

Geologischer Überblick über die Schiefersackung des mittleren Lugnez und über das Bergsturzgebiet Ilanz-Flims-Reichenau-Domleschg

Autor(en): **Nabholz, Walter K.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin der Vereinigung Schweiz. Petroleum-Geologen und -Ingenieure**

Band (Jahr): **42 (1975-1976)**

Heft 101

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-200716>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Geologischer Überblick über die Schiefersackung des mittleren Lugnez und über das Bergsturzgebiet Ilanz-Flims-Reichenau-Domleschg

mit 1 Tafel, 2 Figuren und 1 Tabelle

Von WALTER K. NABHOLZ *)

Zusammenfassung

Die Schiefersackung des mittleren Lugnez bedeckt eine Fläche von ca. 25 km². Die Resultate der Präzisionsvermessung, die für einzelne Punkte bis 1887 zurückreicht, erlauben quantitative Aussagen über die Gleitbewegung, von der zahlreiche Dörfer betroffen sind. Der von der kriechenden Bewegung (im Mittel 5.4 cm pro Jahr) erfasste Talhang weist eine mittlere Neigung von 15° auf, die Schichten des Felssockels (mit ± schichtungspareller Schieferung), der aus Tonschiefer-schichten führenden Sandkalken und sandig-tonigen Kalkschiefern besteht, fallen mit hangparallelem Streichen 15–30° steil ein. Es wird gezeigt, dass die aktiven Gleitflächen unter dem oberen Teil der einzelnen Sackungskompartimente parallel zur Schichtung und Schieferung verlaufen, gegen unten zu aber eine gebogene Fläche bilden, welche die Schichtung schräg aufwärts schneidet. Der Winkel zwischen Schichtung und Gleitfläche steigt allmählich auf 10° an und kann in der Front einzelner Sackungskompartimente bis über 20° erreichen. Die Gleitbewegung des Hanges dauert schon seit einigen Jahrtausenden.

Im zweiten Teil der Arbeit werden die Auswirkungen des Flimser und des Taminser Bergsturzes, die eine zusammenhängende Bergsturzlandschaft von über 70 km² geprägt haben, in kurzem Überblick beschrieben. Neben der Fülle der älteren Literatur geben hiezu einige wichtige neuere Arbeiten Anlass: ABELE (1970 und 1974), MÜLLER (1972), PAVONI (1968) und SCHELLER (1970 und 1971). In der neu konzipierten Tafel I sind die früheren Erkenntnisse mit den neuen Beobachtungen zusammengefasst dargestellt.

Die Tagung des Vereins Schweizerischer Petroleum-Geologen und -Ingenieure, die am 22./23. Juni 1974 in Flims stattfand, bot willkommenen Anlass, die spektakulären quartärgeologischen Erscheinungen in der Umgebung des Tagungsortes zu beleuchten. Das eine Objekt der Betrachtung ist die Schiefersackung des Lugnez, über das in den letzten Jahren sehr wenig publiziert wurde, das andere ist die Bergsturzlandschaft Ilanz – Flims – Reichenau mitsamt ihrem Ausläufer ins Domleschg hinein, dem zahlreiche Veröffentlichungen der letzten Jahre gewidmet sind.

*) Geologisches Institut der Universität, Sahlistrasse 6, 3012 Bern

Die Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der Universität Bern hat die vorliegende Arbeit mit einem Forschungs- und Druckkostenbeitrag unterstützt, wofür hier der beste Dank ausgesprochen sei.

Die Schiefersackung des mittleren Lugnez

H. JÄCKLI (1957) gibt in seiner "Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes" wegweisende Erläuterungen zur Kennzeichnung der Schiefer-Rutschungen¹⁾ und zu ihrer Bedeutung im bündnerischen Rheingebiet. Insgesamt umfassen sie in diesem Gebiet nach Tab. 12 in JÄCKLI (1957) eine Kubatur von 14 km^3 . Davon entfällt auf das mittlere Lugnez – als der grössten Schiefer-Rutschung und -Sackung – 2.5 km^3 . Die heute sich in Bewegung befindliche Gesteinsmasse des mittleren Lugnez erreicht also immerhin $1/5$ der Kubatur des Flimser Bergsturzes (13 km^3 nach ABELE, 1974).

Fig. 1 zeigt die Ausdehnung der Schiefersackung des mittleren Lugnez. Sie bedeckt eine Fläche von ca. 25 km^2 (nach JÄCKLI, 1957, Tab. 12). Die mittlere Neigung des sich in Bewegung befindlichen Hanges beträgt 15° (27%) und verläuft annähernd parallel zum Schichtfallen des Felssockels ($15\text{--}30^\circ$), der aus Ton- und Kalkschiefern sowie kompakteren Sandkalkbänken des gotthardmassivischen Lias besteht (vgl. Fig. 2).

Der **A b r i s s r a n d** folgt dem Kamm, der die Wasserscheide zwischen dem Lugnez und Obersaxen (Meierhof-Surcuolm) bildet, vom Piz Sezner über den Stein und die Hitzeggen bis zum Piz Mundaun. Die am stärksten wirksame Abrissfläche wird durch Felsnischen gekennzeichnet, die wenig unterhalb der Kammlinie auf der Lugnezer Seite liegen. Einzelne Abrisspalten, durch etwa meterbreite Nackentälchen markiert, lassen sich aber auch auf der NW-Seite des Kammes feststellen. Sie zeigen, dass der Kamm in einzelnen Partien um Meterbeträge gegen das Lugnez zu bewegt wurde (vgl. Fig. 2, Gipfel des Piz Mundaun).

Am Fusse der oben genannten Felsnischen, die im obersten Teil des Kammes gegen das Lugnez zu sichtbar sind, beginnt der bewegte Teil der Gesteinsmassen. Ihr Oberrand ist durch ein Nackentälchen charakterisiert. Daran anschliessend folgt gegen unten eine Zerrzone, in der die Gesteinspakete, die schichtparallel auf tonigen Schichtflächen abrutschen, noch in grösseren Dimensionen in ihrem ursprünglichen Verband intakt geblieben sind. Hier handelt es sich also um schichtparallele Sackungsmassen. Sie sind von Zerrspalten durchsetzt. Hangabwärts nimmt die Auflösung der intakten Gesteinspakete sukzessive zu, an der Hangoberfläche stärker als in den tieferen Teilen der Sackung. An der Hangoberfläche, die von Lockermaterial in Form von Gehängeschutt und Moräne bedeckt ist, entstehen dadurch Rutschungen, die auf der Sackung reiten und in ihrer Bewegung der Sackungsbewegung vorausseilen (Vgl. Fig. 2).

Bisher sind keine Messungen bekannt geworden, die über die Tiefe der Gleithorizonte Aufschluss geben. JÄCKLI (1957) nimmt für die bewegte Gesteinsmasse eine mittlere Tiefe von 100 m an. Dieser Wert lässt sich ausrechnen unter Annahme eines

- 1) JÄCKLI unterscheidet zwischen **S c h u t t r u t s c h u n g e n** und **S c h i e f e r r u t s c h u n g e n** und kennzeichnet letztere als langsame Felsbewegungen auf den Schichtflächen. Bei Felsmassen, die in ihrem ursprünglichen Verband als relativ grosse Kompartimente abgleiten, ziehen wir die Bezeichnung **S a c k u n g** vor. Wir sprechen deshalb hier von der Schiefersackung des mittleren Lugnez und zeigen nachfolgend, wie sie in ihren oberflächennahen Partien, nicht immer mit scharfer Grenze, in Schuttrutschungen übergeht.

In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, dass der Begriff Sackung in der Schweiz seit vielen Jahrzehnten verwendet wird (so bezeichnet z. B. HEIM 1932, S. 44, Felsbewegungen ohne wesentliche Zerstörung der Lagerung innerhalb der bewegten Gesteinsmasse als Sackungen; A. BUXTORF & O. WILHELM beschrieben 1922 die Sackungen im Safiental, die übrigens nach demselben Mechanismus ablaufen wie diejenigen im Lugnez). In den Karten des Geologischen Atlas der Schweiz wird seit Blatt 1 (1930) unterschieden zwischen Sackung (tassement) und Rutschung (glissement). In den üblichen geologischen Wörterbüchern Deutschlands sucht man den Begriff Sackung vergeblich, ebenso im Duden, und auch in der Fachliteratur Deutschlands wird er üblicherweise nicht verwendet.

schichtparallelen Kriechvorganges bis zur Erosionskerbe des Glenner, der den aus der Bewegung anfallenden Teil der Gesteinsmassen kontinuierlich wegtransportiert. Es ist anzunehmen, dass die *Gleithorizonte* in Tonschieferlagen angelegt werden, die in der Schichtreihe, in unregelmässigen Abständen verteilt, immer wieder vorkommen. In wassergesättigtem Zustand bilden die glimmerreichen Tonschieferhorizonte Gleitlagen, die in Aufschlüssen, die durch Erosion freigelegt worden sind, an mulmige Schmierseife erinnern. Wahrscheinlich können sich sowohl unter den Sackungsmassen wie auch unter den Rutschungen mehrere Gleitflächen überlagern. Im Nachstehenden wird ferner gezeigt, dass die wirksamen Gleitflächen gegen die Front der einzelnen Sackungskompartimente die Tendenz zeigen, gegen die Terrainoberfläche zu in gebogenem Verlauf aufzusteigen, indem sie dabei die Schichtung und Schieferung schräg schneiden ²⁾.

Von besonderem Interesse sind im Lugnez die exakten Messungen über *Terrainbewegungen*, die bis auf das Jahr 1887 zurückreichen. Lange Zeit hat die Eidg. Landestopographie im Auftrag der Eidg. Oberbauinspektion Punkte der trigonometrischen Vermessung im Rutsch- und Sackungshang des Lugnez von Fixpunkten der gegenüberliegenden Talseite aus beobachtet. Letztere liegt im Schichtkopffhang und ist von der Schiefersackung des Lugnez sicher nicht betroffen. Dann hat das Kantonale Vermessungsamt Graubünden diese Messungen weitergeführt. In den Jahren 1955–1961 fanden unter Leitung von Prof. F. Kobold eine Reihe von Vermessungskursen des Geodätischen Instituts der ETH Zürich statt, die der Umgebung von Peiden galten, wo die Terrainbewegungen besonders stark sind ³⁾.

Das Kantonale Meliorations- und Vermessungsamt Graubünden führt diese Messungen weiter und hat dem Verfasser eine Tabelle zur Verfügung gestellt, in welcher die Verschiebungen von 36 eingemessenen Punkten enthalten sind. Eine Auswahl hievon, nämlich 14 Punkte, sind in Tabelle 1 dieser Publikation aufgeführt ³⁾.

Die Geologische Kartenskizze Fig. 1 gibt die Resultate der Bewegungsmessungen mit den Pfeilen wieder. Auf den ersten Blick lässt sich feststellen, dass die stärksten Verschiebungen im untern Teil der bewegten Gesteinsmasse liegen. Damit wird die Annahme untermauert, die gesamte Bewegung des mittleren Lugnez werde durch die heute aktive Tiefenerosion des Glenner ausgelöst, wodurch die Schichtplatten, die vom Glenner zum Mundaun-Kamm mehr oder weniger hangparallel hinaufziehen, ihres stützenden Fusses beraubt werden. Dass die Bewegung vom Glenner ausgeht, sieht man ferner daran, dass im Steilabfall der heutigen Erosionskerbe des Flusses, also unterhalb der Geländeterrasse, welche die Siedlungen Vigens, Igels, Pleiv, Villa und Cumbels trägt, aneinandergereihte rezente Sackungen und Rutschungen im Aufreissen begriffen und stark bewegt sind (vgl. Fig. 1).

Die gesamte Gleitmasse des mittleren Lugnez setzt sich somit aus einzelnen Kompartimenten zusammen, die in ihren Bewegungen Unterschiede aufweisen. Die grösseren Kompartimente bestehen in ihrem untern Teil aus versackten Felsschollen, die im Laufe des Gleitprozesses teils mehr, teils weniger auseinandergezerrt werden. Im oberen Teil, der viel Gehängeschutt und bis 1650 m Höhe Moränenmaterial des pleistozänen Lugnezer Gletschers trägt (gekennzeichnet durch Augengneise), breiten sich fast überall einzelne Schuttrutschungen aus.

- 2) Der gleiche Effekt könnte theoretisch auch durch Stauung an der Front abwärts kriechender Kompartimente erzeugt werden. Für einzelne Rutschungen mag dies zutreffen, die Fronten der grossen Sackungskompartimente im mittleren Lugnez zeigen indessen nirgends Merkmale, die auf Stauwirkung schliessen lassen.
- 3) Der Verfasser dankt sowohl dem Kantonalen Meliorations- und Vermessungsamt Graubünden wie auch Herrn Prof. F. Kobold (Institut für Geodäsie und Photogrammetrie ETHZ) bestens für die zur Verfügung gestellten Berichte und Pläne.

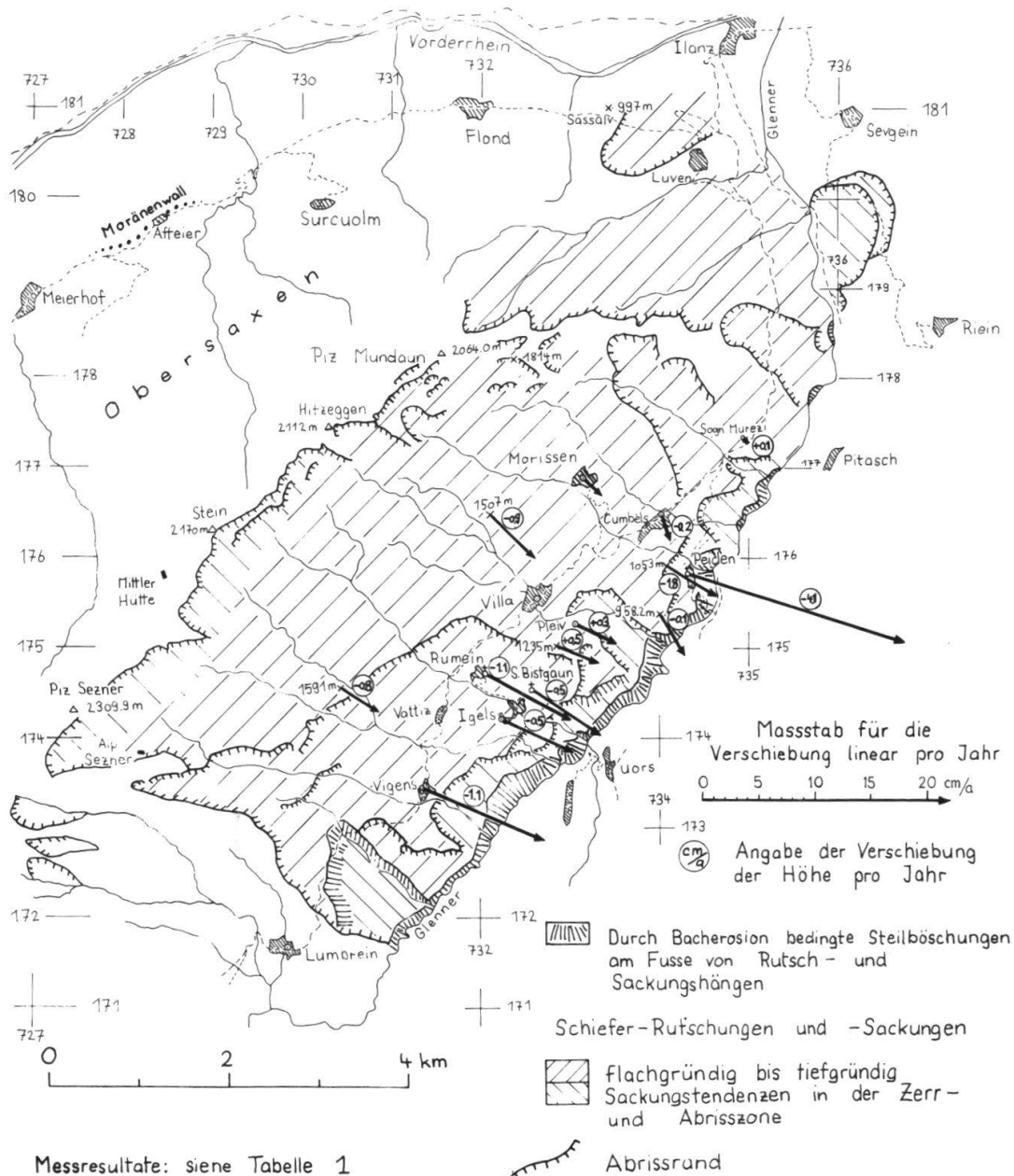


Fig. 1. Geologische Kartenskizze 1:100000 der Schiefersackung des mittleren Lugnez (nach H. JÄCKLI 1957, mit eigenen Ergänzungen und mit Angaben aus Tabelle 1).

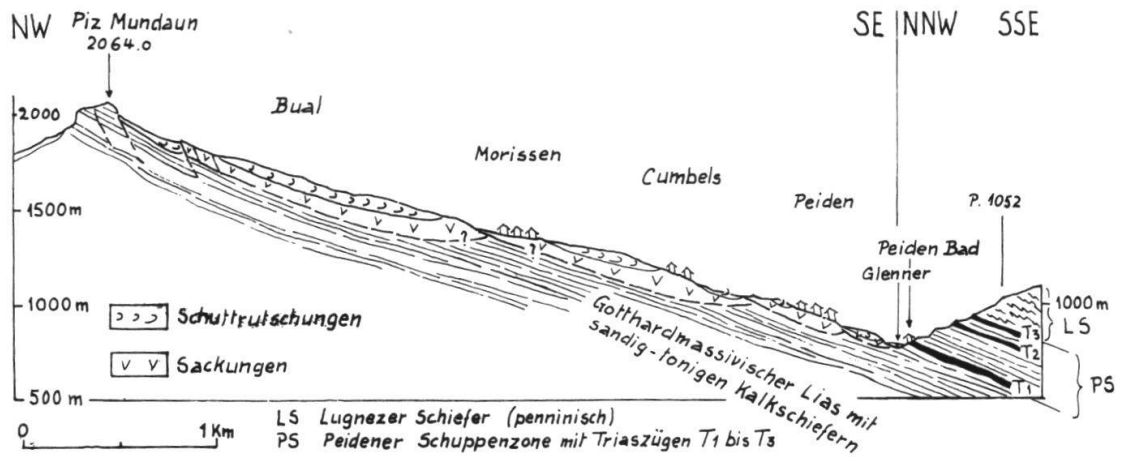
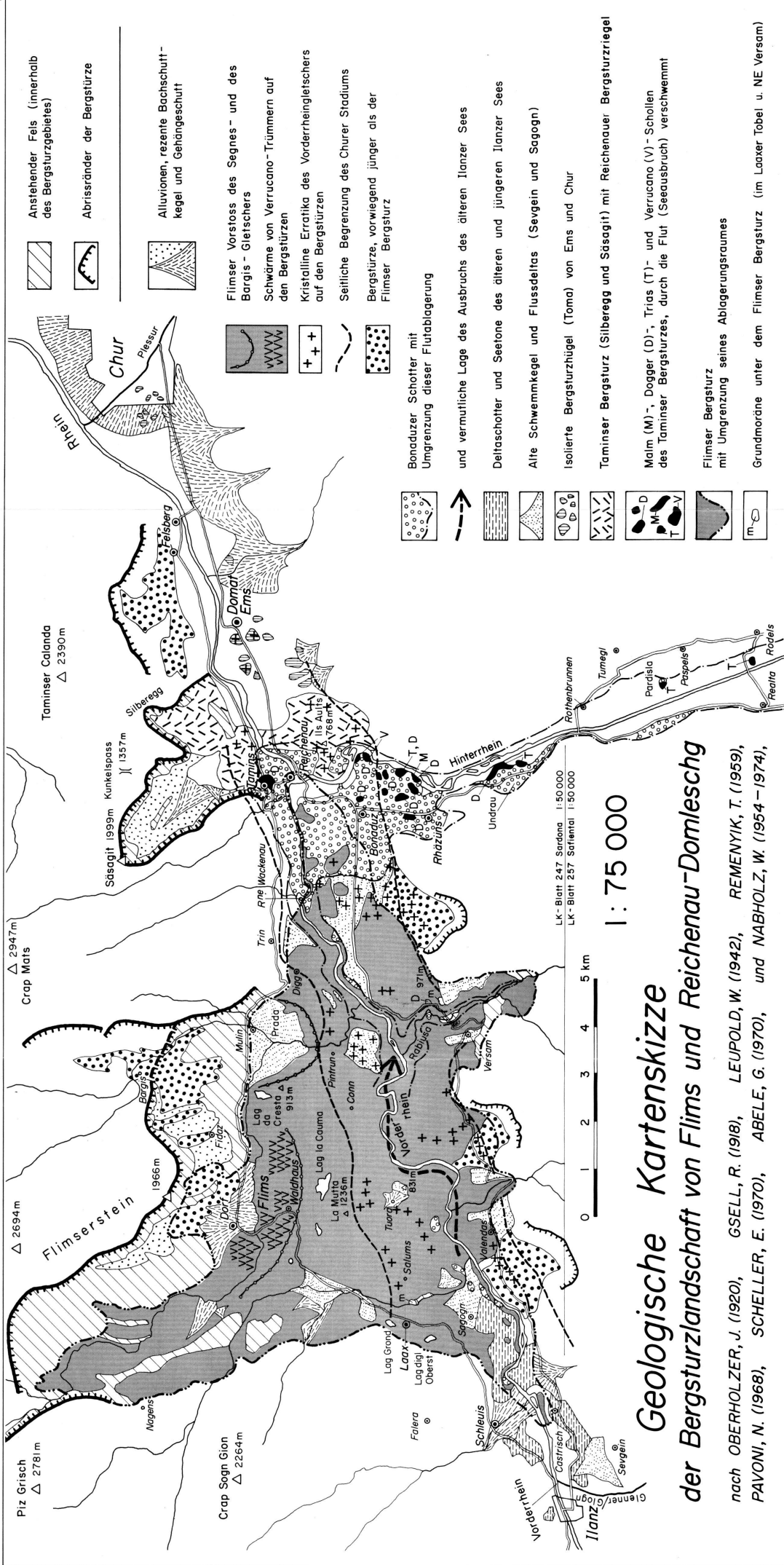


Fig. 2. Schematisches Profil 1:50 000 durch die Schiefersackung des mittleren Lugnez.



- Anstehender Fels (innerhalb des Bergsturzgebietes)
- Abrissränder der Bergstürze
- Alluvionen, rezente Bachschuttkegel und Gehängeschutt

- Filmses Vorstoss des Segnes- und des Bargis-Gletschers
- Schwärme von Verrucano-Trümmern auf den Bergstürzen
- Kristalline Erratika des Vorderheimgletschers auf den Bergstürzen
- Seitliche Begrenzung des Churer Stadlums
- Bergstürze, vorwiegend jünger als der Filmses Bergsturz

Bonaduzer Schotter mit Umgrenzung dieser Flutablagerung

und vermutliche Lage des Ausbruchs des älteren Ilanzer Sees

Deltaschotter und Seetone des älteren und jüngeren Ilanzer Sees

Alte Schwemmkegel und Flussdeltas (Sevgein und Sagogn)

Isolierte Bergsturz Hügel (Toma) von Ems und Chur

Taminser Bergsturz (Silberegg und Säsagit) mit Reichenauer Bergsturzriegel

Malm (M)-, Dogger (D)-, Trias (T)- und Verrucano (V)-Schollen des Taminser Bergsturzes, durch die Flut (Seeausbruch) verschwenkt

Filmses Bergsturz mit Umgrenzung seines Ablagerungsraumes

Grundmoräne unter dem Filmses Bergsturz (im Laaxer Tobel u. NE Versam)

-
-
-
-
-
-
-
-
-

1 : 75 000

L.K.-Blatt 247 Sarnana 1:50.000
L.K.-Blatt 237 Sarnana 1:50.000



Geologische Kartenskizze der Bergsturzlandschaft von Flims und Reichenau-Domleschg

nach OBERHOLZER, J. (1920), GSELL, R. (1918), LEUPOLD, W. (1942), REMENYIK, T. (1959), PAVONI, N. (1968), SCHELLER, E. (1970), ABELE, G. (1970), und NABHOLZ, W. (1954-1974),

Eine Einzelscholle, die sich in besonders rascher Bewegung befindet, liegt im Untergrund des Dorfes Peiden. Die Kirche Peiden hat sich 1887–1967 um 1615 cm gegen ESE verschoben und dabei um 328 cm gesenkt (vgl. Tabelle 1, drittletzter Punkt). Der aus diesen Beträgen resultierende Gleitwinkel von $11\frac{1}{2}^{\circ}$ ist kleiner als das mittlere Schichtfallen und deutet darauf hin, dass die wirksame Gleitfläche hier die Schichtung und Schieferung ($15\text{--}30^{\circ}$ einfallend) in leicht bogenförmigem Verlauf nach oben schräg schneidet (vgl. Fig. 2), wodurch eine leichte Kippbewegung der gleitenden Scholle bewirkt wird. Wir werden auf dieses Phänomen weiter unten zurückkommen.

Von Dr. R. U. Winterhalter, Zürich, stammt ein äusserst wertvoller Geologischer Bericht vom 7. 8. 1948, den er als Geologe der vom Kleinen Rat von Graubünden gewählten Expertenkommission zur Sicherung der Ortschaft Peiden ausgeführt hat⁴). In diesem Bericht wird darauf hingewiesen, dass zwischen Bewegungsgeschwindigkeit und Niederschlagsmenge (gemessen in Ilanz und Vrin) eine direkte Beziehung besteht. Die geringe Bewegung der Kirche Peiden zwischen 1941 und 1943 (horizontal nur 7.6 cm statt dem achtzigjährigen Mittel von 20.2 cm, vgl. Tab. 1) fällt mit den ausgesprochen niederschlagsarmen Jahren 1942 und 1943 zusammen. Bei einzelnen andern Vermessungspunkten stimmt für ihren Bewegungsablauf die direkte Beziehung zum Niederschlag in gleicher Weise, z. B. für P. 1591 W ob Vattiz, wieder andere Punkte hingegen zeigen diese Beziehung nicht, so z. B. die Kirche Pleiv, die Kirche Igels und die Kirche Vigens (letztere zeigte 1942–43 wenig Horizontal-, jedoch starke Vertikalverschiebung, vgl. Tab. 1). Die drei letztgenannten Punkte liegen wenig hinter der Front von grossen Sackungskompartimenten, die wahrscheinlich so tiefgründig sind, dass sie auf Änderungen des Niederschlages viel langsamer ansprechen.

Trotz der jährlichen Verschiebung von 20 cm, von der die Pfarrkirche hl. Dreifaltigkeit von Peiden laufend betroffen ist, fällt auf, wie gering ihre baulichen Schäden sind. Sie wurde anfangs des 18. Jahrhunderts erbaut, 1896 durch Brand beschädigt und 1898 bei der Wiederherstellung vergrössert. Unter dem Dach ist rings um die Mauern seit Jahrzehnten ein Eisenband angebracht, das mit Eisenstäben, die durch die Kirche laufen, zusammengehalten wird. Diese einfache Massnahme hat die Kirche bis heute vor grösseren Schäden als einzelnen Rissen bewahrt. Ihr Fundament liegt wahrscheinlich auf einer unzerbrochenen Felsplatte innerhalb der Sackungsmasse. Ebenso wie bei der Kirche sind auch bei den Häusern des Dorfes die Schäden etwas geringer als man es in Berücksichtigung des ansehnlichen Bewegungsbetrages anzunehmen geneigt wäre. Offenbar verläuft die Bewegung gleichmässig, wie es für eine einzelne Sackungsscholle kennzeichnend ist. Schäden sind in erster Linie an solchen Objekten zu erwarten, unter denen differentielle Bewegungen ablaufen. Immerhin trifft man Häuser, die so stark hangeinwärts gekippt wurden, dass neue horizontale Fussböden in Zimmern eingezogen wurden, wenn den Bewohnern die Neigung des Bodens allzu unangenehm geworden war. Neue horizontale Zimmerdecken liessen sich indessen nicht verwirklichen, da die Raumhöhe schon in der ursprünglichen Form gering ist. Es resultiert eine ungleichmässige Zimmerhöhe, die den Kopf eines allfälligen Besuchers oft unverhofft mit der schräg verlaufenden Decke in Berührung bringt. Aus der Morphologie der Hänge rings um das Dorf Peiden lassen sich die aktiven Bewegungen, sowohl von Sackungen wie auch von Schuttrutschungen, in aller Klarheit ablesen: Abrissränder, Erdwülste in Girlanden angeordnet mit dazwischen liegenden Nackentälchen und mit Zerrspalten, Felspartien der Sackungsmasse, die wie Aufschlüsse im Anstehenden aussehen, aktive Schuttrutschungen im überlagernden Lockermaterial (vorwiegend Gehängeschutt mit weniger Moräne), das oft 5–10 m mächtig ist, ungleichmässige Absenkungen des Strassentrasses, schräggehende Bäume, Telefon- und Lichtleitungsstangen usw. Trotz

4) siehe Fussnote³).

ausgedehnten Drainagebauten ist der Boden an vielen Stellen durchnässt und bleibt es auch bei Trockenperioden.

Von besonderem Interesse sind Messpunkte, die im Laufe langjähriger Bewegung nicht abwärts gleiten, sondern g e h o b e n werden. Dabei wechseln Phasen der Hebung im allgemeinen mit Phasen der Senkung ab. Betrachten wir ein paar Beispiele (vgl. Tab. 1):

Die Talkirche von Pleiv hob sich von 1928 bis 1941 in 13 Jahren um 11 cm, senkte sich dann in 6 Jahren bis 1947 um 15 cm und hob sich in weiteren 20 Jahren bis 1967 erneut um 15 cm. Der nur 300 m SW auf dem gleichen Sackungskompartiment gelegene P. 1235 hob sich in 19 Jahren von 1928 bis 1947 um 10 cm, bei horizontaler Verschiebung von 76,6 cm (im gleichen Zeitraum senkte sich die Kirche Pleiv um 4 cm und verschob sich horizontal um 73.1 cm⁵). Beide Punkte liegen wenig hinter der Front desselben steifen Sackungskompartiments, das allem Anschein nach folgendermassen gekippt wird: Abwärts gleiten des hangoben gelegenen Teils, relatives Hochsteigen der Frontpartie. Für diesen Vorgang muss angenommen werden, die wirksame Gleitfläche beschreibe in ihrer Frontpartie einen leicht nach oben gerichteten Bogen (Gleitkreis der Bodenmechaniker), schneide also die hangparallele Schichtung und Schieferung schräg ⁶). Man darf ferner annehmen, dass sich unter der Talkirche Pleiv während der relativ kurzfristigen Senkungsperiode 1941–47 eine sekundäre, hangabwärts geneigte Gleitfläche installiert habe, die ab 1947 wieder unwirksam wurde. Der dritte Vermessungspunkt der Tab. 1 mit aufwärts gerichteter Gleitfläche ist die Kapelle Sogn Murezi, und auch hier befinden wir uns in der Stirnpartie eines Sackungskompartiments.

Wenn wir die in der letzten Vertikalkolonne der Tab. 1 aufgeführten G l e i t w i n k e l ⁷) betrachten, die aus dem Verhältnis Höhenverschiebung zu Horizontalverschiebung errechnet wurden, kann man folgendermassen gruppieren:

- 1 Punkt, nämlich P. 1053.4 W Peiden, gleitet mit 20° parallel zu Schichtung und Schieferung. Er liegt im oberen Teil eines Sackungskompartiments.
 - 3 Punkte zeigen Gleitwinkel von 13 bis 11°. Es sind dies die Punkte 1507 und 1591, die weit oberhalb der rund 1200 m hoch gelegenen Terrasse mit den Dörfern des mittleren Lugnez liegen. Ferner gehört die Kirche von Peiden hiezu. In diesen Punkten fällt die wirksame Gleitfläche 5–10° weniger steil ein als das Einfallen von Schichtung und Schieferung.
 - 2 Punkte gleiten mit einem Winkel von 9 bis 7°, d.h. rund 10° weniger steil als Schichtung und Schieferung einfallen, nämlich die Kirche Rumein, die auf der Innenseite der Terrasse mit den Dörfern des mittleren Lugnez liegt, und die Kirche von Cumbels, die sich am deutlichsten schräg zur Fallrichtung des Hanges und der Schieferung/Schichtung bewegt.
 - 4 Punkte gleiten mit dem bescheidenen Fallwinkel von nur 5–2°. Hiezu gehören die Kirchen von Vigens und Igels sowie die Kapelle S. Bistgaun, die alle nahe am Aussenrand der Sackungskompartimente liegen; die wirksame Gleitfläche in ihrem Untergrund beginnt sich hier aufwärts zu verbiegen und leitet über zu den Punkten,
- 5) Die horizontale Gesamtverschiebung über mehrere Messperioden entspricht nicht genau der Summe der Verschiebungen in den einzelnen Messperioden, da die Verschiebungsrichtung leicht ändern kann.
- 6) Eine durch Stauung des abgleitenden Materials bewirkte Emporhebung kann ausgeschlossen werden, denn Pleiv liegt an der Front der Talterrasse, die von hier an zum Glenner steil abfällt. An ihrem Aussenrand ist der intakte Fels des Sackungskompartiments von Pleiv gut aufgeschlossen.
- 7) Wir sprechen hier stets von Gleitung und Gleitwinkel, obwohl der Bodenmechaniker die vorliegenden langsamen Bewegungen eher als Kriechprozesse bezeichnen würde. Hiezu sei bemerkt, dass der Geologe auch bei Deckenbewegungen von Gleitung spricht, obwohl sie mindestens eine Zehnerpotenz langsamer ablaufen.

Punkt	Jahr der Beobachtung	Verschiebung von W → E (Δy)	Verschiebung von N → S (Δx)	Verschiebung horizontal	Verschiebung seit Beginn der Messung	Verschiebung horizontal pro Jahr	ΔH	Verschiebung seit Beginn der Messung	Verschiebung der Höhe pro Jahr	Gleitwinkel In Zeit der Höhenmessung
		cm	cm	cm	cm	cm	cm	cm	cm	
Kirche Morissen	1887									
	1930	68	65	94.1		2.2				
	1947	23	25	34.0		2.0				
					128.0	2.1				
P. 1507.0 N ob Villa	1930	12	22	25.1		4.2	- 6			
	1936	50	39	63.6		8.0	- 9			
	1944	10	9	13.5		4.5	- 7			
	1947	29	31	42.5		5.3	?			
	1955				142.5	5.7		- 22	- 0.9	- 13°
P. 1591 W ob Vattiz	1930	43	31	53.0		4.4	- 14		- 1.2	
	1942	- 1	- 2	2.2		2.2				
	1943	11	6	12.5		6.2	+ 4		+ 1.3	
	1945	5	3	4.0		2.0	- 4		- 2.0	
	1947				69.3	4.0		- 14	- 0.8	- 11°
Kapelle Sogn Murezi	1887	25	10	26.9		0.6	-			
	1930	10	5	11.2		0.7	-			
	1947	- 3	5	5.8		0.8	+ 1			
	1954				38.0	0.6		+ 1	+ 0.1	+ 10°
Kirche Cumbels	1887	83	73	110.5		2.7	-			
	1928	- 2	- 3	3.6		1.8	-			
	1930	37	23	43.5		2.6	-			
	1947	11	9	14.1		2.0	+ 1		+ 0.1	
	1954	22	19	29.1		2.2	- 6		- 0.5	
	1967				193.5	2.4		- 5	- 0.2	- 7°
Kirche Pleiv	1887	110	72	131.5		4.4	-			
	1917	51	17	53.8		4.9	-			
	1928	4	- 1	4.1		2.0	-			
	1930	44	16	46.8		4.3	+ 11		+ 0.8	
	1941	8	4	9.0		4.5				
	1943	13	5	14.0		3.5	- 15		- 2.5	
	1947	23	9	24.7		3.5	+ 8		+ 1.0	
	1954	39	24	45.7		3.5	+ 7		+ 0.5	
	1967				326.6	4.0		+ 11	+ 0.3	+ 5°
P. 1235 S Villa	1928	20	17	26.6		3.3				
	1936	29	6	29.6		5.9	+ 7		+ 0.5	
	1941	6	0	6.0		6.0	+ 3		+ 3.0	
	1942	8	4	8.5		2.9	0			
	1945	7	4	8.1		4.0	0			
	1947				76.6	4.0		+ 10.0	+ 0.5	+ 8°
Kapelle S. Bistgaun Igels	1937	25	20	32.0		8.0	- 5		- 1.2	
	1941	21	15	25.8		6.4	- 1		- 0.2	
	1945	13	6	14.3		7.2	- 6		- 3.0	
	1947	43	27	50.8		7.3	- 3		+ 0.5	
	1954				122.6	7.2		- 9	- 0.5	- 4°

Punkt	Jahr der Beobachtung	Verschiebung	Verschiebung	Verschiebung horizontal	Verschiebung	Verschiebung	ΔH	Verschiebung	Verschiebung	Gleitwinkel In Zeit der Höhenmessung
		von W \rightarrow E (Δy)	von N \rightarrow S (Δx)		seit Beginn der Messung	horizontal pro Jahr		seit Beginn der Messung	der Höhe pro Jahr	
		cm	cm	cm	cm	cm	cm	cm	cm	
Kapelle Rumein	1937	23	17	28.6		7.1	- 14		- 3.5	
	1941	24	11	26.4		6.6	- 3		- 0.7	
	1945	13	6	14.3		7.1	- 5		- 2.5	
	1947	45	13	50.5		7.2	+ 3		+ 0.5	
	1954				119.5	7.0		- 19	- 1.1	- 9°
Kirche Igels	1887	268	128	297.0		6.9	-			
	1930	73	44	79.4		7.2	-			
	1941	21	14	25.2		6.3	- 1		- 0.2	
	1945	12	5	13.0		6.5	- 6		- 3.0	
	1947	44	26	51.1		7.3	+ 1		+ 0.1	
	1954				471.0	7.0		- 6	- 0.5	- 4°
Kirche Vigens	1887	329	147	360.3		12.0	- 66		- 2.2	
	1917	150	58	160.8		12.4				
	1930	137	63	150.8		12.5				
	1942	4	2	4.5		4.5	- 9		- 9.0	
	1943	23	8	24.3		12.1	+ 4		+ 2.0	
	1945	16	7	17.5		8.7	- 6		- 3.0	
	1947	71	31	77.4		11.1	+ 1		+ 0.1	
	1954				795.5	11.9		- 76	- 1.1	- 5°
Kirche Peiden	1887	980	305	1026.0		25.1	- 119		- 2.9	
	1928	25	8	26.3		26.3				
	1929	14	4	14.5		14.5	- 136		- 10.5	
	1930	275	81	286.7		26.1				
	1941	13	8	15.3		7.6	- 19		- 3.2	
	1943	54	14	55.9		13.9				
	1947	71	27	75.9		10.8	- 21		- 3.0	
	1954	5	10	11.4		11.4	- 7		- 7.0	
	1955	36	7	36.7		7.3	- 5		- 1.0	
	1960	65	29	71.2		10.2	- 21		- 3.0	
	1967				1615	20.2		- 328	- 4.1	- 11°
	P. 1053.4 W Peiden	1930	11	6	12.7		6.3	- 9		- 4.5
1932		29	14	32.1		6.4				
1937		28	21	36.0		5.1	- 21		- 1.7	
1944		16	6	17.1		5.7	- 6		- 2.0	
1947		31	20	36.9		5.3	- 9		- 1.3	
1954		1	6	6.1		6.1	- 2		- 2.0	
1955		3	2	3.6		3.6	+ 0		0.0	
1956		15	7	16.5		4.1	- 8		- 2.0	
1960		29	19	34.7		5.0	- 13		- 1.9	
1967					192.2	5.2		- 68	- 1.8	- 20°
P. 958.2 SW Peiden	1947	17	28	32.9		4.7	+ 0		0.0	
	1954	7	6	9.2		9.2	+ 0		0.0	
	1955	14	14	19.8		4.0	- 2		- 0.2	
	1960	17	25	30.2		4.3	- 1		- 0.0	
	1967				85.4	4.3		- 3	- 0.1	- 2°

Tabelle 1. Zusammenstellung der Bewegungen von einigen beobachteten Vermessungspunkten im mittleren Lugnez (nach einer Tabelle des Meliorations- und Vermessungsamtes Graubünden).

die sich aufwärts bewegen. In diese Gruppe gehört ferner P. 958.2 SW Peiden, der in der Frontpartie eines tieferen Sackungskompartiments gelegen ist.

- 3 Punkte gleiten mit Steigungswinkeln von 5–10° bei einer Richtung der Horizontalverschiebung, die mit der Richtung des Hanggefälles übereinstimmt, a u f w ä r t s, nämlich die Kapelle Sogn Murezi, die Talkirche Pleiv und P. 1235. Wie weiter oben ausgeführt, liegen sie alle direkt in der Frontpartie von Sackungskompartimenten.

Unter der Annahme, die aus der Vermessung gewonnenen Werte seien mindestens so richtig wie geologische Beobachtungen, kommen wir zum Schluss, dass die jeweils aktiven Gleitflächen unter den einzelnen Sackungskompartimenten die Tendenz zeigen, nur in ihrem obersten Teil schichtparallel zu verlaufen; gegen unten schneiden sie dann aber die Schichtung in bescheidenen Winkeln relativ schräg aufwärts. Die Intersektion zwischen Schichtung und Gleitfläche beschreibt im Vertikalschnitt parallel zum Hanggefälle eine gebogene Linie, wobei der Winkel zwischen Schichtung und Gleitfläche zuerst bis 10° ansteigt, in der Front eines Sackungskompartiments aber bis über 20° erreichen kann.

Was nun die **B a u m a s s n a h m e n** anbetrifft, mit denen den Gleitbewegungen des mittleren Lugnez entgegengewirkt werden kann, so möchte ich hier nur kurz zusammengefasst aus dem bereits erwähnten Geologischen Bericht R. U. WINTERHALTER vom 7.8.1948 ausziehen: Schon seit sehr langer Zeit werden im Lugnez Leitungssysteme zur Entwässerung der oberflächennahen Partien gebaut, in den letzten Jahrzehnten intensiver und wirksamer als zuvor. Winterhalter sagt zu Recht, dass damit die durchnässten Gleitflächen im tieferen Untergrund nicht oder kaum erfasst werden, dass es aber aus Kostengründen nicht in Frage kommt, zur Entwässerung nicht nur der Rutschungen, sondern auch der tiefgründigen Sackungsmassen ganze Stollensysteme in den tieferen Untergrund vorzutreiben. Die Entwässerung der oberflächennahen Partien sollte durch möglichst tiefe Gräben erreicht werden, die in den zu vertiefenden heutigen Bachgräben angelegt werden sollten. Als Massnahme, die der gesamten Gleitbewegung entgegenwirken würde, empfiehlt Winterhalter den Bau von grossen Sperren im Glenner. Durch Auflandung würden dann die gleitenden Massen wieder einen stützenden Fuss erhalten, der im heutigen Zustand fortlaufend wegerodiert wird.

Über die quartäre **g e o l o g i s c h e G e s c h i c h t e** des mittleren Lugnez sind nur wenige sichere Aussagen möglich, immerhin lässt sich ein mit mancherlei fraglichen Punkten behaftetes Bild skizzieren: Im Würm-Hochglazial bedeckte das Eis den Mundaun-Gipfel. Hoch über dem Kessel von Ilanz vereinigte sich der Eisstrom aus den Einzugsgebieten des Valserrheins und des Glenners mit dem Vorderrheingletscher. Die auf 1 100–1 200 m Höhe gelegenen terrassenförmigen Geländeverflachungen mit den Dörfern Vigens – Igels – Villa (links des Glenners) und Camuns – Duvin – Riein (rechts des Glenners) wurden in den Grundzügen zu ihrer heutigen Form glazial ausgehobelt. Nach dem Rückzug vom Hochglazial stellte sich eine nachweisbare Eisrandlage bei rund 1 200 m Höhe ein; die Talkerbe des Glenners war mit Eis gefüllt, auf das die Bäche aus den grossen Seitentälern die mächtigen Schotter- und Schuttkegel von Duvin und von Riein (NABHOLZ, 1951) schütteten. Nachher zog sich der Lugnezer Gletscher bis über Lumbrein hinauf zurück, der Valsertal-Gletscher vielleicht nur bis zum Wall S oberhalb Uors. In dieser Periode dürfte der Flimser Bergsturz niedergegangen sein, hinter dem der Ilanzer See aufgestaut wurde. Der Glenner mündete bei Ilanz auf einem gegenüber heute rund 70 m höheren Niveau in den See (Deltaschotter N unterhalb Sevgein, links unten auf Tafel I)⁸⁾ und sein Lauf dürfte auch bei Uors auf einem gegen-

- 8) ABELE (1970 und 1974) vertritt die Auffassung, der Glenner habe die Deltaschotter von Sevgein erst nach dem Abschmelzen des im folgenden erwähnten Churer Vorstosses abgelagert, und schreibt, der Ilanzer See habe vor dem Churer Vorstoss ein höheres Niveau erreicht (Abeles älterer Ilanzer See). Reste, die auf ein höher gelegenes Mündungsniveau des Glenners hinweisen, finden wir indessen nirgends, weder bei Ilanz noch weiter südlich im untersten Talstück des Glenners.

über heute 70 m höheren Niveau gelegen haben (Schüttung der Terrasse von Uors). Unterhalb Lumbrein in der dort anstehenden "Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite" floss der Glenner wahrscheinlich rund 100 m höher als heute und mündete von dort in einer noch wenig ausgeprägten Erosionskerbe in die erwähnte Schotterterrasse von Uors, wo er sich mit dem Valserrhein vereinigte. Nach nur kurzer eisfreier Periode erfolgte ein erneuter Gletschervorstoss, der im Vorderrheintal (Moränenwall von Affeier, 1300 m, siehe Fig. 1) als Churer Vorstoss datiert werden kann, und nach MÜLLER (1972) älter sein muss als ungefähr 10 000 v. Chr. (vgl. S. 50). Dieser Churer Vorstoss bedeckte die Ablagerungen des Flimser Bergsturzes bis 1160 m Höhe mit Moränenmaterial, und man kann sich vorstellen, dass gleichzeitig der Valsertal-Gletscher die Schotterschuttkegel auf der Terrasse von Duvin überfuhr, auch hier einen dünnen Schleier von Moränenmaterial zurücklassend. Nach dieser Kaltphase der älteren Dryaszeit setzte die Warmphase des Alleröds ein (C¹⁴-Datierung Affeier: 9690 ± 140 v. Chr., MÜLLER, 1972, S. 353), und seither blieb auch das mittlere Lugnez eisfrei.

Seit Beginn des Alleröd hat somit bis heute, rund 12 000 Jahre lang, die Flusserosion gewirkt. Zuerst dürfte sich der Glenner kräftig eingetieft haben. Dabei verlor der linke Talhang vom fixen Sporn von Lumbrein an auswärts seinen stützenden Fuss, und vom frisch erodierten Flusseinschnitt her breiteten sich Sackungen und Rutschungen zuerst einmal im untersten Steilabfall, unterhalb der Terrasse des mittleren Lugnez, aus. Erst wesentlich später haben diese Hangbewegungen dann bis zum Kamm Sezner-Mundaun hinauf gegriffen. Wenn man sich fragt, zu welchem Zeitpunkt die heute sichtbaren Abrissnischen oben in diesem Kamm angelegt worden sind, kann man folgende Kalkulation anstellen: Der Durchschnitt der jährlichen Horizontalverschiebung, ermittelt aus den 10 ersten Punkten der Tab. 1 (Terrasse des Lugnez und weiter oben), ergibt 5.38 cm. Die aus den Nischen abgeglittenen Sackungskompartimente haben sich nach morphologischer Beurteilung um 300 m verschoben (in dieser Horizontalstrecke liegen die ausgeprägten Nackentälchen unter dem Stein und unter dem Piz Mundaun). Rechnet man mit diesen beiden Zahlen, würde die erste Anlage der Abrissnischen am Kamm oben auf das Jahr 3600 v. Chr. fallen, eine Grössenordnung, die durchaus plausibel erscheint.

So sehr eine derartige Kalkulation mit Unsicherheitsfaktoren behaftet sein mag, sie zeigt doch deutlich, dass die Waldrodungen im mittleren Lugnez, die mit den beiden Hauptkolonisationsphasen im frühen und im späten Mittelalter zusammenfallen dürften, für die Entstehung der grossen Sackungen nicht verantwortlich gemacht werden dürfen, wohl aber für Rutschungen, die nicht so tief in den Hang hineingreifen⁹⁾.

Die **E x k u r s i o n**, die am 23. Juni 1974 eine etwa 50köpfige Geologengruppe umfasste, führte am Vormittag per Car nach Villa. Von hier ging es zu Fuss zur Talkirche von Pleiv (Katholische Pfarrkirche St. Vincentius), der ältesten Kirche der Talschaft, die schon 831 als "ecclesia plebeia ad S. Vincentium" im karolingischen Urbar genannt wird¹⁰⁾. Angesichts dieses eindrucklichen Baudenkmals und der Sehenswürdigkeiten¹¹⁾, die es birgt,

- 9) Die Waldrodungen im Lugnez sind früher in viel zu grossem Umfang erfolgt. Zu den ersten, die dies erkannten und tatkräftig Initiative bewiesen, gehört der erste Zürcher Geologieprofessor Arnold Escher von der Linth, der den heute auf der Landeskarte Uaul da Sogn Carli genannten Wald N ob Morissen stiftete. Im Volk wird dieser Wald noch weiterhin Escherwald genannt – so war er auch auf der Siegfriedkarte bezeichnet –, und 1945 wurde ein schöner Findling am Südeingang zum Wald mit der Inschrift versehen: Per Memoria de Prof. Dr. A. Escher v. d. Linth 1807–1872, Promotur digl Uaul de S. Carli. La Vischnaunca de Morissen, 1945.
- 10) Pleiv, abgeleitet vom lateinischen "Plebs", wird im Rhätoromanischen für Pfarrgemeinde verwendet.
- 11) Näheres siehe POESCHEL, E. (1942): Die Kunstdenkmäler des Kantons Graubünden, Bd. IV, Birkhäuser Basel. Beachtung findet stets wieder das aus dem Jahr 1630 stammende 4x7 m grosse Kolossalbild der Seeschlacht bei Lepanto (7. Okt. 1571), mit der die meisten Besucher unverhofft hier oben im Lugnez konfrontiert werden.

vergisst man, dass sich dies alles in Bewegung befindet (vgl. Tab. 1). 300 m SW der Kirche Pleiv liegt der Vermessungspunkt 1235, der auf einem weitgehend intakt gebliebenen Sackungskompartiment sitzt, das wir beim Abstieg gegen SW studieren konnten. Es sind hier liasische Sandkalke aufgeschlossen, die Crinoiden und unbestimmbare Muschelfragmente führen; nur vereinzelt schalten sich in die Abfolge Tonschieferlagen ein. Dann wanderten wir bei verhängtem Himmel an der Kapelle von San Bistgaun (vgl. Tab. 1) vorbei und erstiegen E Igels die kleine Kuppe von P. 1118.7 am Aussenrand der weiten Terrasse von Villa Igels; von hier öffnet sich der Blick über die ganze Landschaft und über den Steilabsturz zum Glenner hinunter. Auf schmalem Pfad stiegen wir hinunter, links und rechts in immer wildere Sackungs- und Rutschungsphänomene blickend, bis sich auch der Abstieg auf dem Pfad – kurz vor der Brücke beim Zusammenfluss von Glenner und Valserrhein – für manche Exkursionsteilnehmer zu einer Rutsch- und Sackungsübung steigerte.

Eine Sehenswürdigkeit bildet hier die genannte Brücke über den Glenner, denn es ist eine in Eisenkonstruktion ausgeführte halbe Hängebrücke; sie hat nur ein einziges Widerlager, nämlich auf dem gesunden Schichtkopfgang des SE-Ufers, und trägt von hier aus mit Drahtseilen das frei in der Luft schwebende Brückenende auf der gegenüberliegenden Seite des Rutschhanges. Nach Traversierung dieser Brücke zogen die einen über die Kapelle S. Carlo Borromeo in Uors (Furth), die von Hans Jakob Greutter von Brixen 1616 mit bemerkenswerten Bildern ausgemalt wurde, zum wartenden Car, die andern erreichten ihn über die mit einem trutzigen Wehrturm versehene Pfarrkirche St. Laurentius von Surcasti (Oberkastels), wo im Nordzipfel des hoch über dem Zusammenfluss von Glenner und Valserrhein gelegenen Friedhofs das Grab des ehemaligen Ölgeologen Moritz M. Blumenthal (1886–1967) liegt. Sein Heimatort war Surcasti, und ein unbehauener Block aus Terrischiefer erinnert hier an sein Wirken¹²).

In kurzer Carfahrt erreichten wir anschliessend die am Strässchen Ilanz–Sevgein gelegene Kiesgrube (1 km ESE Ilanz). Auf der Kote von 760 bis 770 m sind hier die Schrägschichtungsstrukturen des Schotter-Deltas, mit dem der Glenner 70 m höher als heute in den ehemaligen Ilanzer See einmündete, prachtvoll aufgeschlossen¹³). Damit war der Vormittag und der erste Exkursionsteil, der den Sackungen und Rutschungen im mittleren Lugnez galt, abgeschlossen. Im Hotel Oberalp in Ilanz erwarteten uns die zum Mittagessen gedeckten Tische.

Das Bergsturzgebiet Ilanz–Flims–Reichenau–Domleschg

Die Landschaft im untersten 15 km langen Talabschnitt des Vorderrheins, von Ilanz bis Bonaduz, ist vom Flimser Bergsturz geprägt. Mit seiner Kubatur von 13 km³ im Abbruchgebiet und 9 km³ im Ablagerungsraum (ABELE 1974, S. 22) übertrifft er jede andere Massenbewegung in den Alpen um ein Mehrfaches. Im Talkessel von Reichenau, wo sich Vorder- und Hinterrhein vereinigen, verzahnen sich die Auswirkungen des Flimser Bergsturzes mit den Bergstürzen von Tamins, und die Bergsturzlandschaft setzt sich rheinabwärts gegen Chur fort, aber auch entlang dem Hinterrhein aufwärts ins Domleschg.

Zusammengefasst dehnt sich die von Bergstürzen geprägte Landschaft über ein Areal von über 70 km² aus (ABELE 1974, S. 30). Dieses einzigartige Studienobjekt ist schon in früheren Jahrzehnten von Geologen bearbeitet worden, unter denen besonders OBERHOLZER (1920 und 1933), GSELL (1918), HEIM (1921 und 1932) und STAUB (1938)

12) Nekrolog von J. CADISCH (1969) in Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., 35/88: s. 31–32.

13) Photo in ABELE (1974), s. 225.

erwähnt seien. Im Geologischen Führer der Schweiz, Exkursion 38 (S. 743–757) fasste NABHOLZ (1967) die damaligen Kenntnisse zusammen. Seither sind wesentliche neue Beobachtungen hinzugekommen, von PAVONI (1968), ABELE (1970 und 1974), SCHELLER (1970 und 1971) und MÜLLER (1972) stammend. Wir geben deshalb hier einen knapp gefassten Überblick, der sich in einigem an NABHOLZ (1967) hält und verweisen auf unsere neu konzipierte TAFEL I.

Die gewaltige Trümmermasse des **F l i m s e r B e r g s t u r z e s** füllt den Taleinschnitt des Vorderrheintals von Castrisch-Sagogn bis zur Ebene von Bonaduz, auf einer Länge von 12 km. Sie bedeckt ein Areal von 51 km² (ABELE 1974, S. 30), in das sich der Vorderrhein in der Zeit seit Niedergang des Sturzes bis 600 m tief einerodiert hat. Die Sturzmasse hat ein sehr unregelmässiges, hügeliges Relief, auf dem prachttvolle, grosse Wälder gewachsen sind. Diese Waldregion mit der fast unzugänglichen Rheinschlucht gab Veranlassung, den westlich davon gelegenen Teil des Bündner Oberlandes Surselva (über dem Wald) zu nennen.

Dieser einmalig grosse Bergsturz brach kurz nach dem Rückzug des Würm-Talglutschers, dem während langer Zeit die Funktion eines stützenden Fusses labiler Gesteinsmassen zugekommen war, aus der 3 km breiten Nische zwischen Flimserstein und Piz Grisch heraus. Die Höhe des herausgefahrenen Schichtkomplexes beträgt – gemessen an den Abbruchwänden des Flimsersteins – etwa 800 m. Die Fahrbahnlänge erreicht bis Bonaduz 16 km. Die Sturzmasse umfasst in erster Linie Kalke des Malm, ferner der Kreide, vor allem der Unteren Kreide, des Doggers und Gesteine des Verrucano. Im Ausbruchgebiet stehen diese Gesteine in der parautochthonen Schichtreihe an, mit der Verrucano-Hauptaufschiebung im Hangenden. Sämtliche Schichten zeigen überall ein deutliches, etwa hangparalleles Fallen gegen das Vorderrheintal hinunter. Auf besonders gut geschmierten Schichtflächen fuhr der Bergsturz mit primärer Schussrichtung gegen Valendas/Carrera ins Vorderrheintal hinunter, brandete am Bündnerschiefergegenhang südlich des Vorderrheins hoch auf und teilte sich dann in zwei Arme; der eine Arm fuhr talaufwärts bis Castrisch, der andere talabwärts bis gegen Bonaduz und blockierte dabei mit seinen Schuttmassen auch den Ausgang des Safientals (Versamer Tobel) bis weit hinauf. Oberhalb der Sturzmassen bildeten sich Stauseen, besonders im Vorderrheintal bis weit über Ilanz hinauf, und im Safiental. Der Glenner begann in seiner Einmündung in den ehemaligen Ilanzer See sein altes Delta zu schütten (Kiesgrube N Sevgein, vgl. S. 46) und Tafel I), während sich der Vorderrhein mit ungestüme Erosionskraft seinen neuen Weg durch die Sturzmassen bahnte. In Berücksichtigung der weiter unten beschriebenen Ereignisse muss angenommen werden, der Vorderrhein habe sich in kurzer Zeit eine Erosionskerbe geschaffen, die ungefähr dem heutigen Flusslauf entspricht. Heute ist das Gefälle des Vorderrheins weitgehend ausgeglichen, nachdem er bis 600 m tief erodiert hat, dabei aber noch nirgends oberhalb der Felsschwelle bei der Ruine Wackenau (2 km NW Bonaduz) die Unterlage der Sturzmassen erreichen konnte. Eine andere Felsschwelle (Unterlage des Bergsturzes) hat die Rabiusa im Ausgang des Safientales bei der Versamer Brücke angeschnitten, wo sich dieser Fluss nach dem Niedergang des Flimser Sturzes in kurzer Zeit 300 m tief eingefressen haben muss, ebenfalls fast bis zum heutigen Flusslauf hinunter.

An den Schluss dieser Phase der Flusserosion fallen mit einiger Wahrscheinlichkeit zwei Ereignisse, zuerst der Niedergang von weiteren Bergstürzen, dann die Eisüberfahung während des Churer Stadiums des Vorderrheingletschers. Ein für die quartäre Talgeschichte wichtiges Ereignis ist der Taminser Bergsturz mit seinen beiden Ausbruchsnischen im E und W des Kunkelspasses (vgl. Tafel I). In früheren Arbeiten wurde zwischen dem Bergsturz aus der Nische der Silberegg und demjenigen aus der Nische des Säsagit ein zeitlicher Unterschied gemacht. SCHELLER (1970 S. 79) kommt zum Schluss, ein

einzigster Taminser Bergsturz, der in beide Ausbruchsnischen hinaufgreift, sei eher wahrscheinlich. Sein Sturzvolumen schätzt er auf mindestens 1.3 km^3 , seine Ablagerungsfläche auf mindestens 15 km^2 . Damit war der Reichenauer Bergsturzziegel geschaffen (siehe Tafel I), hinter dem sich Vorder- und Hinterrhein kurzfristig gestaut haben mögen. Aus einigen Nischen in der Südflanke des Vorderrheintals führen ungefähr zur selben Zeit kleinere Bergstürze aus gotthardmassivischem Mesozoikum (W und E Valendas) und aus Bündnerschiefern (W Rhäzüns) zu Tale und bedeckten mit ihren Schiefertrümmern Teile der Südfront des Flimser-Bergsturzmaterials (vgl. Tafel I).

Kurz nach dem Niedergang des Taminser Bergsturzes ist der Vorderrheingletscher, der sich vor dem Flimser Bergsturz bis in die Gegend zwischen Ilanz und Trun zurückgezogen hatte, bis Chur vorgestossen (Churer Stadium). Dieser Vorstoss hinterliess auf dem Flimser Bergsturz-Trümmerhaufen bis 1160 m Höhe einen Moränenschleier, der 1–3 m Mächtigkeit kaum je übersteigt. Als typische Leitgesteine findet man Punteglasgranite und anderes Kristallin aus dem oberen Vorderrheingebiet. Diesselbe dünne Moräne liegt auch auf den Trümmern von Ils Aults des Taminser Bergsturzes und auf einem Teil der Toma bei Ems (siehe Tafel I, wo auch die Umgrenzung des Churer Stadiums mit gestrichelter Linie eingetragen ist). Heute kann der Churer Vorstoss dank der pollenanalytischen Arbeit von MÜLLER (1972), die wir schon auf S. 47 erwähnt haben, datiert werden. Müller untersuchte ein Moor, das auf der Innenseite des 1300 m hoch gelegenen Moränenwalls von Affeier liegt (vgl. Fig. 1, links oben) und liess in der Beantwortung der Frage, ob dieser Wall sicher als Churer Stadium angesprochen werden könne, noch einigen Spielraum offen. Seither habe ich die Fortsetzung dieses Walls im Gelände überprüft und bin überzeugt, er setze sich ins Churer Stadium fort. Nach der C^{14} -Datierung der untersten organischen Sedimentation im oben genannten Moor (9690 ± 140 v. Chr.) wissen wir, dass der Wall spätestens bis etwa 10000 v. Chr. geschüttet worden ist. Die Möglichkeit, dass er eine grössere Zeitspanne zuvor geschüttet wurde, bleibt offen, d. h. er könnte vielleicht auch älter sein als die von MÜLLER (1972 S. 362) postulierte Bildungszeit von ungefähr 10400 bis 10000 v. Chr. Hinsichtlich glazialer Ausräumung messen wir dem Churer Vorstoss keine sehr grosse Wirkung zu. Er war zu kurzfristig, und die Flimser Bergsturz-Trümmermasse von Anfang an – abgesehen von oberflächennahen Partien – so hart gepackt, dass sie die Eigenschaften eines Festgesteines aufweist (wir werden hierauf noch zurückkommen). Einer nicht publizierten Karte von W. Leupold¹⁴⁾ entnehmen wir den Gedanken, der Gletscher habe beim Churer Vorstoss eine schräg nach E abfallende Schotterfläche überfahren, die im alten Schwemmschuttkegel unterhalb Tuora, 831 m (vgl. Tafel I), ihren Ausgang nimmt und über die Schotterfläche von Ransun (800–760 m östlich unterhalb Conn) in den rechtsrheinisch gelegenen Schwemmschotterkegel von Zault-Tuleu (S Digg, 750–680 m) weiterführt. Die diesem altem Tallauf aufgelagerten Schotter sind nach Leupold's Karte von Erratika des Vorderrheingletschers übersät.

ABELE (1970) nimmt an, beim Abschmelzen des Eises seien in der Tiefe der Vorderrheinschlucht Toteisreste erhalten geblieben, die auf ihrer Oberfläche und randlich von den Schottern der nun wieder kräftig fliessenden Seitenbäche überdeckt wurden. Unterhalb der Ebene von Ilanz, "möglicherweise im innig ineinander verzahnten Bergsturz- und Moränenmaterial an den Wänden der Vorderrheinschlucht bei Sagogn und am Ausgang des Laaxer Tobels" (ABELE 1974 S. 140) habe sich eine Plombe gebildet, an der wohl auch Toteis mitbeteiligt gewesen sei. Hinter dieser Plombe staute sich ein See, den ABELE den älteren Ilanzer See nennt¹⁵⁾. Das grosse Verdienst Abeles ist nun der Ge-

14) Geologisches Kärtchen des Rheintales Chur–Ilanz 1:50000, nach OBERHOLZER, HELBLING, GSELL, von W. LEUPOLD, April 1942. Damals für Exkursionszwecke vervielfältigt.

15) ABELE (1970, S. 349) schreibt, ein Aufstau eines Ilanzer Sees hinter dem frisch niedergegangenen Flimser Bergsturz sei möglich, aber nicht nachweisbar. Deshalb nennt er den in der oben beschriebenen Phase gestauten Ilanzer See den älteren.

danke, dass die Plombe plötzlich unwirksam wurde (Wegschmelzen des darin enthaltenen Toteises), und sich talabwärts eine Flutkatastrophe ereignete. Das Wasser-Schottergemisch schoss bis zum kurz zuvor entstandenen Reichenauer Bergsturzwriegel, schwappte in der hier vorgelagerten geschlossenen Hohlform hin und her und ergoss sich dabei durch den flachen Auslauf des Hinterrheintals bis weit ins Domleschg hinauf. Dabei wurden grössere Bergsturzschnellen aus der Gegend Bonaduz – Rhäzüns aufgegriffen und ins Domleschg verschleppt. Bei allmählich erlahmender Wasserbewegung kamen die Bonaduzer Schotter zum Absatz, die alle Merkmale einer typischen Flutablagerung tragen. Sie enthalten sehr verschieden gerundete Komponenten (oft mit Kritz- und Schlagspuren), unter denen man Leitgesteine aus dem Vorderrheingebiet findet (auch im Domleschg), zeigen im Gegensatz zu normalen Flußschottern sehr grosse Partien ohne jede Schichtung und mit stark wechselnder Einregelung (deshalb ursprünglich von HEIM, W. STAUB und GSELL (1918) als Grundmoräne gedeutet). Im Kleinbereich fehlt jede Sortierung zwischen Kies, Sand und Siltfraktion, im Grossbereich des bis über 70 m mächtigen Schotterkörpers liegen die groben Komponenten unten und gehen gegen oben in feine Schotter und Sande über. Das Material ist von meist vertikalen “Röhren” durchsetzt, in denen das feinere Sand- und Siltmaterial zwischen den Kieskomponenten ausgewachsen ist. Offenbar handelt es sich um Entwässerungsröhren. Oft findet man eingelagerte Schnellen und Fetzen von geschichteten Silten und Seebodenlehmen, die dezimeter- bis metergross sind¹⁶⁾.

Von besonderem Interesse sind nun die Funde von Bonaduzer Schottern weiter oben in der Vorderrheinschlucht und im Versamer Tobel (vgl. Tafel I), denn die meisten Aufschlüsse liegen nur wenig über dem heutigen Erosionsniveau (vgl. ABELE 1970 und 1974). Sie zeigen, wie stark die Durchtalung der Bergsturz-Trümmermasse im Moment der Flutkatastrophe fortgeschritten war. Näher zu untersuchen bleibt die Frage, wie weit hinauf die Flutablagerungen (= Bonaduzer Schotter) am Aufbau des Schwemmkegels westlich Bonaduz beteiligt sind. Wir haben als Arbeitshypothese auf Tafel I die Grenze der Flutablagerung dort gezogen, wo weiter oben erratische Blöcke auf der Terrainoberfläche zu finden sind¹⁷⁾. Es dürfte ziemlich unwahrscheinlich sein, dass diese Erratika sekundär verschwemmt oder von Hügeln abgerollt wurden.

Nach dieser Flutkatastrophe haben Ereignisse von weniger tiefgreifender Bedeutung zur Landschaftsformung beigetragen. ABELE (1970) postuliert einen erneuten Gletschervorstoss des Segnesgletschers (nach MÜLLER 1972 unwahrscheinlich), dann aber auch einen erneuten Aufstau des Ilanzer Sees (Abeles jüngerer Ilanzer See). Letzteres geht aus der Deutung der Aufschlüsse im Rheinbord SE Sagogn (S Ruine Schiedberg) hervor. Die wahrscheinlich wiederum beim Auslauf des Laaxer Tobels gebildete Plombe kann durch Nachstürze entstanden sein, die in die von der Flutkatastrophe übersteilte Erosionskerbe des Vorderrheins fielen, eher aber durch den Schwemmkegel des Laaxer Baches, der die genannte Erosionskerbe verstopfte. Eine Reihe von Nachstürzen haben sich in der Folge ohne Zweifel ereignet, sowohl innerhalb des Bergsturz-Trümmerhaufens, in welchem die Flusserosion zeitweilig sogar überhängende Partien herauspräpariert, wie auch aus der

16) Eine vortreffliche Beschreibung der Bonaduzer Schotter gibt PAVONI 1968.

17) Die schräg gegen Bonaduz abfallende Fläche des mit Vorderrheinerratika übersäten Schwemmkegels, der von Ransun (S Pintrun) auf die rechte Talseite bei Zault (S Digg auf Tafel I) zielt, halten wir für älter als die Flutablagerung (vgl. S. 50). Andernfalls müsste nach dem Churer Stadium ein erneuter Vorstoss des Vorderrhein-Gletschers postuliert werden, was nach MÜLLER (1972) auszuschliessen ist. Die Überlagerung der Bonaduzer Schotter bei der Ruine Wackenau durch deutlich geschichtetes gröberes Schottermaterial kann die Endphase der Flutablagerung markieren, wie dies auch bei Rhäzüns der Fall ist (vgl. Bilder 55 und 57, S. 228–229, in ABELE 1974).

Ausbruchswand des Flimser Steins. Die letzte derartige Katastrophe datiert vom 10. 4. 1939, als ein östlich Fidaz gelegenes Kinderheim zertrümmert wurde und 18 Menschen den Tod fanden (NIEDERER 1941).

Anlässlich der Exkursion, am Nachmittag des 23. Juni 1974, folgten wir zuerst der Strasse Ilanz – Valendas – Versamer Tobel (NABHOLZ 1967, S. 755–757) mit den Halten in der Kiesgrube Bärglibüel, auf der Brücke über die Rabiusa im Versamer Tobel und in der Doggerscholle (500 m NE der Brücke, auf Tafel I mit D bezeichnet). Von hier bietet sich ein eindrucklicher Blick auf die aus dem Talgrund der Rabiusa aufsteigende Pyramide, deren Gipfel etwa ums Niveau 680 m aus Bonaduzer Schottern aufgebaut wird (SCHELLER 1970, S. 80–81, ABELE 1970, S. 349). Die Fahrt auf der Strecke von Valendas bis 1¹/₂ km E der Mündung der Rabiusa in den Vorderrhein vermittelt einen guten Eindruck über die Beanspruchung des Gesteins durch den Sturzprozess. Lockeres Blockwerk, wie es für die kleineren “normalen” Bergstürze kennzeichnend ist, fehlt bis auf kleinste oberflächennahe Partien vollständig. Der Rest des Trümmerwerkes ist im Bereich des Rheineinschnitts fast überall so hartgepresst, dass eine Standfestigkeit, bzw. Kohäsion wie in gewachsenem Kalkfels resultiert (senkrechte Felswände, stellenweise mit Überhängen in den Erosionseinschnitten). Der Grad der Zertrümmerung erreicht alle Stufen, vom ursprünglichen Gesteinsverband, der kleinmaschig zerklüftet wurde, bis zur Mylonitisierung in Feinsandfraktion. Die Permeabilität des Sturzmaterials ist gut, Quellhorizonte sind selten, sekundär gebildete, wassergeschmierte Gleithorizonte fehlen. An einigen Stellen überzeugten wir uns ferner vom Moränenschleier auf der Oberfläche der Bergsturz-Trümmermasse, der vom Churer Vorstoss des Vorderrheingletschers herührt.

Die weitere Fahrt führte uns über Bonaduz am Schloss Rhäzüns vorbei bis zur Toma von Rodels bei der Brücke über den Hinterrhein, weit hinten im Domleschg. Zum Abschluss wurden die grossen Kiesgruben in den Bonaduzer Schottern südlich oberhalb dem Bahnhof Reichenau-Tamins besucht, wo die weiter oben beschriebenen Kennzeichen dieser Flutablagerung sehr schön studiert werden können, und von wo sich auch der Blick öffnete auf die Ausbruchsnischen des Taminser Bergsturzes und auf den in dunstiger Ferne liegenden Flimser Bergsturz. Der Präsident Willi Mohler dankte für die wohlgelungene Exkursion, und der Exkursionsleiter gab den Dank weiter an seine treuen Helfer vom Geologischen Institut in Bern, vorab Philippe Probst und Alfred Breitschmid.

Dem Exkursionsleiter sei gestattet, diesem Bericht die Worte anzufügen, mit denen der Lehrer seiner Studienzeit, RUDOLF STAUB, seinen Vortrag über den Flimser Bergsturz abschloss (1938, S. 84): Damit glaube ich Ihnen einiges Wissenswerte aus der Geschichte des Flimserwaldes vermittelt zu haben. Ein Bergsturz gewaltigsten Ausmasses liegt effektiv da vor Ihnen, wie Theobald und Albert Heim dies schon vor Jahrzehnten erkannt haben. Aber ein Bergsturz ohne Schrecken, der höchstens die Menschen der Drachenlochzeit mit Entsetzen erfüllte, der aber sonst zu einem Segen des Tales geworden ist. Eine herrliche Landschaft ist hier durch jene ferne Katastrophe geschaffen worden, Ungezählten zur Freude und bleibenden Erholung. Und noch ein weiteres verdanken wir diesem klassischen grössten Felssturz der Alpen. Er schuf, bis in die Zeit der Eisenbahnen, ein gewaltiges Hindernis im Verkehr zwischen Oberland und Churertalung, eine Barre, hinter der, intensiver und länger als irgendwo in den Alpen, das angestammte uralte rhätische Sprach- und Kulturgut sich unvermischt erhalten konnte. Ohne diesen schwer überquerbaren und fast nur von dichtem Walde besiedelten Trümmerhaufen des Flimser Bergsturzes wären Sprache und Sitten des Churer Rheintales und damit die Germanisierung schon seit Jahrhunderten bis ins Oberland vorgedrungen; so aber wurde derselben und manchem andern ein natürlicher Wall entgegengesetzt, und nicht ohne tieferen Sinn heisst heute auch, fast als Ausdruck des Dankes der rhätischen Urbevölkerung des obersten Rheingebietes an den grossen, seit Jahrtausenden waldbestandenen Flimsersturz, die altromani-

sche Talschaft des bündnerischen Oberlandes die *Surselva*. Möge sie auch weiterhin, trotz Eisenbahn, Auto und Radio und trotz lärmender Propaganda, den Flimserwald für immer als ihren kulturellen Vorposten betrachten.

Wichtigste Literatur

Allgemeines, bzw. die beiden nachstehenden Bergsturzgebiete betreffend

- ABELE, G. (1969): Vom Eis geformte Bergsturzlandschaften. Zeitschr. f. Geomorphologie, Supplementband 8, S. 119–147.
- (1970): Bergstürze und Flutablagerungen im Rheintal W Chur. Aufschluss 21: 345–359.
 - (1972): Kinematik und Morphologie spät- und postglazialer Bergstürze in den Alpen. Z. Geomorph. N.F.; Suppl. Bd. 14: 138–149.
 - (1974): Bergstürze in den Alpen. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte 25; 230 S.
- HEIM, A. (1921): Geologie der Schweiz, II: 399–401. Tauchnitz, Leipzig.
- (1932): Bergsturz und Menschenleben. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 77, Beiblatt Nr. 20: 1–218.
- KENT, P. E. (1966): The transport mechanism in catastrophic rock falls. Journal of Geology, 74: 79–83.
- NABHOLZ, W. (1967): Exkursion Nr. 38. Chur–Reichenau–Ilanz–Vals–Zervreila. Geol. Führer der Schweiz, Wepf & Co. Basel.
- OBERHOLZER, J. (1920): Spez. K. 63, Geol. Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1:50000. Schweiz. Geol. Komm.
- (1933): Geologie der Glarneralpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz NF 28.
- SCHELLER, E. (1971): Beitrag zum Bewegungsverhalten grosser Bergstürze. Eclogae geol. Helv. 64/1: 195–202.

Bergsturzgebiet Tamins-Domleschg und Tomalandschaft von Chur

- ARBENZ, P. & STAUB, W. (1910): Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich Bonaduz. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 55: 23–62.
- BRUNNER, H. (1962): Die Churer Toma. Bündner Jahrbuch 1962: 67–75.
- NABHOLZ, W. (1954): Neue Beobachtungen im Bergsturzgebiet südlich Reichenau-Tamins (Graubünden). Verh. Naturf. Ges. Basel 65/1: 67–81.
- PAVONI, N. (1968): Über die Entstehung der Kiesmassen im Bergsturzgebiet von Bonaduz–Reichenau (Graubünden). Eclogae geol. Helv. 61/2: 494–500.
- REMENYIK, T. (1959): Geologische Untersuchungen der Bergsturzlandschaft zwischen Chur und Rodels (Kt. Graubünden). Eclogae geol. Helv. 52/1: 177–235.
- SCHELLER, E. (1970): Geophysikalische Untersuchungen zum Problem des Taminser Bergsturzes. Diss. Nr. 4560 ETHZ, Juris Druck + Verlag Zürich.
- STAUB, W. (1910): Die Tomalandschaften im Rheintal von Reichenau bis Chur. Jber. geogr. Ges. Bern 22: 28.
- ZIMMERMANN, H. W. (1971): Zur spätglazialen Morphogenese der Emser Tomalandschaft. Geogr. Helv. 26/3: 163–171.

Flimser Bergsturz

- AMPFERER, O. (1934): Neue Wege zum Verständnis des Flimser Bergsturzes. Sitz.Ber. Akad. Wiss. Wien, Abt. I, 143, 3. u. 4. H.
- GSELL, R. (1918): Beitrag zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal. Natf. Ges. Graub. 58 und Diss. phil. II Zürich.
- KRAUS, E. (1947): Stauvergriesung über der Nordalpinen Narbe. N. Jh. Min., Geol. etc. 1945–1948/1–4.
- OBERHOLZER, J. & HEIM, ALB. (1934): Zu O. Ampferers “Flimser Bergsturz” und “Gleitformung der Glarner Alpen”. Eclogae geol. Helv. 27/2: 507–516.

- MÜLLER, H. J. (1972): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Vorderrhein- und Lukmaniergebiet. Diss. Universität Basel, Flora 161: 333–382.
- NIEDERER, J. (1941): Der Felssturz am Flimserstein, Fidaz, am 10. April 1939. Jber. Natf. Ges. Graubünden 77 (1939/40).
- STAUB, R. (1938): Altes und Neues vom Flimser Bergsturz. Verh. Schweiz. Natf. Ges. Chur: 60–85.

Schiefer-Rutschung und -Sackung des Lugnez

- Geol. Generalkarte d. Schweiz, 1:200000, Blatt 7 Ticino, 1955. Schweiz. Geol. Komm.
- GRIESEL, H. (1966): Photogrammetrische Vermessung Lugnez. Schweiz. Zeitschr. f. Vermessung, Photogrammetrie u. Kulturtechnik 64/5: 149–159.
- JÄCKLI, H. (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften. Beitr. z. Geol. d. Schweiz. Geot. S. 36.
- NABHOLZ, W. (1951): Diluviale (pleistozäne) Schotter im Lugnez und Safiental. Eclogae geol. Helv. 44/2: 323–332.
- (1967): siehe vorne unter Allgemeines.
- Unveröffentlichte Daten der Eidg. Landestopographie, Prof. Dr. R. Haefeli (Zürich), Prof. Dr. F. Kobold (Geodätisches Institut ETHZ), Merliorations- und Vermessungsamt Graubünden, Dr. R. U. Winterhalter (Zürich).