumpa Gletschers mit mächtigen Seiten- und Endmoränen und einer mittleren Geländesteilheit von 23 Grad (Abb. 3) wurde ein ASTER-Geländemodell mit 15 m räumlicher Auflösung mit Referenzdaten (aus topographischer Karte 1:50'000 abgeleitetes Geländemodell) verglichen. Dabei wurde eine vertikale Standardabweichung von 26,1 m ermittelt. Durch die Anwendung eines automatischen Verfahrens zur Eliminierung von Artefakten konnte die Standardabweichung für den beschriebenen Geländeausschnitt auf 20,5 m gesenkt werden (Zollinger, 2003).

Grosse Einschränkungen bei der Verwendung der abgeleiteten topographischen Informationen ergeben sich durch das Auftreten von Artefakten. Vor allem bei der Modellierung von Massenbewegungen können schon kleinere Fehler im Geländemodell zu stark verzerrten Ergebnissen führen. ASTER-Geländemodelle eignen sich hingegen für die Orthorektifizierung von Satellitendaten. In Erdregionen, für die bisher keine digitalen Geländemodelle verfügbar waren, wird damit die Integration von Satelliten- und anderen Raumdaten aus unterschiedlicher Quelle möglich.

6 MULTISPEKTRALE OBERFLÄCHENKLASSIFIKATION UND VISUELLE INTERPRETATION DER ASTER-BILDDATEN

Die Identifikation und Klassifikation von Objekten im Gelände aufgrund spektraler oder textureller Merkmale gehört zu den klassischen Anwendungsbereichen der satelliten-gestützten Fernerkundung. Da automatische Klassifizierungsmethoden komplexe Phänomene häufig nicht zufriedenstellend erfassen können, bleibt die visuelle Bildinterpretation ein wichtiges, operationell eingesetztes Standardverfahren. Die Anwendung automatischer Klassifikationsverfahren erlaubt dagegen die grossräumige und flächendeckende Identifikation und Erfassung weniger komplexer Erscheinungen.

Für die Beobachtung von Gletscherseen und Gletschern über grosse Gebiete hinweg ist die automatische Detektion von Wasserflächen und vergletscherten Gebieten sehr hilfreich. Aufgrund der spektralen Eigenschaften können Seen und Gletscher mit der Methode der Kanaldivision automatisch abgegrenzt werden (Huggel et al. 2002). Die verwendeten spektralen Bereiche sind: Kanal 1 (0.52 – 0.60µm), Kanal 3 (0.76 – 0.86µm) und Kanal 4 (1.60 – 1.70µm). Dabei werden zuerst Gletscherflächen durch die Verwendung der Kanäle 3 und 4 von allen anderen Flächen isoliert. In einem zweiten Schritt der Klassifikation werden Wasserflächen mit der Kanaldivision Kanal 1 / Kanal 3 von ihrer Umgebung abgegrenzt (vgl. Wessels et al. 2002).

Für helle, trübe Seen konnte im Gebiet der Cordillera Blanca ein Schwellenwert gefunden werden, welcher die Wasserflächen eindeutig von allen anderen Flächen trennt. Für dunkle, klare Seen hingegen mussten im Klassifikationsverfahren weitere Bedingungen festgelegt und manuelle Korrekturen durchgeführt werden, um Fehlklassifikationen auszuschliessen.

Im Testgebiet des Khumbu Himalaya konnten neben den Oberflächenklassen Wasser (Abb. 4) und Gletscher auch die Klassen Schnee, Schutt/Fels, mit Vegetation bedeckter Schutt, Wald und übrige Vegetation automatisch abgegrenzt werden.

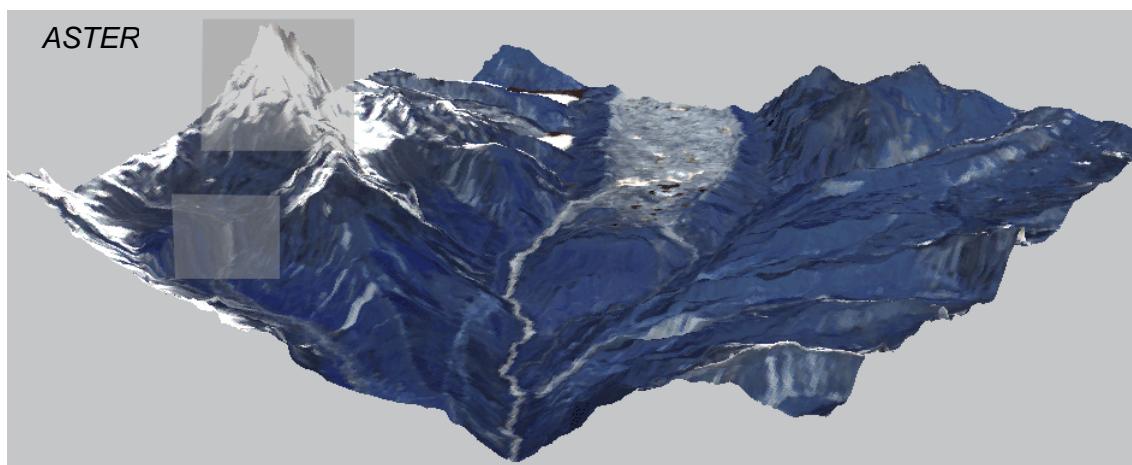


Abb. 3: Endbereich des Ngozumpa Gletschers, Nepal, 6 km x 6 km, ASTER-Satellitenbild über ASTER Geländemodell mit 15 m räumlicher Auflösung, grau schattierte Flächen wurden bei der Erhebung der Genauigkeit des Geländemodells nicht mit einbezogen (Zollinger 2003)

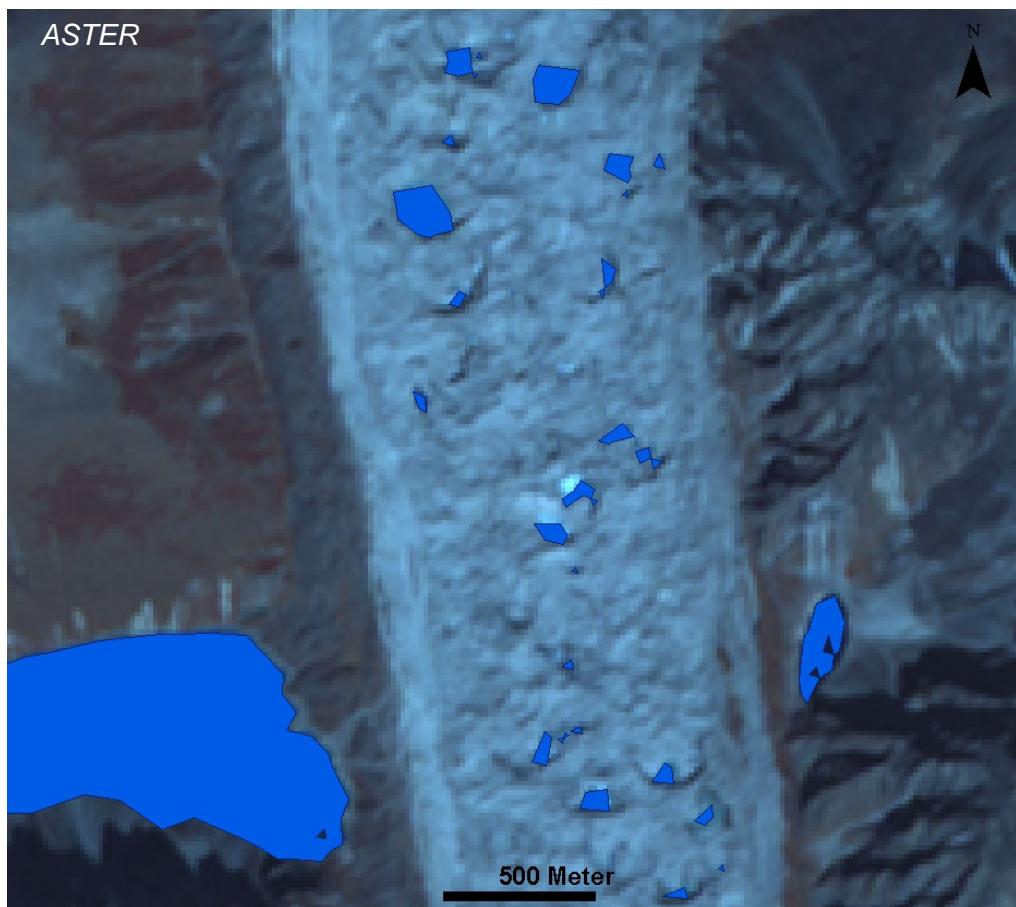


Abb. 4: Automatisch erfasste supra- und randglaziale Seen des Ngozumpa Gletschers, Nepal (Zollinger 2003)

7 ABSCHÄTZUNG DES GEFAHRENPOENTIALS VON GLETSCHERSEEN MIT ASTER-DATEN

Zur groben Abschätzung des Gefahrenpotentials von Gletscherseen mit Hilfe von ASTER-Daten können folgende Parameter betrachtet werden:

Damm: Das Material des aufstauenden Dammes ist ein wichtiger Einflussfaktor auf mögliche Ausbruchsmechanismen. Häufig lässt sich aufgrund der ASTER-Satellitenbilder feststellen, ob ein See durch Moränenmaterial, Fels oder Eis aufgestaut wird. Hingegen kann keine Aussage über die genaue Geometrie und Stabilität des aufstauenden Dammes gemacht werden, was aber besonders im Fall von Moränendämmen bei der Gefahrenbeurteilung eine wichtige Rolle spielt. Entsprechende Informationen müssen durch detaillierter Untersuchungen (Luftbilder, Messungen im Feld) gewonnen werden.

Auslösende Ereignisse („Trigger“): Die Mehrzahl der untersuchten Gletscherhochwasser im Khumbu Himalaya und in der Cordillera Blanca wurden durch Schwallwellen aufgrund von Eislawinen, Felsstürzen oder Hanginstabilitäten an den Seitenmoränen ausgelöst. Durch die visuelle und automatische Auswertung der Satellitendaten kann festgestellt werden, ob sich ein See in der Nähe von Gletschern oder Felspartien befindet. Mit Hilfe von Modellierungen kann die Reichweite von Prozessen, welche zu Seeausbrüchen führen können, grob abgeschätzt werden (Huggel et al. 2003). Für die Detektion gefährlicher Hängegletscher sowie die Bestimmung der Steilheit von Moränenwällen oder Felsflächen werden jedoch verlässliche und hoch aufgelöste Geländemodelle benötigt. ASTER Geländemodelle erfüllen diese Anforderungen vor allem in steilem Gelände nicht flächendeckend.

Freibord / oberirdischer Abfluss: Die Höhe zwischen Damm und Seespiegel kann mit den aus ASTER-Daten generierten digitalen Geländemodellen nicht abgeschätzt werden. Für kleinere Gletscherseen ist aufgrund der räumlichen Auflösung der ASTER-Bilddaten häufig nicht ersichtlich, ob ein oberirdischer Abfluss vorhanden ist. Für grosse Seen können aufgrund des frisch verlagerten Schuttes oberirdische Abflusssysteme identifiziert werden.

Fläche / Volumen: Die Fläche von Gletscherseen kann in einem GIS automatisch berechnet werden. Basierend auf empirischen Beziehungen können Seevolumen und potentielle Abflussspitzen im Falle eines Ausbruchs grob abgeschätzt werden (Huggel et al. 2002). Das Wachstum von Gletscherseen kann durch Vergleiche in Zeitreihen erfasst und quantifiziert werden (Kääb et al. 2003).

Nähe zum Gletscher: In der Regel ist aufgrund der ASTER-Daten ersichtlich, ob ein See noch in direktem Kontakt mit dem Gletscher steht. In diesem Fall können auch Gletscherkalbungen Schwallwellen erzeugen und zu Seeausbrüchen führen. Die Kalbungsaktivität der Gletscher kann im ASTER Bild wegen des hohen Grauwertkontrastes zwischen Eis und Wasser grob erfasst werden.

Abflussweg: Aufgrund der ASTER-Daten kann im Hinblick darauf, ob sich bei einem Seeausbruch ein Murgang oder eine Flutwelle bildet, untersucht werden, ob sich im Abflussgerinne grössere Lockermaterialansammlungen befinden. Ausserdem können grobe Aussagen über das Vorhandensein stabilisierende Vegetation sowie über die Neigung der verschiedenen Streckenabschnitte im Abfluss gemacht werden.

Spuren früherer Ereignisse: Besonders bei Moränen gestauten Gletscherseen lassen sich Spuren eines früheren Ausbruchs (Ausbruchsbresche, Murgangablagerungen etc.) auf den ASTER-Bildern oftmals sehr gut erkennen.

8 SCHLUSSFOLGERUNGEN

- Die räumliche und spektrale Auflösung der ASTER-Daten ermöglicht relativ detaillierte Oberflächenklassifikationen und die Erfassung komplexer Phänomene durch visuelle Dateninterpretation. Es gilt jedoch die Einschränkung, dass sehr kleinräumige Phänomene oder Objekte (z.B. Abflussgerinne von wenigen Metern Breite) häufig nicht erfassbar sind.
- Aus ASTER Daten hergestellte Geländemodelle können für die Orthorektifikation von Satellitendaten und 3-D-Visualisierungen verwendet werden. Diese Möglichkeit ist vor allem für Erdregionen, für die bisher keine digitalen Geländemodelle verfügbar sind, von grossem Interesse. Die Ableitung topographischer Informationen für sehr kleinräumige Erscheinungen (z.B. Moränenwälle) ist nur beschränkt möglich.
- Durch die Integration der orthorektifizierten digitalen Bilddaten in ein Geographisches Informationssystem (GIS) können Veränderungen räumlicher Parameter durch die Analyse von Zeitreihen automatisch erfasst und quantifiziert werden.

Die aus ASTER-Daten hergeleiteten Informationen ermöglichen die grossräumige, effiziente und kostengünstige Detektion und Beobachtung von Gletscherseen. Aufgrund der limitierten räumlichen Auflösung der ASTER-Bilddaten (maximal 15 m) sowie der Einschränkungen bei Genauigkeit und Verlässlichkeit der digitalen Geländemodelle ist nur eine grobe Abschätzung des Gefahrenpotentials von Gletscherseen möglich. Für detailliertere Untersuchungen sowie für die Verifikation der aus ASTER-Daten gewonnenen Informationen sind Luftbilder oder Beobachtungen und Messungen im Feld unumgänglich. Die aus ASTER-Daten abgeleiteten Informationen können dabei zur zielgerichteten Planung solch detaillierten Untersuchungen eingesetzt werden.

AUTOREN

Susanne Zollinger (szolling@geo.unizh.ch), Inés Machguth, Christian Huggel (chuggel@geo.unizh.ch), Dr. Andreas Kääb (kaeaeb@geo.unizh.ch)

Geographisches Institut, Abteilung Physische Geographie, Gruppe Glaziologie und Geomorphodynamik, Universität Zürich-Irchel

Inés Machguth ist kurz vor der Präsentation der Ergebnisse ihrer Diplomarbeit nach schwerer Erkrankung verstorben. Inés' Liebe zur Bergwelt Lateinamerikas, ihr grosses Interesse an der Untersuchung des Phänomens der Gletscherseen in der Cordillera Blanca und ihre freundliche Art mit Menschen umzugehen, hat uns sehr beeindruckt. Wir vermissen sie sehr.

LITERATUR

- AMES, A. (1998): *A documentation of glacier tongue variations and lake development in the Cordillera Blanca, Peru*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band 34, Heft 1, S. 1-36.
- HUGGEL, C., KÄÄB, A., HAEBERLI, W., KRUMMENACHER, B. (2003): *Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps*. Natural Hazards and Earth System Sciences.
- HUGGEL, C., KÄÄB, A., HAEBERLI, W., TEYSSEIRE, P., PAUL F. (2002): *Remote Sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps*, Canadian Geotechnical Journal 39, S. 316-330.
- KÄÄB, A. (2002): *Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, 57 (1-2), S. 39-52.

- KÄÄB, A., WESSELS, R., HAEBERLI, W., HUGGEL, C., KARGEL, J.S., KHALSA, S.J.S. (2003): *Rapid ASTER imaging facilitates timely assessment of glacier hazards and disasters*. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 84 (13), S. 117-124.
- REYNOLDS, J.M. (1992): *The identification and mitigation of glacier-related hazards: examples from the Cordillera Blanca, Peru*. In: McCall, G.J.H., Loming, D.J.C., Scott, S.C. (Hrsg.): *Geohazards natural and man-made*, London, S. 143-157.
- RICHARDSON, S., REYNOLDS, J.M. (2000): *An overview of glacial hazards in the Himalayas*. *Quaternary International*, 65/66, S. 31-47.
- TOUTIN, T. (2002): *3D topographic mapping with ASTER stereo data in rugged topography*. *IEEE-TGARS*, 40(9).
- WESSELS, R.L., KARGEL, J.S., KIEFFER, H.H. (2002): *ASTER Measurements of Supraglacial Lakes in the Mount Everest region of Himalaya*. *Annals of Glaciology*, Vol. 34, S. 399-408.
- ZOLLINGER, S. (2003): *Ableitung von Parametern für die Identifikation und Beobachtung gefährlicher Gletscherseen in Nepal aus ASTER Daten*. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Zürich.

Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld

Turbulenzen in der Geomorphologie

Organisiert von der Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
der ETH Zürich

***Turbulenzen in der
Geomorphologie***



Numerical Debris Flow Simulation

P. Vollmöller

*Laboratoire d'Hydraulic Environmental (LHE),
EPFL-Lausanne*

E-mail: peter.vollmoeller@epfl.ch;

The Savage-Hutter (SH) equations for dry granular flows are a system of hyperbolic balance laws which is based on a Coulomb friction approach for the description of internal failure and basal sliding and determines the time-dependent behaviour of depth and depth-integrated velocity components in a terrain following coordinate system (tangential to the sliding bed). Alternatively the Iverson-Denlinger (ID) equations are a system of hyperbolic balance laws for the determination of the time-dependent behaviour of fluid-saturated granular flows. They are based on the SH-theory, explicitly consider the fluid phase using a two-phase approach, but do not correspond with the SH-theory in the cases of a vanishing fluid phase. Important terms originating from the kinematic bottom boundary condition and taking care of the variable bed slope, are neglected and a term taking the internal failure into account was added. Here the ID-theory is presented without the neglect of the above mentioned terms. The equations are numerically solved with a new developed numerical method, the wave-propagation method for granular avalanches and debris flows. It works in the finite volume context and uses Godunow type schemes with spatially discretized flux functions. Since the SH-equation as well as the ID-equations are balance laws, the source terms are taken into account in form of adapted flux differences before the wave decomposition is performed. Two numerical experiments on laboratory scales are carried out, (1) a dry granular flow in a rectangular flume with a bed surface inclination of $\Theta = 31.4^\circ$, and (2) a fluid saturated granular flow down an inclined plane ($\Theta = 31.4^\circ$).

1. INTRODUCTION

Debris flows occur when inhomogeneous sediment, water and air mixtures move down steep slopes or channel-shaped regions in response to gravitational acceleration. Both solid and fluid forces vitally influence the motion, distinguishing debris flow from related phenomena such as rock avalanches, sediment-laden water floods or earth creeping. Whereas solid grain forces dominate the physics of rock avalanches and fluid forces dominate the physics of floods, solid and fluid forces must act in concert to produce a debris flow. Other criteria to define debris flows emphasize sediment concentration, grain size distribution, front velocity, rheological parameters and interaction of solid and fluid forces. All things considered many events identified as debris slides, debris floods, mudflows, mudslides and hyperconcentrated flows may be regarded

as debris flows (Johnson 1984). The diverse nomenclature reflects the diverse origins, compositions and appearances of debris flows from quiescently streaming, sand-rich slurries to tumultuous surges of boulders and mud.

Interaction of solid and fluid forces not only distinguishes debris flows physically but also gives them unique destructive power. Like rock avalanches, debris flows can occur with little warning as a consequence of slope failure, channel erosion and dam break in continental environment and they can exert great impulsive loads on objects they encounter. Like water floods, debris flows are fluid enough to travel long distances in channel like structures with modest slopes and to inundate vast areas. Large debris flows can exceed 10^9 m^3 in volume and release more than 10^{16} J of potential energy. But even commonplace and more frequent flows of only 10^3 m^3 can endanger people, animals and infrastructure.

The capricious timing and magnitude of debris flow events hamper collection of detailed data. Scientific understanding has thus been gleaned mostly from qualitative field observations and highly idealized first generation experiments and models.

The main problem achieving realistic simulations is lying in the reliable parameterization of the underlying physical processes. In order to overcome this problems we are focused on a sort of hybrid modelling, involving laboratory flume experiments and numerical simulations of this laboratory flume experiments and of natural debris flows.

Here the physical and mathematical background of a two phase debris flow model approach is discussed and the results of two numerical experiments, a granular avalanche and a debris flow are shown.

2. DEBRIS FLOW PROPERTIES AND BACKGROUND PHYSICS

Debris flows are gravity driven flows of inhomogeneous sediment, water and air mixtures moving down steep slopes or channel-shaped regions. They were usually initiated by heavy rainfalls and/or landslides and their occurrence seems to be coupled to the retreat of glaciers and permafrost areas towards higher elevations. The volume solids concentration in the front part which reach flow depth between 1 and several meters, differs between 30% and 65% and decreases towards the end of the flow. The mean velocity reaches values up to 15 m/sec (Iverson 1997). The understanding of these phenomena concerning the debris flow

- initiation at steep slopes and in channel-shaped regions,
- motion along these,
- deposition behaviour,

seems to be strongly related to the understanding of the interplay of physical phenomena like internal friction, cohesion, fluidization, dilatancy and particle segregation.

2.1. Internal friction and cohesion

The frictional and cohesion influence is exhibited through the shape of debris flow depositions in rest. The front is piled up in a heap with a free surface inclination that corresponds to the materials angle of repose Φ (Fig. 1).

This influence is formally described through a yield criterion which is represented by the Mohr-Coulomb

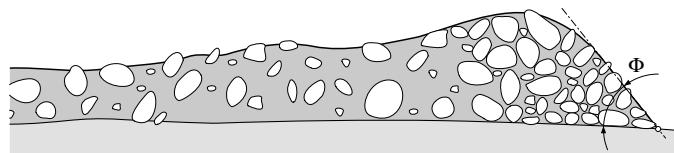


FIG. 1. Schematical sketch of the debris flow deposition shape (x-z slice, parallel to the flow direction).

yield criterion for material with purely plastic behaviour and for visco-plastic material for example through the Bingham- or the Herschel-Bulkley yield criteria.

2.2. Fluidization, Dilatancy and Particle segregation

Granular and debris flows usually spread out with large travel distances even though the slope angle is often smaller than the materials angle of repose. In dry granular flows the bulk shearing effects are neglectable. The interaction between the moving mixture and the terrain surface is located in a thin basal shearing or sliding zone which yield to high dispersive pressures caused by the interaction of neighbouring particles. It locally entails an increase of the bulk volume. This effect is called dilatancy and results in a decrease of the viscosity and a fluidization of the flowing material.

In water saturated granular or debris mixtures bulk shearing occurs throughout the flow depth, but the basal sliding is still located in a thin shearing zone which causes dispersive pressures. In rapid shearing granular fluid mixtures dilatancy affects the viscous properties of the interstitial fluid which changes the shear-rate to shear-stress relation (nonlinear in regions with high dispersive pressure and high dilatancy and Newtonian like in regions with low dispersive pressure and low dilatancy). The water as an additional lubricant and the dilatancy drastically reduces the viscosity, entailing a fluidization of flowing material mixtures.

Furthermore granular and debris flows contain grains of different sizes. The movement and deformation of dry granular or water saturated granular flows under gravity causes particle segregation or grading effects so that particles or grains of the same size collect together. The underlying physical processes are not yet fully understood and will be subject of further scientific investigations.

3. DEBRIS FLOW MODEL

Many types of flows can be characterized as shallow-water or shallow flows. The general characteristic of such flows is that all vertical dimensions are much smaller than any typical horizontal scale:

$$1 \gg \frac{H}{L} \frac{(\text{vertical length scales})}{(\text{horizontal length scales})} .$$

This allows a considerable simplification in the mathematical formulation by assuming a hydrostatic pressure distribution. However, these flows are not exactly two-dimensional, they exhibit a three-dimensional structure for instance due to bottom topography and bottom friction. In many shallow flows these effects are not essential and it is sufficient to deal with a depth integrated or depth-averaged form. One popular model family describing the time-dependent behaviour of granular or water saturated granular masses moving down a slope in response to gravitational acceleration (e.g. snow avalanches, landslides, rock falls and debris flows) is based on the Savage-Hutter theory (Savage & Hutter 1989), (Savage & Hutter 1991), (Gray et al. 1998), (Wang et al. 2003). It assumes an incompressible shallow flow behaviour and that the flowing mass behaves as a Mohr-Coulomb plastic material at yield. The basal shear stress is therefore equal to the normal basal pressure multiplied by a friction coefficient $\tan \phi_{bed}$, with the basal friction angle ϕ_{bed} . Hereby bed stands for bed level. For water saturated granular masses this SH-theory was partly modified and extended in order to take the interstitial fluid into account, yielding to the ID-equations (Iverson 1997), (Iverson & Denlinger 2001) and (Denlinger & Iverson 2001). However this model does not correspond to the SH-theory when the fluid phase vanishes because (1) it does not neglect the cross-slope gradients $\frac{\partial}{\partial y}$ as was done in the SH-theory but (2) it neglects important terms originating from the kinematic bottom boundary condition, taking account of the variable bed slope; these are necessary from physical and mathematical point of views. Here we are dealing with the ID-theory, by taking all the above mentioned terms into account. In conservation-law form these equations in 2-dimensional vector notation are presented below. They describe the flow at time $t \geq 0$ at $x, y \in \mathbb{R}$ and read

$$\partial_t \vec{q} + \partial_x \vec{f}(\vec{q}) + \partial_y \vec{g}(\vec{q}) = \vec{S}(\vec{q}) , \quad (1)$$

with

$$\vec{q} := \vec{q}(x, y, t) := (h, hu, hv)^T , \quad (2)$$

the flux vectors

$$\vec{f}(\vec{q}) := \begin{pmatrix} hu \\ hu^2 + \frac{1}{2} [(1-\lambda)k_{a/p} + \lambda] g_z h^2 \\ \rho uv \end{pmatrix},$$

$$\vec{g}(\vec{q}) := \begin{pmatrix} \rho v \\ \rho vu \\ \rho v^2 + \frac{1}{2} [(1-\lambda)k_{a/p} + \lambda] g_z h^2 \end{pmatrix},$$

and the source term vector, representing the net driving force

$$\vec{S}(\vec{q}) := \begin{pmatrix} 0 \\ -g_z h \frac{\partial z_{bed}}{\partial x} + s_x \\ -g_z h \frac{\partial z_{bed}}{\partial y} + s_y \end{pmatrix}.$$

In the expression for $\vec{S}(\vec{q})$ the first terms represent the above mentioned contributions omitted by Iverson&Denlinger (Iverson & Denlinger 2001). The second terms represent the source contributions of the Cauchy stress tensor s_x, s_y and are given by:

$$\begin{aligned} s_x = g_x h - \frac{u}{|\vec{v}|} (1-\lambda) \left(g_z + u^2 \frac{\partial \Theta_x}{\partial x} \right) h \tan \phi_{bed} - \frac{3v_f \mu}{\rho} \frac{u}{h} \\ + \frac{v_f \mu h}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - \operatorname{sgn} \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right) h k_{a/p} \cdot \frac{\partial}{\partial y} [g_z h (1-\lambda)] \sin \phi_{int} \\ + \frac{v_f \mu h}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}, \end{aligned} \quad (3)$$

and

$$\begin{aligned} s_y = g_y h - \frac{v}{|\vec{v}|} (1-\lambda) \left(g_z + v^2 \frac{\partial \Theta_y}{\partial x} \right) h \tan \phi_{bed} - \frac{3v_f \mu}{\rho} \frac{v}{h} \\ + \frac{v_f \mu h}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} - \operatorname{sgn} \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right) h k_{a/p} \cdot \frac{\partial}{\partial y} [g_z h (1-\lambda)] \sin \phi_{int} \\ + \frac{v_f \mu h}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}. \end{aligned} \quad (4)$$

Here $k_{a/p}$ is the earth pressure coefficient, representing the ratio between the normal stress in the down- or cross-slope direction and the vertical normal stress

$$k_{a/p} = \begin{cases} 2 \frac{[1 - \cos^2 \phi_{int} (1 + \tan^2 \phi_{bed})]^{1/2}}{\cos^2 \phi_{int}} - 1 & : \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) < 0 \right] \\ 2 \frac{[1 - \cos^2 \phi_{int} (1 + \tan^2 \phi_{bed})]^{1/2}}{\cos^2 \phi_{int}} - 1 & : \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) > 0 \right] \end{cases}.$$

The subscript a indicates an active stress state corresponding to a dilatation of the material and the subscript p a passive stress state associated with a compression.

The pore pressure $p_{bed}(x, y, t)$ is described through an advection-diffusion equation

$$\frac{\partial p_{bed}}{\partial t} + u \frac{\partial p_{bed}}{\partial x} + v \frac{\partial p_{bed}}{\partial y} = D \frac{\partial^2 p_{bed}}{\partial z^2} \Big|_{bed}, \quad (5)$$

as proposed by (Iverson & Denlinger 2001). In this notation h is the flow depth normal to the local bed surface, $\vec{v} = (u, v, 0)^T$ the vector of the depth-averaged velocity, $\vec{g} = (g_x, g_y, g_z)^T$ the vector of the gravitational acceleration, ϕ_{int}, ϕ_{bed} the internal and the bed friction angle, v_f the fluid volume fraction, μ the pore fluid dynamic viscosity, z_{bed} the bottom height function, $\Theta = (\Theta_x, \Theta_y, 0)^T$ the vector of the

angle of the local bed slope, $\lambda = \frac{p_{bed}}{\rho g_z h}$ the ratio between the pore pressure and the normal pressure and D the pore pressure diffusivity.

The system of model equations (1) can be rewritten as

$$\partial_t \vec{q} + \mathcal{A} \partial_x \vec{q} + \mathcal{B} \partial_y \vec{q} = \vec{S}(\vec{q}) . \quad (6)$$

with

$$\mathcal{A}(\vec{q}) := \frac{\partial \vec{q}}{\partial x} = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ c^2 - u^2 & 2u & 0 \\ -uv & v & u \end{pmatrix} ,$$

and

$$\mathcal{B}(\vec{q}) := \frac{\partial \vec{q}}{\partial y} = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1 \\ -uv & v & u \\ c^2 - u^2 & 2u & 0 \end{pmatrix} .$$

The gravity wave speed has the form $c = \sqrt{[(1 - \lambda)k_{a/p} + \lambda]g_z h}$. The eigenvalues of \mathcal{A} and \mathcal{B} are $\lambda_1 = u$, $\lambda_2 = v$, $\lambda_{3/5} = u \pm c$ and $\lambda_{4/6} = v \pm c$. The right and left eigenvector matrices are the same as those for the shallow-water equations but differ in the gravity wave speed (Denlinger & Iverson 2001).

4. NUMERICAL EXPERIMENTS

In this section the numerical method described in (Vollmöller 2004) is applied to the following test problems

Problem I : A dry granular mixture with a total volume of 290 cm³ downslides an inclined rectangular flume. The experimental conditions are the same as in a laboratory experiment carried out by (Denlinger & Iverson 2001) which serves as a reference solution.

Problem II : A fluid saturated granular mixture with a total volume of 290 cm³ downslides an inclined plane.

These computational experiments serve as realistic testcases concerning the incorporation of complicated source terms using the numerical method developed by (Vollmöller 2004) and are a first step towards the numerical simulation of realistic events.

4.1. Rectangular-flume experiments (I)

The computational domain in the experiment I is a rectangle with $x \in [0, 2.2] \times y \in [-0.1, 0.1]$. It consists of an inclined region, a horizontal runout and a smooth transition region in between. The regions are characterized by the inclination angle $\Theta(x, y) = (\Theta_x, 0, 0)^T$ and have the form:

$$\Theta_x(x) = \begin{cases} \Theta_0 & : (x \leq 1.0) \\ \Theta_0(1 - (x - 1.0)/0.05) & : (1.0 < x < 1.05) \\ 0 & : (x \geq 1.05) \end{cases} ,$$

with $\Theta_0 = 31.4^\circ$.

The initial condition for the flow height $h(x, y)$ of the dry granular material is

$$h(x) = \begin{cases} 0.879897 \sin(\pi(x - 0.58)) - 0.3 \sin(2\pi(x - 0.58)) & : x \in [0.58, 0.635] \\ 0 & : \text{else} . \end{cases}$$

4.2. Inclined plane experiments (II)

The computational domain in the inclined plane experiment has the dimensions $x \in [0, 2.2] \times y \in [-0.3, 0.3]$. As in the experiment I it consists of an inclined region, a horizontal runout and a smooth transition region in between. The inclination angle $\Theta(x, y)$ has the same form as in experiment I. The

initial conditions for the flow height of the saturated granular flow in experiment II correspond to the shape of a hemispherical shell or a cap with a total volume of 290 cm^3 and the center at $(x_c|y_c) = (0.59|0.0)$

$$h(x, y) = \begin{cases} 0.0265 \left(1 - \frac{(x-x_c)^2}{0.01} - \frac{(y-y_c)^2}{0.0049} \right) & : \frac{(x-x_c)^2}{0.01} - \frac{(y-y_c)^2}{0.0049} < 1 \\ 0 & : \text{else} \end{cases} .$$

The mass starts in both experiments from rest, so the initial condition for the velocity is $\vec{v} = (0, 0, 0)^T$. The boundaries are closed at the sides parallel and open at the sides rectangular to the downslope or flow direction. There is no interstitial fluid assumed for the dry granular flow hence there must be no pore-pressure considered, whereas in the case of the fluid-saturated granular flow it dominates the dynamical behaviour in the initiation phase and hence Eqn. (5) has to be solved as proposed by (Iverson & Denlinger 2001). The characteristics of the dry and the saturated material mixtures as proposed by (Denlinger & Iverson 2001) are shown in Tabel 1.

The subject of this numerical experiments is the evaluation of the influence of the numerical schemes

TABLE 1
Material Properties essential for the numerical simulation of the dry and the fluid-saturated granular flow experiments.

Parameter	Dry Granular Flow	Fluid-Saturated Granular Flow
Basal friction angle $\phi_{bed} [\text{deg}]$	29.	28.
Internal friction angle $\phi_{int} [\text{deg}]$	40.	42.
Solid volume fraction v_s	0.6	0.6
Fluid volume fraction v_f	0.4	0.4
Fluid viscosity $\mu, [\text{Pa s}]$	$2 \cdot 10^{-5}$ (air)	0.1 (muddy water)
Solid density $\rho_s [\text{kg/m}^3]$	2650 (quartz)	2700 (quartz, feldspar, etc.)
Fluid density $\rho_f [\text{kg/m}^3]$	1 (air)	1200 (muddy water)
Mixture bulk density $\rho [\text{kg/m}^3]$	1600	2000
Hydraulic Diffusivity $D [\text{m/s}^2]$	0.05	10^{-4}
Initial pore pressure ratio	0.0	0.9

developed by (Vollmöller 2004) on the computational results of the flowing and stopping behaviour, the shape of the depositions and the total propagation lengths. The computations are carried out on a numerical grid with 400 grid cells in x - and 100 in y -direction.

4.3. Numerical Results and Discussion

In both experiments the material mixtures are suddenly released at time $t=0$. The bulk material starts to slide down the inclined plane, passes the transition region and comes to rest in the horizontal runout zone. In the following all results are shown for the applied methods. Additionally the contours in the isoline representations depict 1-mm isopachs of flow thickness normal to the bed and the flow heights on the bed surface presented in the vertical slices are multiplied by a factor of 3 for a better visualization.

Fig. 2 shows the simulation results for the flow heights of experiment I at seven timeslices for both applied schemes as an isoline representation (left) and a vertical slice (x - z) representation (right). The comparison with results of a laboratory experiment done by Iverson&Denlinger (Denlinger & Iverson 2001) and presented in Fig. 3, reveals a significantly high agreement between the numerical and the laboratory results. In the laboratory experiment the material completely comes to rest after 1.5 sec and exhibit a sharp gradient in the upflow direction and a smooth flow height decrease in the down flow direction. The simulation results show that after 1.5 sec there is still a slight downflowing motion, which differs from the lab experiments, but the material completely comes to rest between 1.5 and 2.0 sec. The reason might be that the Coulomb friction model which describes the stoppage of the material does not exactly reflect the natural conditions

(Iverson et al. 2004), (Denlinger & Iverson 2004). Despite these shortcomings the model works quite reasonable because the results show a significant flow height gradient in the upflow direction and a smooth flow height decrease in the downflow direction and hence the flow height behaviour almost completely agrees with the lab experiments except for the tail margin. In the experiment II the flowing and deposition behaviour of a completely saturated granular mixture down an inclined plane is computed and shown in Fig. 4. The conclusion of the two computational experiments is that having the laboratory experiments done by Iverson&Denlinger (Denlinger & Iverson 2001) in mind, the numerical method developed by (Vollmöller 2004) compute realistic results in terms of time-dependant flowing and deposition behaviour.

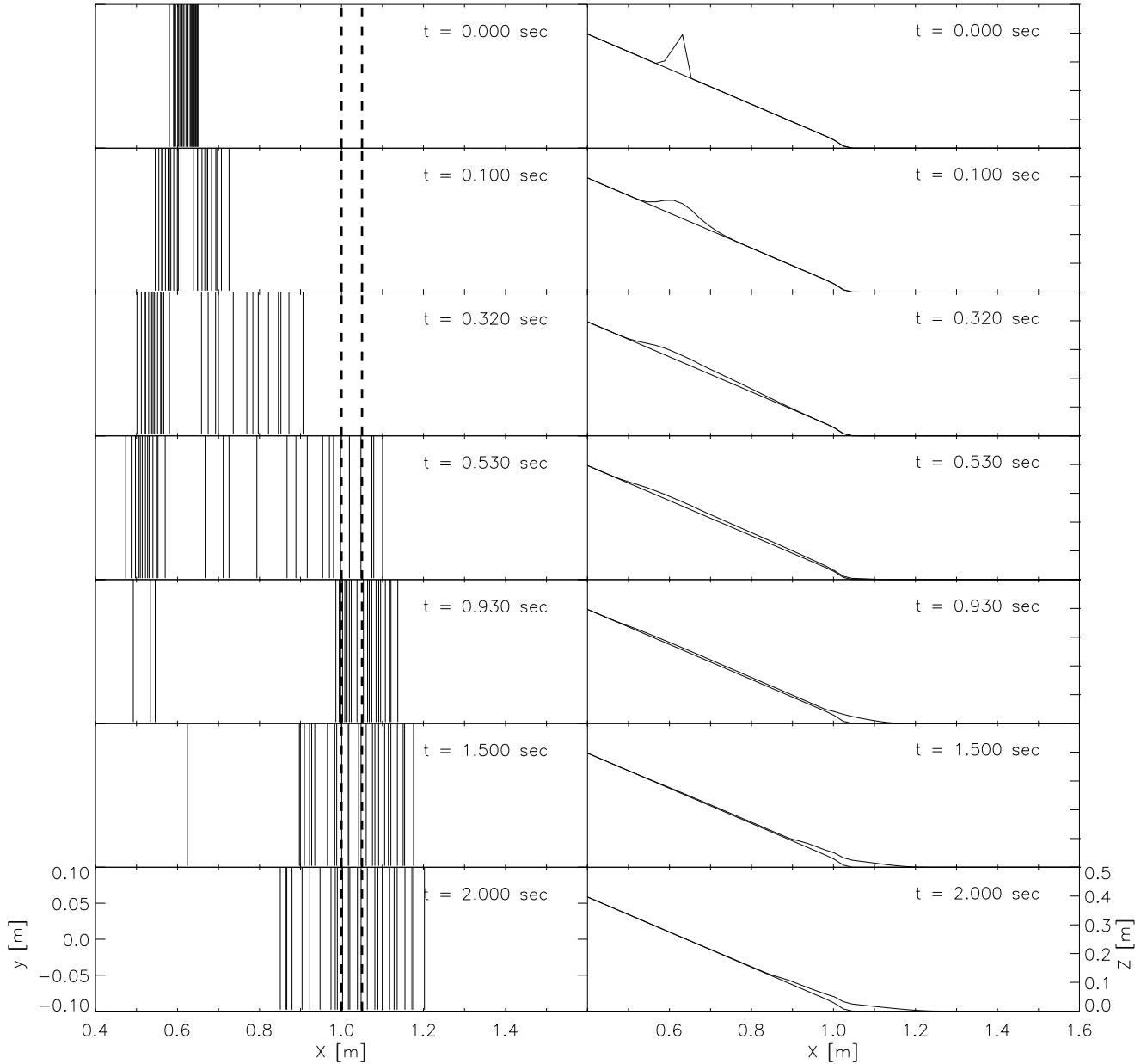


FIG. 2. Dry granular mixture flow height of the rectangular-flume experiment, computed with the numerical method developed by (Vollmöller 2004). The rectangular flume consists of an inclined region ($x < 1.0$) with inclination angle $\Theta_0 = 31.4^\circ$, a horizontal runout ($x > 1.05$) and a smooth transition region in between ($1.0 < x < 1.05$). Left: Isoline representation of the flow height as function of time. Contours depict 1-mm isopachs of flow thickness normal to the bed. Right: Vertical slice (x - z) of the flow height on the bed surface, multiplied by a factor of 3 for a better visualization.

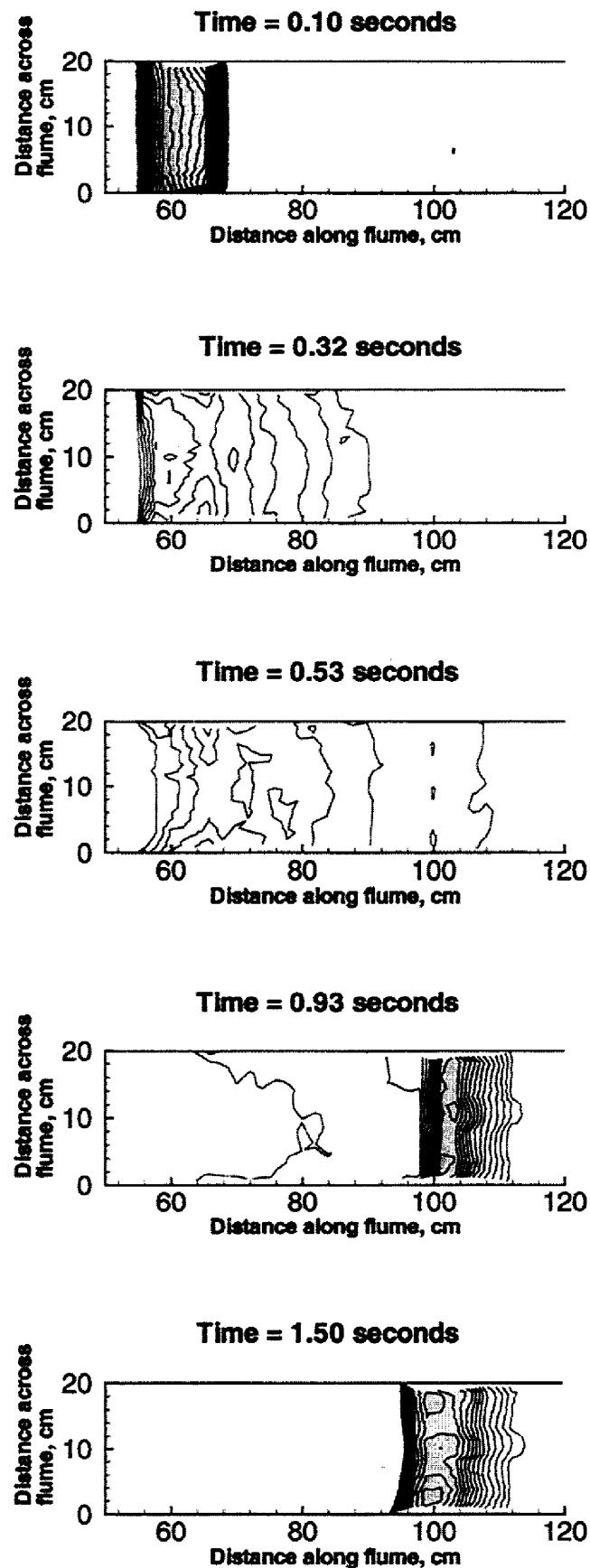


FIG. 3. Flow height results of the laboratory flume experiment done by Denlinger&Iverson (Denlinger & Iverson 2001). Contours depict 1-mm isopachs of flow thickness normal to the bed.

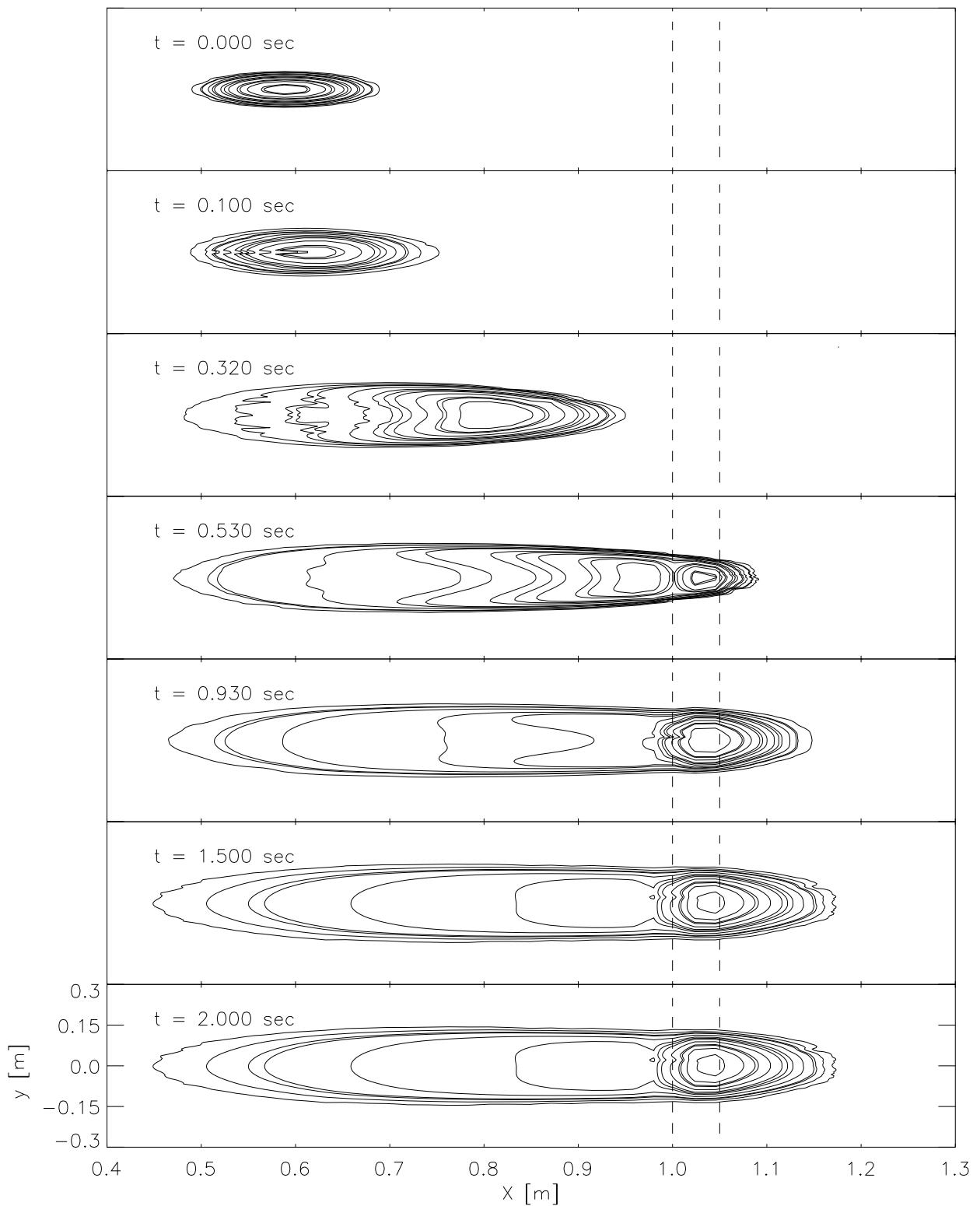


FIG. 4. Flow height results of the saturated granular mixture for the inclined-plane experiment, computed with the wave-propagation method, as isoline representation. The inclined plane consists of an inclined region ($x < 1.0$) with inclination angle $\Theta_0 = 31.4^\circ$, a horizontal runout ($x > 1.05$) and a smooth transition region in between ($1.0 < x < 1.05$). Contours depict 1-mm isopachs of flow thickness normal to the bed.

5. CONCLUSION

In this paper a model for the numerical simulation of dry and fluid saturated granular flows was developed, which is based on the Savage-Hutter and the Iverson-Denlinger equations. These are systems of hyperbolic balance laws, taking the net driving force of the flow via source terms, representing the constitutive material relations, into account. These balance laws describe the time dependent flow behaviour of dry granular or fluid-saturated granular flows e.g. debris flows over complex three dimensional basal topography. The main purpose was the development of a numerical method for these equations which is based on a finite volume formulation and uses Godunov type schemes, which guarantees an excellent balancing between the advection part and the source terms representing the net driving force of the material sliding. It additionally provides a solver immanent front tracking property. The results are satisfying since the agreement between the computational results of the wave-propagation method and the laboratory results concerning the time-dependent propagation lengths, respectively the propagation velocities and the deposition behaviour, are very good.

Address:

Dr. Peter Vollmöller
 Ecole Polytechnique Federale de Lausanne
 ENAC
 Laboratoire d'Hydraulique Environnementale
 Ecublens
 CH-1015 LAUSANNE
 peter.vollmoeller@epfl.ch
 www.epfl.ch

REFERENCES

- Denlinger R. P., Iverson R. M., 2001, Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain;2. Numerical predictions and experimental tests, *Journal of Geophysical Research* 106, 553
- Denlinger R. P., Iverson R. M., 2004, Granular avalanche across irregular three-dimensional terrain: 1. Theory and computations, submitted to *Journal of Geophysical Research, Earth Surface*
- Gray J., Wieland M., Hutter K., 1998, Gravity-driven free surface flow of granular avalanches over complex basal topography, *Proc. Roy. Soc. Lond. A* 455, 1841
- Iverson R. M., 1997, The physics of debris flows, *Reviews of Geophysics* 35, 245
- Iverson R. M., Denlinger R. P., 2001, Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain;1. Coulomb mixture theory, *Journal of Geophysical Research* 106, 537
- Iverson R. M., Logan M., Denlinger R. P., 2004, Granular avalanche across irregular three-dimensional terrain: 2. Experimental test, submitted to *Journal of Geophysical Research, Earth Surface*
- Johnson A. M., 1984, Debris flow, in D. Brunsden, D. B. Prior (eds.), *Slope instability*, John Wiley, New York
- Savage W. Z., Hutter K., 1989, The motion of a finite mass of granular material down a rough incline, *J. of Fluid Mechanics* 199, 177
- Savage W. Z., Hutter K., 1991, The dynamics of avalanches of granular materials from initiation to runout, *Acta Mechanica* 86, 201
- Vollmöller P., 2004, A shock capturing wave propagation method for dry granular and fluid-saturated granular flows, *J. Comp. Phys.* (in press)
- Wang Y., Hutter K., Pudasaini S., 2003, Savage-hutter theory:a system of partial differential equations for avalanche flows of snow, debris and mud, submitted to *ZAMM*