

Der Flimser Bergsturz als Staudamm Andreas von Poschinger¹

Keywords: Graubünden, Flims, Ilanz, Rock slide dam, dam break, flood sediments, chronology

Stichworte: Graubünden, Flims, Ilanz, Bergsturzsee, Dammbruch, Flutsedimente, Chronologie

Zusammenfassung

Vor ca. 8'200 Jahren wurde der Vorderrhein durch die Flimser Bergsturzmassen aufgestaut, was zur Entstehung des Ilanzer Sees führte. Bereits wenig später erfolgte ein Dammbruch, der grosse Wassermassen freisetzte und erhebliche Sedimentmengen transportierte. Der See, der eine maximale Höhe von weniger als 936 m ü.M. hatte, wurde allerdings nicht vollständig entleert, sondern blieb auf einem Niveau von ca. 820 m noch lange Zeit erhalten. Erst als das Becken zu einem erheblichen Teil mit Sedimenten gefüllt war, begann ein erneutes Einschneiden in den natürlichen Staudamm. Die weitere Entleerung des Sees erfolgte langsam und in kleinen Schritten. Die Geländeaufnahmen erlauben auch Schlüsse über den chronologischen Ablauf der Ereignisse um die Bergstürze von Flims und Tamins.

Abstract

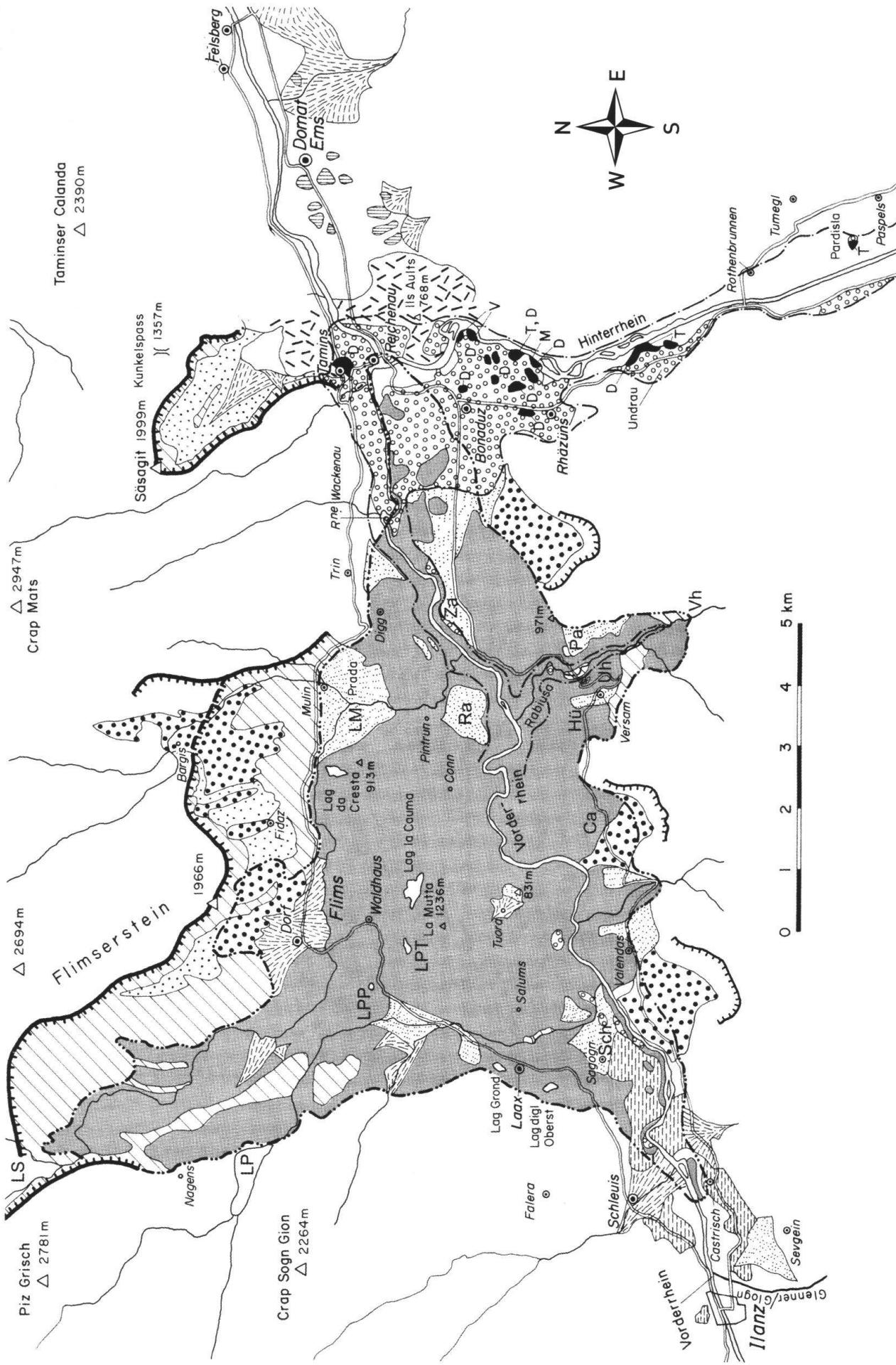
The Flims rock slide blocked at about 8'200 yr BP the Vorderrhein river and so gave rise to the Paleo-Lake of Ilanz. Shortly after the filling of the lake a severe flood event happened. The lake emptied not totally, but remained at a lower level for a long time. After important and perhaps even complete filling of the remaining basin with sediments the incision in the dam restarted and progressed in several smaller steps. Based on the detailed field works, the following sequence of the events can be envisioned: The Tamins rock slide occurred first, damming Lake Bonaduz; the Flims slide came down soon after and probably entered in this lake; at the same time the alluvium was mobilized and resedimented as Bonaduz gravel; Lake Ilanz was dammed to a level between 820 and 936 m for very short time only; the dam broke partly and a flood happened; the remaining lake survived for a long time and was filled up by sediments; the Vorderrhein river eroded the floodplain down to the actual level.

1. Einleitung

Der Flimser Bergsturz in der Graubündener Surselva (Schweiz) (Fig. 1) gilt als der grösste in den Alpen und als einer der weltweit bedeutendsten. Sein Volumen wird vom Autor auf ca. 8–9 km³ geschätzt. Die Oberfläche der Sturzmassen bedeckt eine Fläche von 52 km². Heim (1883) hatte das Volumen noch auf 15 km³ veranschlagt und diese Angabe wurde nachfolgend von vielen Autoren übernommen, Pollet (2004) geht bei einer jüngsten Schätzung von 11 km³ aus. Der Flimser Sturz hat aufgrund seiner

Bedeutung eine sehr lange Erforschungsgeschichte, die vom Autor bereits früher (2005) zusammengefasst worden ist. Die riesigen Dimensionen der Ablagerung erschweren eine Erforschung erheblich, führen sogar zu Verwirrungen und schrecken zunächst von seiner Bearbeitung ab. Andererseits hat das tiefe Einschneiden des Rheins und seiner Nebenflüsse in die Sturzmasse zu sehr guten und zugänglichen Aufschlüssen geführt, so dass hier eines der besten Studienobjekte für grosse Bergstürze vorliegt. Wesentlich ist auch, dass die Oberfläche der Sturzmassen nahezu keine weitere Überprägung erfahren hat. Weder die früher einmal angenommene Eisüberfahrung eines Vorderrheingletschers des «Churer Stadiums»

¹⁾Bayerisches Geologisches Landesamt,
Hess-Str. 128, D-80797 München



(Staub 1938) oder des lokalen Segnesgletschers (Jordi 1986), noch starke Erosionsvorgänge haben stattgefunden. Blumenthal (1911, S. 66) hatte dies bereits hervorgehoben: «Die Oberflächenformen sind reine Akkumulationsformen, die weder durch Gletscherarbeit, noch durch Flusserosion wesentlich verändert wurden». Nur entlang der Rheinschlucht und der Zuflüsse erfolgte eine starke lineare Erosion. Im übrigen sehen wir heute noch etwa die Oberfläche, wie sie sich direkt nach dem Ereignis präsentierte. Die zwangsläufige Setzung der frisch abgelagerten Masse dürfte sich aufgrund der kompakten Internstruktur auf wenige Meter beschränkt haben. Diese hervorragende Erhaltung der ursprünglichen Oberflächengestalt erlaubt zahlreiche Ableitungen auf die Genese der Bergsturzlandschaft.

In jüngster Zeit wurde die Aktivität zur Untersuchung des Flimser Bergsturzes neu belebt. Teilweise waren hierfür die Voruntersuchungen für den Umfahrungstunnel Flims und dessen Bau verantwortlich. Unabhängig davon haben sich auch mehrere Arbeitsgruppen aus der Schweiz, aus Frankreich und aus Bayern erneut mit dem Flimser Bergsturz befasst. Ein ganz wesentliches Ergebnis war die inzwischen weitgehend akzeptierte Neudatierung des Ereignisses,

die bis dahin als spätglazial eingestuft worden war. Dem Autor (1997) gelang eine Datierung auf einen Zeitraum von etwa 8'200–8'300 Jahre vor heute. Die altersmässige Einengung des Ereignisses ist vom Autor 2005 näher beschrieben worden. Ein kalibriertes Alter ist nur eingeschränkt anzugeben, da verschiedene Methoden verwendet wurden und Lebensalter der Bäume mit eingerechnet werden müssen. Es kann nur grob mit 7300–7400 v.Chr. angegeben werden. Dieses Alter wurde inzwischen von verschiedenen Seiten und mit unterschiedlichen Methoden bestätigt. Der Bergsturz fand somit in einer Zeit mit bereits deutlich warmzeitlichem Klima statt. Jegliche in früheren Studien angenommenen Einflüsse einer Eisüberfahrt oder des Abschmelzens des Eises als direktem Auslöser müssen somit klar abgelehnt werden.

	Felsuntergrund		Kegel und Deltas
	Anbruchkanten		Bergsturzhügel (Tomas)
	Schuttkegel		Malm (M), Dogger (D), Trias (T), Verrucano (V) in Tomahügeln
	Alluvionen		Sturzmassen von Tamins
	Bonaduzer Kiese		Sturzmassen von Flims
	Seesedimente		

Fig. 1: Lageskizze (gegenüberliegende Seite) der Bergstürze von Flims und Tamins, basierend auf der Karte in Nabholz (1975). Folgende Lokalitäten sind durch Buchstaben gekennzeichnet: Ca = Carnifels; Hü = Hüschora; Pa = Parstogn; Ra = Ransun; Sch = Schiedberg; Uh = Unterhof; Vh = Vorderhof; Za = Zault. Die Seen: LM = Lag Mulin; LP = Lag Plaun; LPP = Lag Prau Pulté; LPT = Lag Prau Tuleritg; LS = Lag Segnes Sut.

2. Der Bergsturz und seine Seen

2.1 Das Bergsturzereignis

Es muss angenommen werden, dass entsprechend einer frühen Annahme Heims (1883, S. 301) der Bergsturz «in einem Schlage» erfolgte. Im Anrissgebiet am Flimserstein liegen die Kalke des Jura und der Kreide in teilweise ausgeprägter Bankung vor, wobei die Schichtung mit ca. 25–35° hangparallel nach Süden einfällt. Das gesamte Schichtpaket hat eine leichte Metamorphose erfahren. Es handelt sich am Flimserstein nach den Aufnahmen von Oberholzer (1933) nicht um eine kontinuierliche Sedimentabfolge, sondern um ein Paket von mehreren Falten und tektonischen Schuppen, die jedoch infolge der starken Scherung nahezu parallele Strukturen aufweisen. Zwischen den Kalkbänken zeigen sich insbesondere in der Nähe der Gleitbahn dünne mergelige Zwischenlagen. Da die Reibung entlang dieser Lagen reduziert ist, dürfte ihnen eine wesentliche Rolle beim Anbruch und beim Transport zugekommen sein.

Beim Abgang hat sich die Sturzmasse weitgehend als ein kompakter Block verhalten und sich nicht wesentlich seitwärts ausgetragen. Der teilweise in letzter Zeit auch verwendete Begriff «Sturzstrom» (Schmitter-Vorin 2000, Pollet & Schneider 2004, Wassmer et al. 2004, Schneider et al. 2004) trifft deshalb hier keineswegs zu. Er würde entsprechend Heim (1934) in Analogie zum Bergsturz von Elm eine deutliche Fliessstruktur beinhalten. Leider wurde der deutsche Begriff «Bergsturz» mit seiner ganzen Bedeutungsbreite durch Hsü (1975) unzutreffend ins Englische als «sturzstrom» übersetzt.

Aufgrund des Transportes «en bloc» konnte die ursprüngliche Struktur der Sturzmassen in erheblichem Masse erhalten bleiben. Die Kalke sind jedoch sehr intensiv und in sehr unterschiedlichem Masse zerbrochen. Ein erstes Zerbrechen der rigiden Gleitmasse dürfte bereits während der Bewegung entlang der leicht gewellten Gleitfläche stattge-

funden haben. Da diese quer zur Bewegungsrichtung einige Stufen von jeweils mehreren Zehnermetern Höhe aufweist, dürfte hier eine weitere Zerlegung erfolgt sein. Es ist allerdings davon auszugehen, dass die wesentliche Zerscherung beim Anprall der Massen an den Gegenhang erfolgt ist. Da durch die Geometrie des Gegenhangs eine spezifische Deformation der Sturzmasse erfolgen musste, sind lokal sehr unterschiedliche Scherprozesse aufgetreten. Die daraus resultierende Gebirgsfazies der Sturzmasse ist somit sehr inhomogen. Die von Pollet (2004) postulierten idealisierten klaren Verteilungen der verschiedenen Faziestypen konnten nur selten nachvollzogen werden.

In vielen Bereichen ist eine Bruchstruktur entstanden, die als «dreidimensionale Puzzle-Struktur» zu bezeichnen ist. Der ursprüngliche Gebirgsverband ist dabei noch weitgehend erhalten geblieben, aber vollkommen zerbrochen (Fig. 2). Diese Struktur wird von verschiedenen Trennflächenscharen durchzogen. Entlang der bevorzugten Scherbahnen ist das Gebirge zu feinstem Gesteinsmehl zerschert. Teilweise verlaufen diese Bahnen, wie unter anderem von Pollet (2004) beschrieben, entlang der ursprünglichen Schichtflächen. Sehr häufig treten aber auch rampenartige Scherbahnen auf, die mittelsteil nach Nord eingefallen und die ehemalige Schichtung schneiden.

Nur die obersten Bereiche der Sturzmasse zeigen die typische Fazies eines Bergsturzes: Grobe Blöcke in lockerer, chaotischer Lagerung, die von einer feinkörnigeren Matrix umgeben sind. Ihre Entstehung ist auf das Fehlen einer vertikalen Einspannung in diesen obersten Partien und der somit erleichterten Zerlegung zurückzuführen. Zudem kann ein Entspannungseffekt als Ergebnis einer vorausgegangenen Druckwelle angenommen werden. Die Mächtigkeit dieser chaotischen lockeren Überlagerung übersteigt selten 10–20 Meter.

Diese Fazies ist deutlich von der wesentlich dichteren Fazies der Hauptmasse zu unter-

scheiden. Hier treten zwei Typen auf: Einerseits eine chaotische aber sehr dicht gelagerte Fazies, andererseits die bereits angesprochene «dreidimensionale Puzzle Struktur» mit Erhalt der ehemaligen Struktur. Zwischen beiden Typen treten alle möglichen Übergänge auf.

Die lockere Überlagerung weist eine hohe Durchlässigkeit auf und ist aufgrund des hohen Anteiles an lockerem Feinkorn leicht zu erodieren. Dies trifft sowohl für Oberflächenerosion, als auch für Subrosion zu. Wesentlich schwerer ist das Verhalten der Puzzle-Struktur abzuschätzen. In jedem Stadium der Zerlegung ist sie mit einem dichten Netz von Klüften durchzogen. Die Durchlässigkeit kann aber durch zwei Phänomene reduziert werden. Es treten immer wieder Scherzonen und -bahnen auf, die von sehr feinkörnigem Gesteinsmehl aufgebaut werden. Sie zeigen

deutlich reduzierte Durchlässigkeiten. Als weitere Besonderheit ist die spezifische Puzzle Struktur zu sehen, bei der die Körner einen sehr engen Kontakt haben und die Korngrenzen häufig einen Passsitz aufweisen. Die Kornzwischenräume sind somit stark reduziert. Dennoch ist bei entsprechend hohem Wasserdruck insgesamt von einer erheblichen Durchlässigkeit auszugehen. Wesentlich ist aber, dass eine interne Erosion innerhalb dieser Fazies, wie unter anderem von Davies & McSaveney (2004) ausgeführt, erheblich erschwert ist. Insbesondere ein Transport von Feststoffen innerhalb des Gebirges ist nahezu unmöglich, was zu einer insgesamt deutlich erhöhten Erosionsresistenz führt.



Fig. 2: Bergsturzmaterial im Versamer Tobel in «dreidimensionaler Puzzle Struktur». Die Bewegungsrichtung ist von rechts nach links. Am rechten Rand ist eine subhorizontale Schichtung zu erkennen (parallel weißer Pfeil). Bedeutende Bewegungen sind an nordfallenden, rampenartigen Scherbahnen erfolgt (parallel weiße Linie).

2.2 Die Bergsturzseen

2.2.1 Der Ilanzer See

Der Flimser Bergsturz hat zwei grosse Seen und mehrere kleinere aufgestaut. Der weit aus grösste war derjenige, in dessen ehemaligem Becken sich später die Stadt Ilanz entwickelt hat. Er wird deshalb als Ilanzer See bezeichnet. Seine Ausdehnung und insbesondere der maximale Seespiegel sind in letzter Zeit sehr kontrovers diskutiert worden (Schmitter-Voirin, 2003). Ein Seespiegel von ca. 820 m ü.M. ist durch zahlreiche Phänomene nachgewiesen. Dies sind morphologische Spuren, Deltasedimente und feinkörnige Seesedimente. Sie bezeugen, dass der See auf diesem Niveau längere Zeit bestanden hat. Allerdings reichen östlich der ehemaligen Bergsturzbarriere auch die Ausbruchsedimente eines Dammbruches fast bis in diese Höhe. Der Dammbruch muss somit ein noch höheres Seeniveau betroffen haben, denn die Ausbruchsedimente zeugen davon, dass sich der Seespiegel beim Ausbruch bis auf dieses Niveau reduziert hat. Heute sind keine klaren Spuren für diesen höheren Wasserstand mehr erkennbar. Er kann bei ca. 870 oder sogar 920 m ü.M. liegen haben, mit Sicherheit aber nicht über 936 m. In dieser Höhe befindet sich rechtsseitig des Vorderrheins an der Versamer Strasse der kleine Pass von Carnifels/Erla-cresta (Fig. 1 und 3). Die Morphologie mit der ausgeprägten abflusslosen Senke von Chessi zeigt eindeutig, dass dort nie ein bedeutender Abfluss stattgefunden hat, der Pass also nicht überströmt wurde.

Im Höhenbereich zwischen 820 und 936 m ü.M. finden sich an den Talflanken nur sehr unklare Hinweise auf einen ehemaligen See. Diese können auch jeweils nicht eindeutig dem Ilanzer See zugeordnet werden, denn sie können ebenso auf spätglaziale Prozesse zurückzuführen sein. Das Fehlen von klaren morphologischen Hinweisen oder von Sedimenten oberhalb von 820 m ü.M. weist darauf hin, dass ein höherer Seespiegel nur sehr

kurzzeitig bestanden und dass ein Dammbruch bereits frühzeitig nach dem Bergsturzeignis stattgefunden hat. Wahrscheinlich ist er mit einem ersten Überfliessen der Dammkrone in Verbindung zu bringen. Die Zeit für den Anstieg des Seespiegels bis zum Niveau von 820 m ü.M. kann unter Ansatz des aktuellen durchschnittlichen Abflusses im Vorderrhein auf etwa 13 Monate berechnet werden (Poschinger et al., 2005). Ein weiterer Anstieg bis auf 870 oder sogar 920 m ü.M. würde ca. 2–4 Jahre beansprucht haben, wenn eine Versickerung und eine Durchströmung der Sturzmassen nicht berücksichtigt werden. Die tatsächliche Füllung kann demnach auch noch etwas länger gedauert haben.

Die Ausmasse des Ilanzer Sees für die verschiedenen Seespiegel können bisher nur sehr grob abgeschätzt werden. Für den Seespiegel von 820 m ü.M. ergibt sich eine Länge bis etwa Darvella östlich von Trun von ca. 23 km und ein Volumen von ca. 1,5 km³. Nimmt man einen Seespiegel von 870 m ü.M. an, beträgt die Länge 25 km. Bei 920 m ü.M. reichte der See bis westlich von Rabius (siehe Fig. 1) und hatte eine Länge von ca. 29 km, sein Volumen belief sich dann auf ca. 3 km³. Die Oberfläche des Sees schwankt entsprechend zwischen ca. 24 und 33 km². Diese sehr groben Zahlen sollen in näherer Zukunft mit Hilfe eines digitalen Geländemodells präzisiert werden.

In der bisherigen Literatur gab es widersprüchliche Angaben über die Lebensdauer des Ilanzer Sees und besonders über seinen Ausbruch. Beim Bau der Deponie von Rueun, etwa 5 km westlich von Ilanz, wurden die typischen geschichteten Seesedimente aufgeschlossen. Sie erreichen im Zentrum des ehemaligen Seebeckens unter dem derzeitigen Rheinniveau eine erbohrte Mächtigkeit von über 20 m. Aber auch an den Talflanken finden sich bis in 760 bis 780 m ü.M. bedeutende Aufschlüsse von Seesedimenten. Beispielsweise sind nahe der Ruine Schiedberg bei Sagogn 18 m sehr gut geschichtete Feinsande und Silte aufgeschlossen (Fig. 1, 3 und

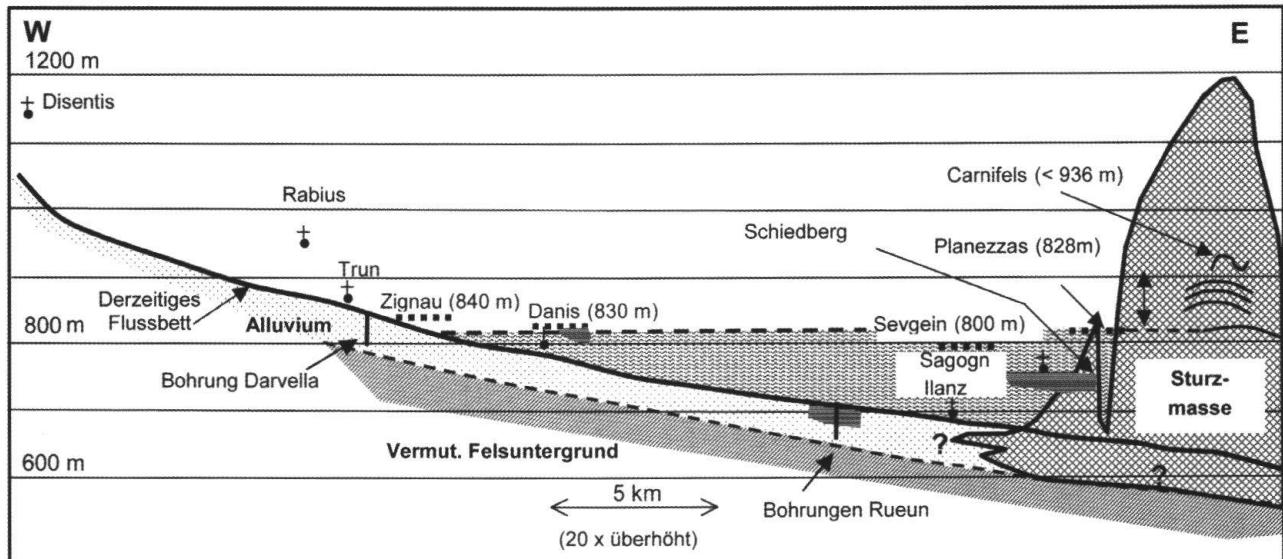


Fig. 3: Schematischer Längsschnitt des Ilanzer Sees. Die Darstellung des anstehenden Fels unter den Alluvionen ist reine Annahme. Der maximale Seespiegel kann den kleinen Pass von Carnifels/Erlacresta mit 936 m Höhe nicht überstiegen haben und lag wohl nur bei 870 bis 920 m ü.M.. Eine Zuordnung des ausgeprägten Deltas von Zignau zum Ilanzer See ist nicht gesichert.

4). Die Schichtung ist nahezu horizontal und zeigt an, dass diese Ablagerung nicht nur randliche Überreste einer teilweisen Füllung sind, sondern, dass das Becken zumindest bis auf deren Niveau in ca. 760 m ü.M. – möglicherweise aber auch noch weiter – mit Seeablagerungen gefüllt war.

Dies zeigt an, dass der See in dieser Ausdehnung für viele Jahre bestanden haben muss. Die Ursache der sehr gleichmässigen, wabenähnlichen Schichtung ist nicht eindeutig. Sie kann auf jährliche klimatische Schwankungen zurückzuführen sein, so dass jede Lage ein Jahr repräsentieren würde. Sie kann aber auch durch mehrmals jährlich wiederholten Sedimenteintrag anlässlich von Starkregenereignissen im Einzugsgebiet bedingt gewesen sein. Die Durchschnittsmächtigkeit jeder einzelnen Schicht von ca. 2 cm ergibt bei einer Mächtigkeit von 18 m eine Gesamtanzahl von ca. 900 Schichten. Dies könnte im Falle von Jahreswarzen eine Dauer von bis zu 900 Jahren anzeigen. Geht man jedoch von wiederholten Sedimenteinträgen durch Starkregenereignisse aus, ergibt sich immer noch eine Dauer von mehreren 100 Jahren. Wesentlich ist, dass sich diese groben Zahlen nur auf den 18 m hohen Sedimentstapel

bei Schiedberg beziehen und nicht auf die Füllung des gesamten Sees mit über 100 m Mächtigkeit. Eine Lebensdauer von ca. 1'000 Jahren erscheint somit durchaus realistisch. Es muss hier nochmals verdeutlicht werden, dass sich diese Lebenszeit auf den Seespiegel von 820 m bezieht. Ein kurzfristig höherer Seespiegel, der zu einem katastrophalen Dammbruch führte, wird nachfolgend noch angesprochen.

2.2.2 Versamer See

Der Versamer und der Ilanzer See wurden beide durch das selbe Bergsturzereignis aufgestaut, wurden aber unabhängig voneinander aufgefüllt und geleert. Der kleinere Versamer See wurde bis zu einem Niveau von ca. 870 m ü.M. aufgestaut und hatte eine Länge von ca. 5 km (Fig. 5). Wegen des starken Gefälles der Rabiusa und wegen der Steilheit der Talflanken war das Becken relativ klein. Eine Angabe über das Volumen ist heute nicht mehr möglich, da die Rabiusa in dieses Becken sehr stark eingeschnitten und die frühere Füllung sowie Teile von deren Umrahmung weitgehend entfernt hat. Seesedimente findet man nahe Versam/Unter-



Fig. 4: Sedimente des Iланzer Sees bei der Ruine Schiedberg. Die horizontal gelagerten und gut geschichteten Feinsande und Schluffe weisen auf eine Auffüllung des Seebeckens bis auf dieses Niveau hin.

hof (siehe Fig. 1) auf einer Höhe von ca. 860 und bei Parstong auf ca. 870 m ü.M. Rechtsseitig des Tales zeichnet sich zudem eine von Parstogn ausgehende Schulter im Gelände ab, die flussaufwärts bis Vorderhof auf eine Höhe von ca. 900 m ü.M. ansteigt. Diese Schulter kann aufgrund der dort anstehenden Kiese als früheres Deltaniveau interpretiert werden. Nördlich von Parstong finden sich am Fussweg zur Rabiusabrücke bei 850 m ü.M. auch typische, gut geschichtete, sandig-schluffige Seesedimente. Auch für den Versamer See ergibt sich ein Maximalniveau, das nicht überschritten wurde. So hat die Rabiusa den morphologischen Sattel beim Ort Versam in Höhe von 908 m ü.M. nicht überflossen. Die Morphologie zeigt, dass von hier in Richtung der Senke von Hüschora (siehe Fig. 1) kein nennenswerter Abfluss stattgefunden hat. Die Kies- und Sandschichten auf der Ebene von Parstong weisen darauf hin, dass der Versamer See bis auf diese Höhe vollständig mit Sediment

gefüllt war, bevor die Rabiusa sich eingeschnitten und schliesslich zur Ausbildung der heutigen imposanten Schlucht geführt hat.

2.2.3 Die kleinen Seen

Mehrere kleine Seen wurden durch eine seitliche Abschnürung durch die Bergsturzmassen gebildet (Fig. 1). Der Lag Grond und der bereits weitgehend verlandete Lag digl Oberst bei Laax bestehen noch heute, der Lag Plaun, der Lag Segnas Sut und der Lag Mulin sind verlandet. Das Becken von Hüschora bei Versam wurde durch die durchlässige Bergsturzmasse drainiert und hat nach dem Bergsturz zunächst keinen See gebildet. Erst später erfolgte von der südseitigen Talflanke, die von Bündnerschiefern aufgebaut wird, ein Eintrag von Feinmaterial durch Muren. Dieses Feinmaterial hat das Becken abgedichtet, so dass zeitweise ein See entstanden ist (Poschinger et al. 2005).

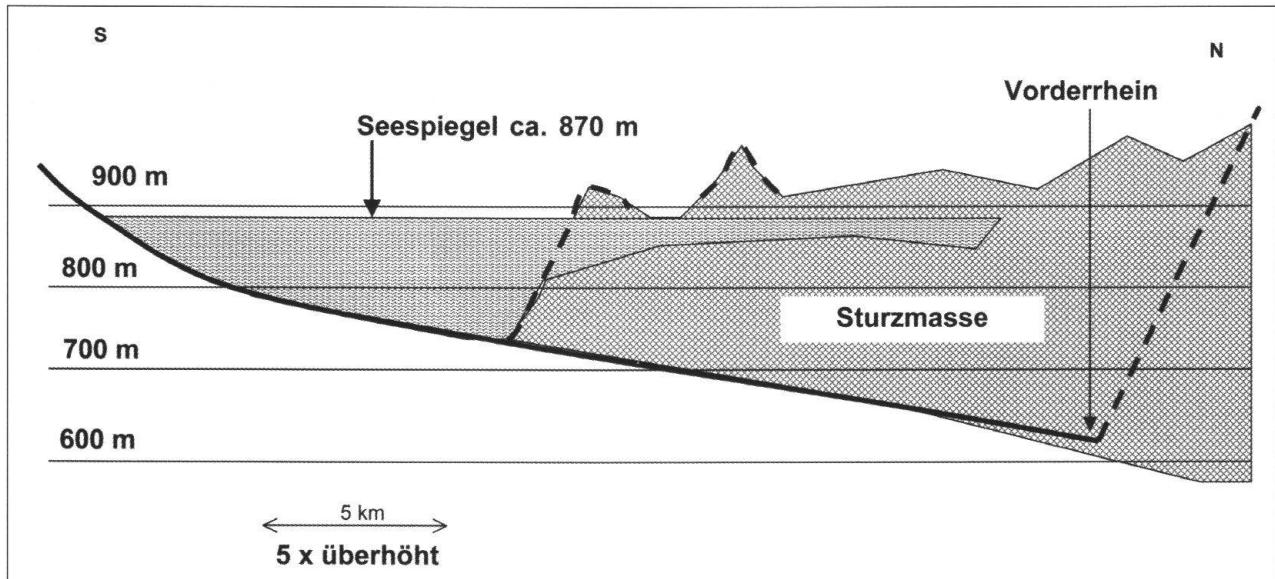


Fig. 5: Schematischer Längsschnitt durch den ehemaligen Versamer See.

Auch auf der Sturzmasse selbst haben sich mehrere Seen gebildet (siehe Fig. 1). Lag Prau Pulta, Lag Prau Tuleritg, Lag La Cauma und Lag La Cresta sind Gewässer mit jeweils sehr komplizierter Hydrologie (Bonanomi et al. 1994). Vorläufige Ergebnisse von Untersuchungen der Sedimente in diesen Seen durch Deplaces & Anselmetti (mündliche Mitteilung) deuten ein junges Alter an, das den bisherigen Datierungen des Bergsturzereignisses nicht entgegensteht.

2.3 Ablauf der Ereignisse

2.3.1 Der Ausbruch des Iланzer Sees

Von verschiedenen Autoren (u.a. Abele 1974) ist angenommen worden, dass sich der Iланzer See nach einem katastrophalen Dammbruch vollständig entleerte. Alle Bearbeiter beziehen sich auf eine ausgedehnte geneigte Ebene, die von Flutablagerungen aufgebaut wird und die sich über 6 km von Ransun bis Zault erstreckt (Fig. 6). Sie setzt sich dann weiter nach Reichenau fort, um schliesslich bei Domat/Ems unter jüngeren Alluvionen des Rheins abzutauchen. Die Oberfläche hat eine erstaunlich konstante

Neigung von $2\text{--}2,5^\circ$ (4%), die sich erst östlich von Reichenau leicht reduziert. Nur der oberste Teil bei Ransun ist etwas flacher, was darauf hinweist, dass hier vorwiegend Erosion des Dammmaterials stattgefunden hat. Die Flutsedimente haben sich seitlich über mehr als einen Kilometer ausgebreitet. Ihr Volumen ist nur schwer abzuschätzen, da ihre Mächtigkeit nur an wenigen Punkten bekannt ist. Sehr grob kann es mit $30\text{--}50 \times 10^6 \text{ m}^3$ geschätzt werden.

In mehreren Anschnitten entlang des Vorderrheins ist der Aufbau der Flutablagerungen gut aufgeschlossen (Fig. 7 und 8). Im Aufschluss nordwestlich Zault zeigt sich beispielsweise, dass dort die eigentliche Sturzmasse von Kiessedimenten bedeckt ist, die offensichtlich mit den Sturzmassen transportiert oder durch diese ausgequetscht worden sind. Dementsprechend sind sie noch dem Sturzereignis zuzurechnen. Sie formen gemeinsam mit den eigentlichen Sturzablagerungen eine stark reliefierte Oberfläche. Dieses Relief wurde später durch die Flutsedimente aufgefüllt. Die Sedimentation der Seeausbruchssedimente begann mit typischen Murablagerungen, die durch grobe und leicht angerundete Blöcke charakterisiert sind (Fig. 7). Diese Blöcke

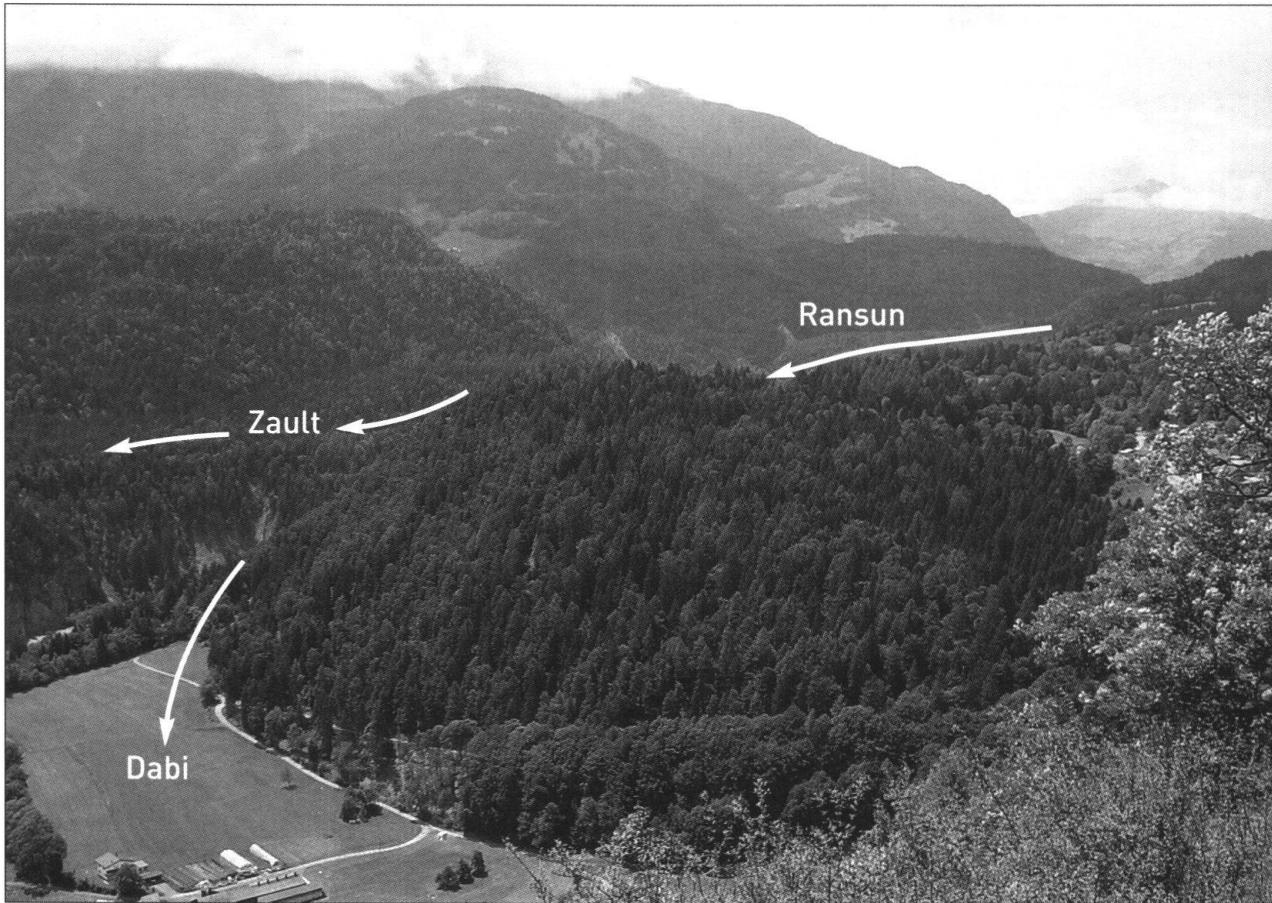


Fig. 6: Blick von Trin nach Südwesten über die Bergsturzablagerungen (bewaldete Hügel) auf die Flutebene (Pfeile) von Ransun, Zault und Dabi (siehe Fig. 1).

sind in verschiedenen undeutlichen Lagen angereichert und werden durch Material bis in Grobkiesfraktion voneinander getrennt. Diese grobe Murschüttung erreicht ca. 15 m Mächtigkeit. Nach oben zu werden die Sedimente feiner. Die dann vorherrschende Mittelkiesfraktion zeichnet eine deutliche Schichtung nach (Fig. 8). Die Mächtigkeit der geschichteten Kiese erreicht ca. 10 m, jede einzelne Schicht ist 5–15 cm mächtig. Die Komponenten bestehen durchwegs aus eckigen Bergsturzkomponenten. Einzelne Lagen enthalten nur Sand oder sogar nur feinen Silt. Auf den ersten Blick kann dieses Sediment als eine Ablagerung in einem Milieu mit geringer Energie gedeutet werden. Dem widersprechen allerdings einzelne sehr grosse Blöcke innerhalb dieser Schichten (Fig. 8). Es steht somit auch zur Debatte, ob es sich im Sinne von Pierson & Costa (1987) um Ablagerung eines «hyperconcen-

trated flow» handeln könnte. Die beim Seeausbruch anzunehmende enorme Flutwelle könnte durchaus für eine solche spezielle Form des Transportes verantwortlich gewesen sein. Die Ablagerung der geschichteten Sedimente repräsentiert die letzte Phase des Seeausbruches. Sie formte die geneigte Oberfläche der Ausbruchssedimente. Später fand nur noch eine Eintiefung in diesen Sedimenten durch fluviale Erosion statt.

Wie bereits dargelegt wurde, finden sich keine klaren morphologischen Hinweise für einen Seespiegel oberhalb von 820 m ü.M. Der grössere Iланzer See, der für den Ausbruch verantwortlich war, bestand deshalb wohl nur für sehr kurze Zeit. Wahrscheinlich hat bereits das erste Überströmen, möglicherweise auch im Zusammenhang mit einer Durchsickerung, zum Dammbruch geführt. Dies könnte auch die Beobachtungen von Wessels (1998) in den Bodenseesedimenten,

80 km flussabwärts von Flims, erklären. Er fand zwei bedeutende Anomalien in den sehr regelmässigen Schichtungen der Sedimente, die durch wenige Lagen von normaler Sedimentation getrennt sind. Schneider et al. (2004) ordnen diese Anomalien jeweils dem Ausbruch eines Tamins/Bonaduzer Sees (erste Anomalie) sowie des Ilanzer Sees (zweite Anomalie) zu. Nach den oben dargelegten Geländebefunden erscheint es wahrscheinlicher, dass die erste Anomalie direkt dem Flimser Bergsturzereignis und der Mobilisierung der Bonaduzer Kiese zuzuordnen wäre. Die zweite Anomalie würde dann dem Ausbruch des Ilanzer Sees entsprechen. So lange allerdings noch keine eindeutige Zuordnung der Anomalien zu den Bergsturzereignissen bei Flims und Tamins mög-

lich ist, sollten auch noch andere Entstehungsursachen berücksichtigt werden. So sind subaquatische Rutschungen, z.B. durch Erdbeben ausgelöst, als Ursache nicht vollständig auszuschliessen. Erhebliche Unsicherheit besteht auch noch über die interne Struktur des früheren Bergsturzdamms. Wahrscheinlich begann der Dammbruch in der lockeren Überlagerung. Hier kann auch Subrosion infolge von starker Durchströmung eine erhebliche Rolle gespielt haben. Der Hauptteil des Damms wurde jedoch von der dichten Fazies und vor allem von der sogenannten Puzzlestruktur aufgebaut, die erheblich erosionsresistenter ist. Beim Dammbruch wurde auch diese Fazies angeschnitten. Mit der Eintiefung verlängerte sich die durchströmte Län-



Fig. 7: Murartige Sedimente des Ausbruchs des Ilanzer Sees. Die Grobblöcke sind in undeutlichen Lagen angereichert und zeigen eine leichte Anrundung. Sie repräsentieren die ersten Ablagerungen während des Ausbruches.

ge der Bresche zunehmend. Zudem reduzierte sich der Abfluss mit der sich reduzierenden Seeoberfläche. Dies muss schliesslich dazu geführt haben, dass die Erosion bei einem Niveau von ca. 820 m ü.M. zum Stillstand kam. Offensichtlich blieb der restliche Damm so lange stabil, bis das verbliebene Seebecken zumindest in erheblichem Masse mit Sedimenten gefüllt werden konnte. Erst dann schnitt sich der Rhein vom Niveau auf 820 m ü.M. zum aktuellen Flussbett auf ca. 610 m ü.M., also weitere 210 m tief ein. Hierbei wurden keine nennenswerten Flutsedimente mehr erzeugt. Das weist daraufhin, dass dieses Einschneiden langsam erfolgte. Die beobachteten Erosionsterrassen sowie mehrere Deltaniveaus zeigen, dass das Einschneiden in mehreren Stufen erfolgte. Abe-

le (1974) hat noch drei unterschiedliche Niveaus von Terrassen ausgeschieden. Nach eigenen Untersuchungen können mindestens fünf solcher Niveaus auskariert werden.

2.3.2 Das Verhältnis zwischen dem Flimser und dem Taminser Bergsturz

Der Flimser Bergsturz ist sehr eng mit seinem unmittelbaren Nachbarn, dem Taminser Bergsturz, verbunden. Dessen Volumen beträgt nach Abele (1974) «nur» ca. 1–1,6 km³, weshalb er immer im Schatten seines grossen Bruders, des Flimser Bergsturzes, stand. Eine Interpretation der Abfolge der Ereignisse von Flims und Tamins ist für das Verständnis der jeweiligen Mechanismen



Fig. 8: Ablagerungen der Flut beim Ausbruch des Ilanzer Sees mit klarer Schichtung. Um den grossen Block weist die Schichtung keinerlei Störung auf. Die Komponenten bestehen ausschliesslich aus umgelaugtem Sturzmaterial. Dieses Material wurde zum Ende des Ausbruchs abgelagert.

von Bedeutung. Leider gibt es für den Taminser Bergsturz bisher keine exakten Datierungen. Jüngste vorläufige Ergebnisse von Oberflächenexpositionsalter-Analysen mit ^{36}Cl , die von Ivy-Ochs (mündliche Mitteilung) durchgeführt wurden, zeigen ein Alter, das dem von Flims sehr ähnlich ist. Die Abweichung liegt vorbehaltlich weiterer Untersuchungen bei weniger als $\pm 1'000$ Jahre.

Mehrere Beobachtungen sprechen für die Annahme, dass der Taminser Bergsturz älter als der Flimser ist (Fig. 9).

a) Die Bonaduzer Kiese, ein ganz spezielles Sediment, von dem anzunehmen ist, dass es durch Fluidisierung als Folge des Auftreffens der Flimser Sturzmasse auf die Alluvionen entstanden ist (Abele 1991, Poschinger et al. 2005), weisen einen scharfen Kontakt zu den Taminser Ablagerungen auf. Die Oberfläche der Taminser Sturzmassen ist in einer Mächtigkeit von 5 bis 20 cm mit Karbonat imprägniert und somit mit einer harten Kruste überzogen bzw. zu einer Breccie verkittet. Die Genese dieser Kruste, in die auch Kieskomponenten fest mit eingebettet sind, ist noch völlig ungeklärt. Diese Kruste ist geglättet, poliert sowie tief gestriemt und gekritzelt. Sie ähnelt damit erheblich einer glazial polierten Oberfläche und wurde auch von mehreren Autoren so interpretiert (z.B. Abele 1974, Zimmermann 1971). Die Richtungen der Striemung sind jedoch mit einem glazialen Ursprung schwer in Verbindung zu bringen. Zudem ist kein anderer eindeutig glazialer Einfluss erkennbar. Es ist aber einer späteren Annahme Abeles (Abele 1991) folgend, durchaus auch möglich, dass die Striemungen durch die fluidisierten Bonaduzer Kiese während deren Transport erzeugt wurden.

Der Kontakt zwischen den Flimser Ablagerungen und den Bonaduzer Kiesen ist nicht scharf. In vielen Aufschlüssen kann festgestellt werden, dass die Flimser Sturzmassen und die Bonaduzer Kiese verzahnt sind. Dies deutet darauf hin, dass die Bonaduzer Kiese durch die Flimser Massen

mobilisiert worden und gegen den bereits bestehenden Riegel der Taminser Ablagerungen angebrandet sind.

- b) Die Bonaduzer Kiese werden fast ausschliesslich stromaufwärts des Riegels von Tamins und dort bis weit in das Hinterrheintal gefunden (siehe Fig. 1). Waren sie durch den Taminser Sturz hervorgerufen worden, sollten Sie auch stromabwärts zu finden sein. Im Falle einer Generierung durch den Flimser Sturz jedoch bildete ein bereits bestehender Riegel von Tamins eine ideale Barriere, die für eine Ableitung in das Hinterrheintal sorgen konnte (Fig. 9/3).
- c) Die Flutsedimente des Seeausbruchs des Ilanzer Sees sind in die horizontale Oberfläche der Bonaduzer Kiese eingeschnitten (Fig. 9/5). Dementsprechend muss das Flutereignis jünger als die Genese der Bonaduzer Kiese sein.
- d) Die erstaunlich gleichmässig geneigte Rampe der Flutablagerungen des Ausbruchs des Ilanzer Sees setzt sich durch die Bresche im Bergsturzriegel von Tamins ohne jegliche Störung der gleichmässigen Oberfläche fort. Das weist darauf hin, dass nicht nur der Bergsturzriegel von Tamins während des Ausbruchs des Ilanzer Sees bereits bestanden hat, sondern auch die Bresche in diesem Damm. Der Bonaduzer See, der durch den Riegel von Tamins aufgestaut worden war, muss also bereits durch diese Lücke entwässert worden sein. Überreste von sehr bedeutenden Flutsedimenten finden sich in einer Erosionsterrasse bei Felsberg Alt-dorf (Fig. 9/3). Sie liegen in einer deutlich höheren Position als die Flimser Flutsedimente und weisen oberhalb des Riegels von Tamins keine Verlängerung auf. Sie werden somit dem Ausbruch des Bonaduzer Sees zugeordnet.

Alle diese Beobachtungen können als Hinweis darauf gedeutet werden, dass die Bergsturzschwelle von Tamins bereits bestanden haben muss, als der Flimser Bergsturz abgelaufen ist.

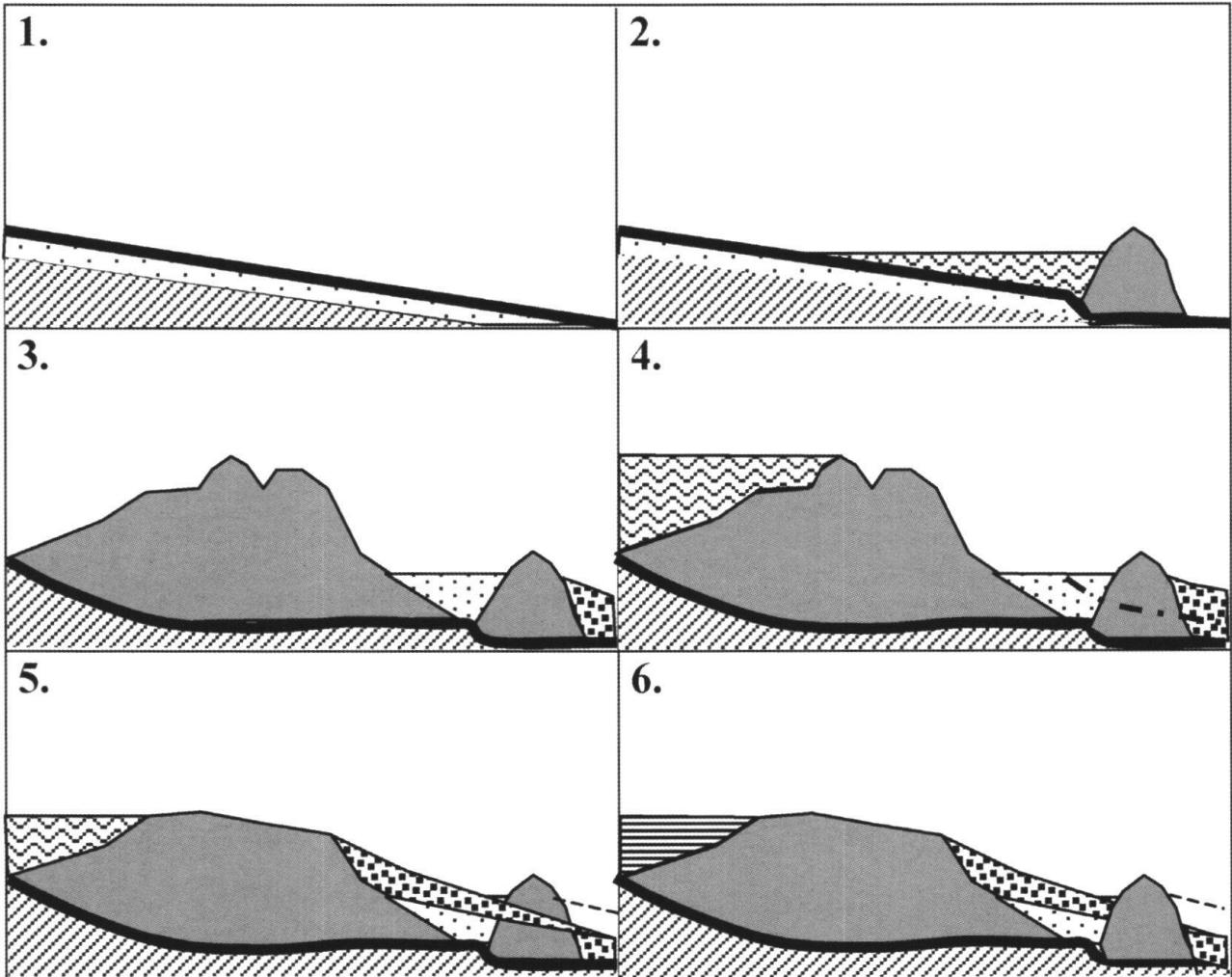


Fig. 9: Skizzenhafte Darstellung des Ablaufs der Ereignisse um den Flims Bergsturz.

1. Ursprünglicher Zustand mit Rheinalluvionen;
2. Ablagerung des Taminser Bergsturzes und Aufstau des Bonaduzer Sees;
3. Ablagerung des Flims Bergsturzes und Mobilisierung der Alluvionen (= Bonaduzer Kiese), Ausbruch des Bonaduzer Sees mit Bildung von Flutsedimenten bei Felsberg und Erosion der Taminser Schwelle;
4. Anstau des Ilanzer Sees, weitere Erosion der Schwelle von Reichenau sowie der Kiese von Bonaduz;
5. Bruch des Flims Bergsturzdamms und Erosion der Schwelle auf das Niveau von ca. 820 m, Ablagerung der Flutsedimente in der Bresche von Reichenau;
6. Weitgehende Füllung des Beckens von Ilanz mit Sedimenten, nachfolgend schrittweises Einschneiden bis zum heutigen Vorderrheinniveau.

3. Schlussfolgerungen

Auch wenn zahlreiche der oben gemachten Beobachtungen noch durch weitere Untersuchungen abgesichert werden müssen, sind einige generelle Schlussfolgerungen bereits möglich. Der Flims Damm hatte grundsätzlich günstige Voraussetzungen für eine langfristige Stabilität. Hierzu zählt sowohl die Dammlänge als auch die dichte Internstruk-

tur. Nichtsdestoweniger folgte dem Bergsturzereignis ein sehr bedeutendes Flutereignis. Wahrscheinlich hat sich der Seespiegel zwar nur um weniger als 100 m erniedrigt und somit nur ca. 20–30% seiner Gesamthöhe verloren, doch kann das freigesetzte Wasser auf mehr als 1 km^3 geschätzt werden. Es war für eine katastrophale Flutwelle verant-

wortlich, die offensichtlich bis in den 80 km entfernten Bodensee gelangt ist.

Das Beispiel des Flimser Bergsturzes zeigt, dass nicht nur der vollständige Bruch eines Bergsturzdamms für katastrophale Flutereignisse verantwortlich ist. Auch bei anderen Bergsturzablagerungen in den Alpen scheint es verbreitet zu sein, dass zunächst ein oberer Teil des Dammes gebrochen ist und zu einem Flutereignis geführt hat, während zunächst ein Restdamm erhalten blieb. Ein Beispiel dürfte der See von Längenfeld hinter dem Köfeler Bergsturz im Ötztal sein. Abele (1974) nennt zahlreiche weitere Beispiele. Es ist nur trivial und jeder Talsperren- und Dammingenieur ist sich der Tatsache bewusst, dass die oft exponentiell ansteigende Oberfläche des Sees auf den obersten Metern eines Staubeckens das grösste hydrologische und somit auch wirtschaftliche Potential hat. Ebenso hat sie im Falle des Bruchs eines natürlichen Dammes aber auch das grösste Zerstörungspotential.

Literatur

- Abele, G. 1974: Bergstürze in den Alpen. Wiss. Alpenvereinshefte. 25, 1–230.
- Abele, G. 1991: Durch Bergstürze mobilisierte Muren und durch Muren transportierte Bergsturzmassen. Österr. Geogr. Ges., Jahresber. 1989/90, 33–39.
- Blumenthal, M. 1911: Geologie der Ringel-Segnesgruppe. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. NF 33, 1–71.
- Bonanomi, Y.P., Müller, E.R., Nabholz, W.K. & Scheiwiller, H. 1994: Zur Hydrogeologie des Bergsturzgebietes im Raum Flims. Landeshydrologie und -geologie, Geologische Berichte, 17, 37 S.
- Davies, T.R. & McSaveney, M.J. 2004: Dynamic fragmentation in Landslides: Application to Natural Dam Stability. NATO-ARW Bishkek, Kyrgyzstan. Extended Abstracts Volume. 28–34.
- Heim, A. 1883: Der alte Bergsturz von Flims. Jb. d. Schweizer Alpenclubs. 18, 295–309.
- Heim, A. 1934: Bergsturz und Menschenleben. Vjschr. D. Naturforsch. Ges. Zürich. 1–218.
- Hsü, K.J. 1975: Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls. Geol. Soc. of America Bull. 86, 129–140.
- Nabholz, W. 1975: Geologischer Überblick über die Schiefersackung des mittleren Lugnez und über das Bergsturzgebiet Ilanz-Flims-Reichenau-Domleschg. Bull Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. 42, 38–54.
- Jordi, U. 1986: Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminaltal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch. Geogr. Bernensia, G 27, 168 S.
- Oberholzer, J. 1933: Geologie der Glarneralpen. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. 28.
- Pavoni, N. 1968: Über die Entstehung der Kiesmassen im Bergsturzgebiet von Bonaduz-Reichenau (Graubünden). Ecl. Geol. Helv. 61/2, 494–500.
- Pierson, T.C. & Costa, J.E. 1987: A rheological classification of subaerial sedimentwater flows. Geol. Soc. America, Rev. Eng. Geol. 7, 1–12.
- Pollet, N. 2004 : Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses : Apport des observations de terrain à la compréhension des processus de propagation et dépôt. Application aux cas de La Madeleine (Savoie, France), Flims (Grisons, Suisse) et Köfels (Tyrol, Autriche). Thèse, École Nationale des Ponts et Chaussées. Paris.
- Pollet, N. & Schneider, J.-L. 2004: Dynamic disintegration processes accompanying transport of the Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). Earth and Planetary Science Letters. 221, 433–448.
- Poschinger, A.v. & Haas, U. 1997: Der Flimser Bergsturz, doch ein warmzeitliches Ereignis? Bull. angew. Geol. 2, 35–46.
- Poschinger, A.v., Wassmer, P. & Maisch, M. 2005: The Flims Rock slide; History of Interpretation and New Insights. In: Evans, S.G., Scarascia-Mugnozza, G., Strom, A. & Hermanns, R.L. (eds.), Massive Rock Slope Failure. Kluwer Academic Publishers, 341–369, Dordrecht. Im Druck.
- Schmitter-Voirin, C. 2000 : Sturzstroms et risques hydrologiques associés en milieu montagnard : Le sturzstrom de Flims et le lac de barrage d'Ilanz. - Mémoire de DEA, Univ. de Strasbourg, 75 p., Strasbourg.
- Schneider, J.-L., Pollet, N., Chapron, E., Wessels, M. & Wassmer, P. 2004: Signature of Rhine Valley sturzstrom dam failures in Holocene sediments of Lake Constance, Germany. Sedimentary Geology. 169, 75–91.
- Staub, R. 1938: Altes und Neues vom Flimser Bergsturz. Verh. Schweizer Naturf. Ges. Chur, 60–85.
- Wassmer, P., Schneider, J.-L., Pollet, N. & Schmitter-Voirin, C. 2004: Effects of the internal structure of a rock-avalanche dam on the drainage mechanism of its impoundment, Flims sturzstrom and Ilanz paleo-lake, Swiss Alps. Geomorphology. Im Druck.
- Wessels, M. 1998: Late-Glacial and postglacial sediments in Lake Constance (Germany) and their paleolimnological implications. Arch. Hydrobiol. Spec. issues advanc. limnol. 53, 411–449.
- Zimmermann, H.W. 1971: Zur spätglazialen Morphogenese der Emser Tomalandschaft. Geogr. Helv., 26/3, 163–171.