
Alpine Gefahren

Protokoll zur Exkursion „Hydro- und Umweltgeologie von Mitteleuropa“
23.07.-04.08.2007

Kathrin Kranz
Yvonne Reinisch

Betreuer:
Prof. Dr. Broder J. Merkel

Technische Universität Bergakademie Freiberg
Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau
Institut für Geologie
Lehrstuhl für Hydrogeologie



*„Katastrophen kennt allein der Mensch, sofern er sie überlebt.
Die Natur kennt keine Katastrophen.“*

Max Frisch

Abstract

Seit jeher sind die Bewohner der alpinen Region durch die Naturgewalten in Form von Lawinen, Sturzprozessen, Rutschungen und Hochwässern gefährdet. Durch die zunehmende Erschließung von Siedlungs-, Erholungsgebieten und Verkehrsverbindungen in gefährdeten Gebieten steigen die Sicherheitsansprüche für die Raumnutzung, die durch nachhaltiges Risikomanagement in Form von Richtlinien und Gefahrenkarten geregelt werden. Das wohl größte Zerstörungspotential in den Alpen hatte der historische Flimser Bergsturz, der in der Entstehung und katastrophalen Flutung von Bergsturzseen resultierte. Beim Tunnelbau für die Umfahrung Flims wurden hervorragende Aufschlüsse für die Forschung im Bereich der Geologie und Hydrogeologie geschaffen; so konnte ein großräumig vernetztes Karstsystem im Bereich Flims nachgewiesen werden.

Abb. auf der Titelseite:

Flims, Blick in Richtung der Abbruchkante des Flimser Bergsturzes.
Foto: Kathrin Kranz, 2007.

1 Alpine Gefahren und Risikomanagement

Das Bodenrelief stellt mit steilen Hängen und Überhängen eine allgegenwärtige Gefahr im alpinen Raum dar, da sowohl Festgestein als auch **Lawinen** und **Hochwässer** infolge der Gravitationskraft oftmals ohne Vorwarnung und innerhalb weniger Sekunden bis Minuten in Form einer Massenbewegung ins Tal stürzen. In Abhängigkeit von der Größe des hinabstürzenden Gesteinmaterials werden verschiedene Fallereignisse unterschieden, wobei die Definitionen je nach Autor stark differieren. Während es sich z.B. bei einem **Steinschlag** um kleinere Blöcke handelt, so brechen bei einem **Felsabbruch** über 1 m³ große Felspartien aus der Felswand. Beim **Bergsturz**, bei dem über 1 Mio. m³ Gesteinsmaterial hinab bewegt wird bzw. auf einer Fläche von über 1 km² aufkommt, sind Menschen und Bauwerke hochgradig gefährdet: Wohngebiete und Verkehrswege können verschüttet werden, Gewässer werden angestaut, Flutwellen entstehen. Noch größere Zerstörungen können in Kombination mit Wasser hervorgerufen werden: Bei heftigen Niederschlägen oder Schneeschmelzen kann aufgrund der hohen Reliefenergie nur ein geringer Anteil des Wassers versickern, sodass es bevorzugt in Rinnen akkumuliert. Daraus kann sich ein **Murgang** entwickeln, welcher talabwärts meistens zusätzliches Material (Felsen, Gerölle, Baumstämme, etc.) mit hoher Geschwindigkeit mitreißt, das er als Schlamm-/ Trümmerstrom über große Förderweiten transportiert. Infolge der immensen kinetischen Energie und die hohe Sedimentfracht können Muren größere Schäden verursachen als Hochwässer (nach MERKEL 2007).

Doch nicht nur durch den Klimawandel – im Laufe der momentanen Klimaerwärmung ist mit einer Beschleunigung der Prozesse der Hangabtragung zu rechnen, da der stabilisierende Permafrost-Boden in zunehmender Höhe auftaut –, sondern auch durch die zunehmende Nutzung gefährdeter Regionen nimmt das Naturgefahren- und Schadenspotential sowie die Forderung nach modernsten Sicherheitsmaßnahmen in den Alpen stetig zu. Zum **Schutz** vor den Naturgefahren wird dabei wie folgt vorgegangen: Bevor die Raum- und Landnutzung den Naturgefahren entsprechend angepasst werden kann, müssen die Gefahren zunächst mittels Gefahrenhinweiskarten (für den Richtplan) bzw. genauen Gefahrenkarten/Expertengutachten (für Ausscheidungen einer Gefahrenzone bei der parzellenscharfen Nutzungsplanung) erkannt werden (vgl. [Abb. 1](#)) und nach ihrer Eintretensstärke/-wahrscheinlichkeit beurteilt werden. Im letzten Schritt werden in den gefährdeten Zonen forstliche (z.B. Schutzwaldpflege) und bauliche Abwehrmaßnahmen (z.B. Lawinen- und Wildbachverbauungen, Steinschlagschutzsysteme) eingeleitet sowie organisatorische Vorkehrungen (z.B. Evakuierung, Risikodialog, Bau von Schutzbauten) und Notfallplanungen getroffen. Zwar ist es aus finanziellen, technischen und ökologischen Gründen unmöglich einen absoluten Schutz zu garantieren, doch wie die Erfahrung zeigt, lassen sich die Schadensausmaße der Naturgewalten mit diesem auf Nachhaltigkeit ausgerichteten Risikomanagement – verankert in den jeweiligen Gefahrenrichtlinien – deutlich vermindern. Hinsichtlich des **Landerwerbs** sind Naturgefahren eine Standorteigenschaft, die zusammen mit ihren negativen Folgen zu berücksichtigen und vom Grundeigentümer zu tragen sind. Nichtsdestoweniger ist das **Ökosystem** Alpen stark gefährdet, so dass die Landnutzung perspektivisch nicht nur risikogerecht, sondern vor allem unter größtmöglicher Schonung der Natur erfolgen sollte (nach GREMINGER 2002).

2 Der Flimser Bergsturz und die Entstehung der Bergsturzseen

Beim **Flimser Bergsturz** (siehe [Abb. auf der Titelseite](#) und [Abb. 2](#)) in der Surselva im schweizerischen Kanton Graubünden handelt es sich um das größte alpine und das weltweit zweitgrößte derzeit bekannte Bergsturzereignis. Schätzungen gehen von einem Volumen von ca. 8-15 km³ und einer Bedeckungsfläche der Sturzmassen von ca. 52 km² aus. Durch das Einschneiden des Rheins und seiner Nebenflüsse entstanden zwar sehr gute Aufschlüsse, nichtsdestoweniger wird die Erforschung infolge der extremen Ausmaße der Ablagerungsmassen behindert und liefert in Abhängigkeit von den Autoren sehr

unterschiedliche Ergebnisse. Erst in den letzten Jahren wurde die Untersuchungstätigkeit unter anderem durch die Voruntersuchungen und Baugeschehen für die Umfahrung Flims (vgl. [Kapitel 3](#)) bestärkt: Die Neudatierung auf ca. 8300 v.h. und das kalibrierte Alter von ca. 7400 v.Chr. belegen, dass sich der Bergsturz in einer Phase mit schon deutlich warmzeitlichem Klima ereignet haben muss. Somit mussten frühere Annahmen, welche von einer spätglazialen Einstufung und der Eisüberfahrung bzw. -abschmelzung als direkten Auslöser für den Bergsturz ausgingen, revidiert werden. Die Oberflächenstrukturen werden daher nach VON POSCHINGER (2005) als reine Akkumulationsformen interpretiert, die nahezu keine weitere Überprägung erfahren haben; auch die Setzung der Bergsturzmassen dürfte aufgrund der massiven Internstruktur nur wenige Meter betragen haben. Am Flimserstein weisen die leicht metamorphen Malmkalke (Oberer Quintner Kalk, Anm. d. Autoren.) zum Teil eine deutliche Bankung und ein hangparalleles Einfallen der Schichtung mit ca. 30° nach Süden auf; wobei die Sedimentabfolge von einem Autor nicht als kontinuierlich verstanden wird, sondern als ein Falten- und Schuppenpaket, das aufgrund der starken Scherung annähernd parallele Strukturen aufweist. Der Anbruch und Transport der Bergsturzmassen dürfte durch die zwischengelagerten dünnen Mergelbänder nahe der leicht gewellten Gleitbahn begünstigt worden sein. Laut VON POSCHINGER (2005) wird angenommen, dass der Abgang „in einem Schlage“ erfolgt ist, und dass durch den Transport des nahezu kompakten Blocks die ursprüngliche Struktur der Sturzmassen zum überwiegenden Teil bewahrt blieb, auch wenn die Kalke sehr stark und in unterschiedliche Massen zerbrochen sind – in „dreidimensionale Puzzle-Strukturen“ bis hin zum Gesteinsmehl. Den bedeutendsten Anteil an der Zerschierung hatte vermutlich der Anprall der Gesteinsmassen an den Gegenhang, wodurch lokal sehr unterschiedliche Scherprozesse stattgefunden haben. Somit zeigen nur die obersten 10-20 m der Sturzmasse die typische Fazies eines Bergsturzes: „grobe Blöcke in lockerer, chaotischer Lagerung, die von einer feinkörnigen Matrix umgeben sind“. Die darunterliegende Hauptmasse hingegen setzt sich aus einer dichten chaotischen Fazies und der bereits erwähnten dreidimensionalen Puzzle-Struktur mit allen Übergängen zusammen. Die lockere Überlagerung ist durch eine hohe Durchlässigkeit gekennzeichnet und weist aufgrund des hohen Feinkornanteils eine hohe Erosionsanfälligkeit auf. Bei der Puzzle-Struktur hingegen ist die Durchlässigkeit nicht eindeutig abzuschätzen: Einerseits sind die aus Gesteinsmehl aufgebauten Schergebiete und die marginalen Kornzwischenräume durch eine geringe Durchlässigkeit charakterisiert; andererseits besitzt die Bruchstruktur in jedem Zerlegungsstadium dichte Kluftnetze. Insgesamt jedoch scheint die Erosionsresistenz des Gebirges aufgrund der minimalen Erosion innerhalb dieser Fazies erhöht zu sein.

Im engen Zusammenhang mit dem Flimser Bergsturz steht der **Taminser Bergsturz** (vgl. [Abb. 1](#)), dessen Volumen nur ca. 1.5 km³ ausmacht. Oberflächenexpositionaler-Analysen mit ³⁶Cl deuten ein dem von Flims ähnliches Alter an; mehrere Beobachtungen sprechen dafür, dass die Bergsturzschwelle von Tamins schon vorm Flimser Bergsturz existiert hat.

Nach dem aktuellen Forschungsstand sprechen die Länge und die dichte interne Struktur für eine langfristige Stabilität des Flimser Dammes. Während des Flutereignisses hat sich der Seespiegel zwar um weniger als 30 % (< 100 m) seiner Gesamthöhe gesenkt, nichtsdestoweniger war das durch den zunächst unvollständig gebrochenen Damm freigesetzte Wasservolumen von ca. 1 km³ in der Lage als dramatische Flutwelle in den 80 km entfernten Bodensee zu fließen. Infolge des Flimser Bergsturzes wurde der Vorderrhein angestaut, wodurch sich mehrere Seen bildeten:

Die Dimensionen des **Ilanzer Sees**, in dessen Becken heute die Stadt Ilanz lokalisiert ist, sind recht umstritten. Zwar wurde mittels morphologischer Spuren sowie See- und Deltasedimenten ein Seespiegel von ca. 820 m ü.M. nachgewiesen, jedoch reichen auch die Ausbruchssedimente eines Dammbrechens etwa in diese Nähe. Der Dammbbruch muss ein noch höheres Niveau erreicht haben, da die Ausbruchssedimente auf eine Reduktion des Seespiegels bis auf dieses Niveau hindeuten. Da heute keine eindeutigen Indizien für den höheren Wasserstand erkennbar sind, wird er auf 870...920 m ü.M. (max. 936 m ü.M.) geschätzt, und der Existenzzeitraum des höheren Seespiegels als sehr kurz angesehen – wahrscheinlich hat sich der Dammbbruch nur kurze Zeit nach dem Bergrutsch ereignet. Unter Annahme des aktuellen Abflusses im Vorderrhein wurde die Anstiegszeit bis auf 820 m ü.M. auf 13 Monate. Eine grobe Schätzung ergibt für die Seespiegel von 820 m ü.M. bzw. 870...920 m ü.M. eine Länge von ca. 25 km, eine Oberfläche von rund 28 km² und ein Volumen von ca. 2

km³. Die Mächtigkeiten der im Zentrum des ehemaligen Seebeckens erbohrten Seesedimente erreichen über 20 m; die Füllung des gesamten Sees wird mit über 100 m angegeben. Die gleichmäßige, warvenähnliche Schichtung, die aus durchschnittlich 2 cm mächtigen Schichten besteht, verläuft fast horizontal und kann durch klimatische Schwankungen oder jährlich wiederholte Starkregenereignisse bedingt sein. Unter Annahme des 820 m ü.M. befindlichen Seespiegels erscheint somit eine Lebensdauer von ca. 1000 Jahren doch sehr wirklichkeitsnah. Es wird angenommen, dass sich der Ilanzer See durch einen dramatischen Dammbbruch komplett entleerte. Die Flutablagerungen haben sich dabei mit einer recht konstanten Neigung von rund 2.5° über 6 km ausgebreitet und erstrecken sich seitlich über 1 km. Das Volumen wird auf ca. 40·10⁶ m³ geschätzt. Die eigentliche Sturzmaterie wird von Kiessedimenten bedeckt, die noch dem Bergsturzevent zuzuschreiben sind. Zusammen bilden sie eine stark reliefierte Oberfläche, die durch die Flutsedimente gefüllt wurde: Die ca. 15 m mächtige Basis wird durch eine Wechsellagerung aus typischen groben Mursedimenten und Grobkies gebildet. Die ca. 10 m mächtige Ablagerung (evtl. „hyperconcentrated flow“) von geschichteten eckigen Mittelkiesen, die in einigen Lagen z.T. durch Sand oder feinen Silt ersetzt werden, repräsentiert die letzte Ausbruchphase. Über die Internstruktur des ehemaligen Bergsturzdammes existieren noch Unklarheiten. Es wird angenommen, dass der Dammbbruch mit der schon erwähnten lockeren Überlagerung begann, der Hauptteil sich jedoch aus der dichteren Fazies und speziell der erosionsresistenten Puzzlestruktur zusammensetzte. Die Erosion stagnierte ab ca. 820 m ü.M., so dass sich der Rhein stufenweise über 200 m tief in das sedimentverfüllte restliche Seebecken auf das Niveau des momentanen Flussbetts einschneiden konnte.

Der kleinere **Versamer See**, der unabhängig vom Ilanzer See aufgefüllt und geleert wurde, wurde bis zu einem Level von ca. 870 m ü.M. aufgestaut und hatte eine Länge von ca. 5 km. Das Becken war relativ klein, da u.a. das Gefälle der Rabiusa sehr steil ist; aufgrund der starken erosiven Tätigkeit des Flusses ist eine exakte Volumenangabe nicht möglich. Typische sandig-schluffige Seesedimente mit deutlicher Schichtung finden sich heute bei ca. 865 m ü.M.; rechtsseitig des Tales steigt eine Schulter, die aufgrund der dort anstehenden Kiese als ehemaliges Deltaniveau gedeutet wird, bis auf ca. 900 m ü.M. an.

Die **kleinen Seen** (siehe [Abb. 2](#)), die durch eine seitliche Einschnürung durch das Bergsturzmaterie gebildet wurden, sind teils verlandet (Lag Plaun, Lag Segnas Sut, Lag Mulin), teils bestehen sie noch heute (Lag digl Oberst). Im Becken von Hübschera erfolgte zunächst eine Drainage durch das durchlässige Bergsturzmaterie, so dass erst nach dem durch Muren bedingten Feinmaterialeintrag ein See entstehen konnte. Die auf dem Bergsturzmaterie selbst entstandenen und vergleichsweise jungen Seen (Lag Prau Pulta, Lag Prau Tuleritg, Lag La Cauma und Lag La Cresta) besitzen sehr komplexe hydrologische Verhältnisse (nach VON POSCHINGER 2005).

3 Umfahrung Flims 1998-2007

Projektübersicht. Um den in der einzigartig schönen Wald- und Seenlandschaft Graubündens gelegenen Kurort Flims vom Durchgangsverkehr auf der Oberalpstraße zu entlasten, wurde nach über 20 Jahren Planung eine Ortsumfahrung realisiert. Obwohl zunächst eine Schnellstraße als direkte Talverbindung zwischen Bonaduz und Ilanz angedacht war, entschied sich die Regierung – mit speziellem Augenmerk auf die Zuflüsse der touristisch bedeutsamen Flimserseen – für die umweltfreundlichste und kostenintensivste Variante, bei der rund 75 % der Umfahrungsstraße in Tunnels verläuft. Nach der Genehmigung wurde im Jahre 1998 mit den Vorbereitungs- und Erschließungsarbeiten begonnen; Verkehrsübergabe soll Ende Oktober 2007 sein (Quelle: Webseite vom Tiefbauamt Graubünden). Die insgesamt 4520 m lange Hauptverkehrsstraße verläuft zweispurig und weist ein Längsgefälle von 5 % auf. In [Abb. 3](#) sind die Hauptobjekte des Projekts dargestellt. Die zahlreichen Sicherheitseinrichtungen wurden nach den aktuellen Erkenntnissen realisiert: So wurden im längsten Projektabschnitt, dem Tunnel Flimsenstein, ein paralleler Sicherheitsstollen sowie eine zusätzliche Zwischendecke mit

Brandklappen errichtet und die dazwischenliegenden Portalbereiche mit Strahlventilatoren ausgerüstet. Im Gegensatz zum sich anschließenden recht kleinen Tunnel Prau Pulté muss die Abluft im Tunnel Flimserstein über eine unterirdische Lüftungszentrale an die Oberfläche gefördert werden (nach WENGER & HOSANG 2004).

Geologie und Hydrogeologie. Der östlichste Teil des Tunnels Flimserstein liegt in stein- bis kiesgroßen zerbrochenen Felsteilen der Sackungsmasse Vallorca. Die sich anschließende fast 2200 m lange Felsstrecke besteht aus massigen, im Dezimeter- bis Meter-Bereich gebanktem Oberen Quintner Kalk (Malmkalk), der für seine immensen Mengen an Kluft- und Karstwässern bekannt ist (vgl. [Kap. 4](#)). Je nach Jahreszeit beträgt der dadurch bedingte Wasseranfall am Portal etwa 100-1000 l/s. In Richtung Westen schließt sich eine Lockergesteinsstrecke aus dicht gelagertem Verrucano-Rutschmaterial an, welches größtenteils aus gering durchlässigem tonig-siltigem Kies mit Sand besteht. Der letzte Abschnitt im Westen, auf dem sich auch der Tunnel Prau Pulté befindet, ist im Flimser Bergsturz-Material lokalisiert (vgl. [Kap. 2](#)). In Abhängigkeit dieser komplexen geologischen und hydrogeologischen Bedingungen im Bereich der Tunnel Prau Pulté und Flimserstein wurden vier Methoden (siehe [Abb. 4](#)) zum Tunnelvortrieb genutzt (nach WENGER & HOSANG 2004).

4 Karst im Flimser Malmkalk

Obwohl das Gebiet von Flims zunächst nicht als typisches Karstgebiet bekannt war, erbrachte ein **Färbetest** im Jahre 1979 diesbezüglich positive Ergebnisse: Nachdem das Wasser an einer Versickerungsstelle unterhalb des Vorabgletschers angefärbt wurde, trat ca. 8 km entfernt in der Quelle im Val Davos (Flims Dorf) und im See Lag Tiert intensiv gefärbtes Quellwasser aus (vgl. [Abb. 5](#)). Zwanzig weitere Beobachtungsstellen sowie die Flimserseen reagierten nicht.

Beim Tunnelvortrieb wurde im Jahre 2002 auf den letzten Metern der Felsstrecke Flimserstein eine große Karstquelle angefahren, wodurch die 30 m höher lokalisierte Quelle Val Davos versiegte. Ein **Druckversuch** sollte Aufschlüsse über den Rückgang des Wasserzuflusses im Lag Tiert erbringen. Dazu wurde eine Rohranlage mit Schiebern entwickelt, so dass das zufließende Wasser der Karstquelle kontrolliert gestaut werden konnte. Trotz der Distanz reagierte die Quelle im Lag Tiert schon nach wenigen Minuten auf die hydraulischen Tests (0.5...1.8 bar); zudem vergrößerte sich die diffus zufließende Wassermenge in der Felsstrecke Flimserstein. Somit existiert im Raum Flims ein großräumig vernetztes Karstsystem, wobei es sich bei den Zuflüssen zu den Flimserseen und zum Lag Tiert um unabhängige Wassersysteme handelt: Der Zufluss des Lag Tiert erfolgt direkt über das Karstwassersystem, die Speisung des Caumasees über Grundwasserleiter im Lockermaterial des Flimser Bergsturzes. Laut Karstexperten lässt sich in der langjährigen Messreihe des Caumasees kein Einfluss des Tunnelbaus auf das Zuflussregime erkennen (nach Tiefbauamt Graubünden (Hrsg.) 2005).

Quellen

GREMINGER, P. (2002): Regionalplanung und Naturgefahrenmanagement - Erfahrungen im Umgang mit Naturgefahren im Alpenland Schweiz. Hrsg: Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL). S. 1-15.

MERKEL, B. J. (2007): Verbale Erläuterungen während der Exkursion.

VON POSCHINGER, A. (2005): Der Flimser Bergsturz als Staudamm. In: Bull. Angew. Geol., Vol. 10/1, Juli 2005, S. 33-47.

WENGER P. & HOSANG S. (2004): Im Berg an Flims vorbei. In: tec21, 33-34/2004, S. 6-11.
Tiefbauamt Graubünden (Hrsg., 2005): Karstgänge im Flimser Kalkgestein. In: infoTBA, 16. Febr. 2005.

Webseite des Ingenieurbüros Basler & Hofmann: Was ist eine Gefahrenkarte Hochwasser?
<http://www.bhz.ch/Was-ist-eine-Gefahrenkarte-Hoc.135..html>
Stand: September 2007.

Webseite vom Tiefbauamt Graubünden: Umfahrung Flims
<http://www.tiefbauamt.gr.ch/projekte/flims.htm>
Stand: nicht angegeben

Abbildungen

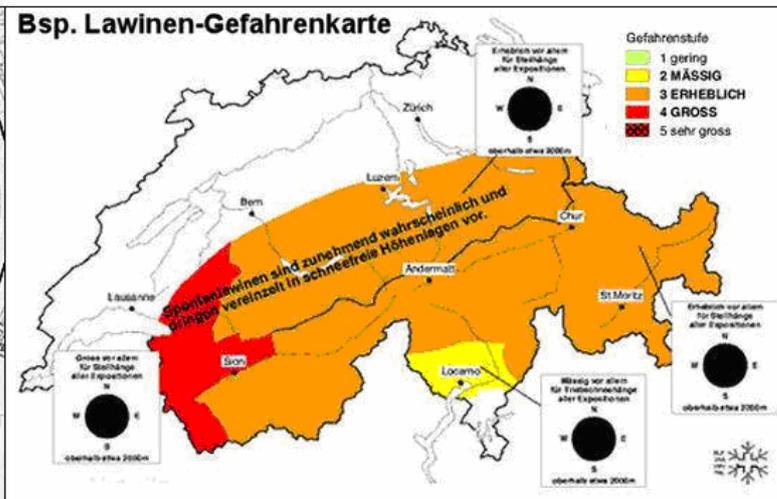
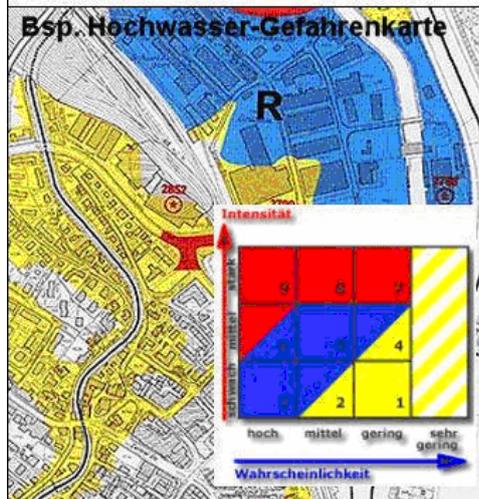
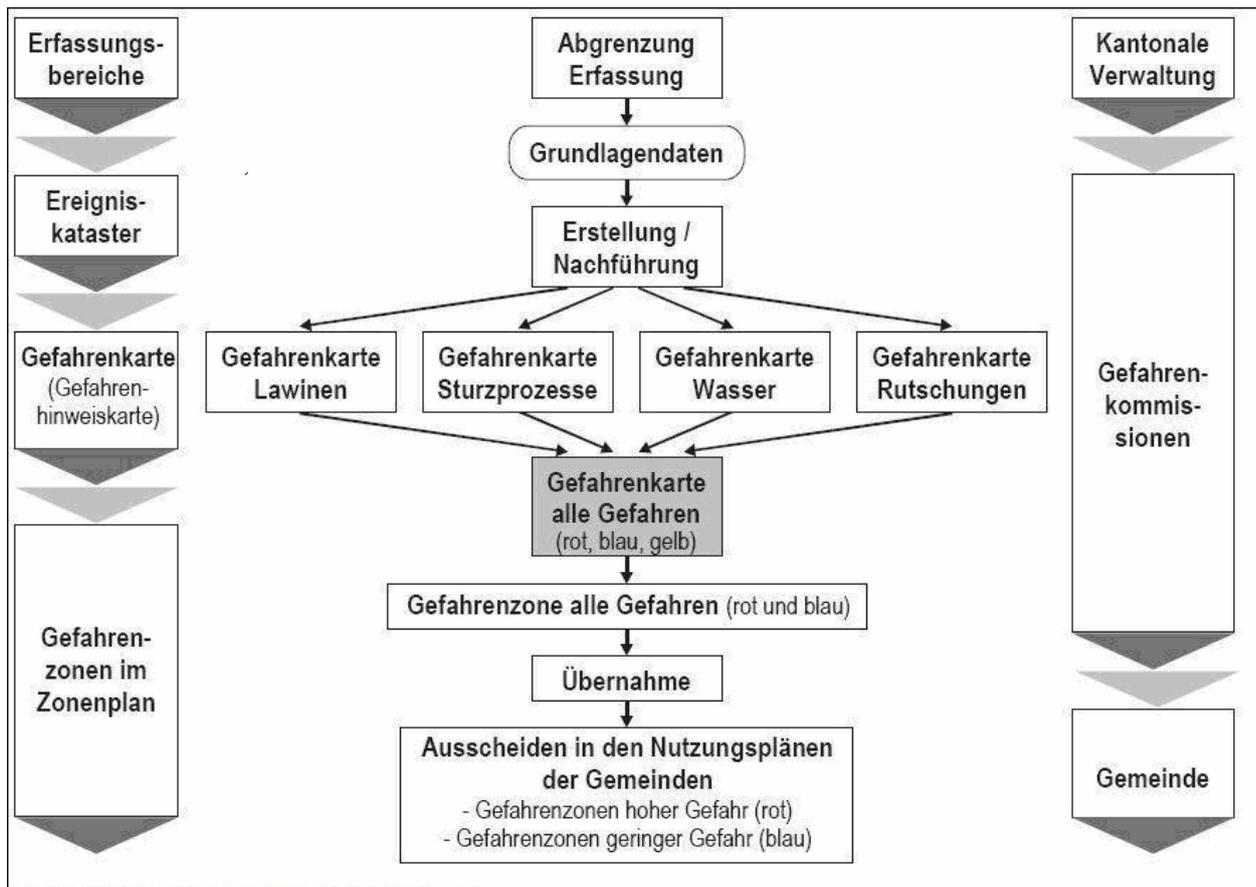
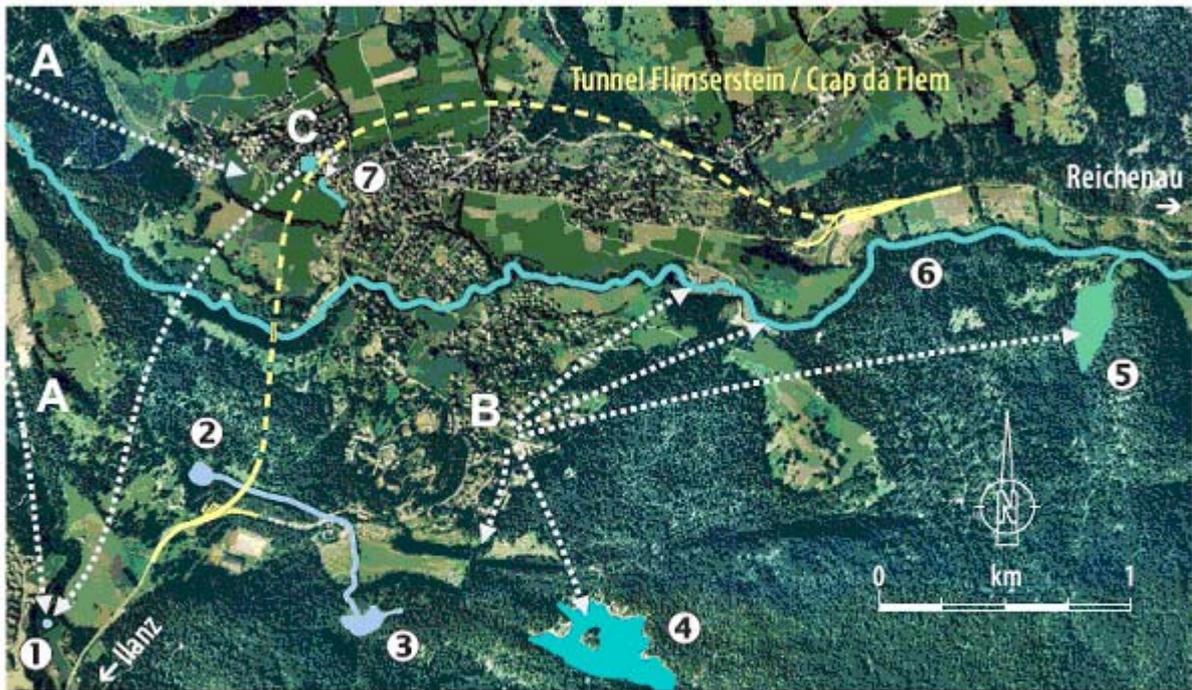


Abb. 1: Schema zur Berücksichtigung der Naturgefahren bei der Raum- und Landschaftsnutzung (oben) mit Beispielen von Hochwasser- (links) Lawinengefahrenkarten (rechts).

Bearbeitet nach GREMINGER (2002) und der Webseite des Ingenieurbüros Basler & Hofmann.



- | | |
|---|---|
| <p>A Färbversuch mit Markierstoff-Injektion im Vorabgebiet, 1979</p> <p>B Färbversuch mit Markierstoff-Injektion in Flims-Waldhaus, 1987/1988</p> <p>C Druckversuche im Tunnel Flimsenstein / Crap da Flem, 2004/2005</p> <p>1 Lag Tiert Zufluss unterirdisch, Abfluss oberirdisch</p> <p>2 Lag Prau Pulté Zufluss unterirdisch, Abfluss unter- und oberirdisch</p> <p>3 Lag Prau Tuleritg Zufluss oberirdisch, Abfluss unterirdisch</p> | <p>4 Lag la Cauma Zu- und Abfluss unterirdisch</p> <p>5 Lag la Cresta Zufluss unterirdisch, Abfluss unter- und oberirdisch</p> <p>6 Flem Vorflut er des Grundwassers im Bergsturzmaterial</p> <p>7 Quelle Val Davos Zufluss unterirdisch, Abfluss oberirdisch</p> <p>mit Färb- oder Druckversuch bestimmte unterirdische Verbindung</p> |
|---|---|

Abb. 5: Übersicht über die Farb- und Druckversuche zum Nachweis des Karstgebietes um Flims.
 Quelle: Tiefbauamt Graubünden (Hrsg., 2005).