

Schlüsselwörter

Bergsturz

Vigaun

Salzburg

Kinematik

Untere Roßfeldschichten

Trümmerstrom

Zur Kinematik des Bergsturzes von Vigaun (Salzburg)

CHRISTIAN F. UHLIR¹ & JOSEF-MICHAEL SCHRAMM¹

6 Abbildungen

Inhalt

Zusammenfassung	161
Abstract	161
1. Einleitung	162
2. Geologie und Tektonik des Bergsturzgebietes	162
2.1 Regionaler Überblick und Tektonik	162
2.2 Gesteine der kalkalpinen Unterkreide und ihre Verwitterungserscheinungen	164
2.3 Sedimentäre Beckenfüllung (Quartär)	164
3. Massenbewegungen im Bereich Raspenhöhe und Abtswaldhöhe	165
3.1 Bergsturz Vigaun	165
3.2 Datierung des Bergsturzes	165
3.3 Chronologie und Bilanz der Massenbewegung	165
4. Bergsturzmechanik	167
4.1 Kinematik des Bergsturzes Vigaun	167
4.2 Bergsturz Vigaun im statistisch-analytischen Vergleich zu anderen Bergstürzen	169
4.3 Diskussion der bergsturzmechanischen Modelle	170
5. Allgemeine und örtliche Schlussfolgerungen	171
5.1 Örtliche Gefahr von zukünftigen Felsstürzen und Muren	171
6. Dank	172
Literatur	172

Zusammenfassung

Das Bergsturzgebiet Vigaun (Land Salzburg) samt Umfeld wurde im Maßstab 1:5000 geotechnisch detailliert kartiert. Begünstigende Faktoren, u. a. veränderlich feste Gesteine, spezielle tektonische Strukturen und eine glazial übersteilte Talflanke haben als Ursachen für den Bergsturz Vigaun und benachbarte Massenbewegungen modellhaft zusammengewirkt. Der Abrissbereich folgt dem Bruch einer das Salzachtal WSW-ENE querenden Störungs-Schar am Nordrand der Roßfeldmulde. Eine Fortsetzung des NNW-SSE Staffelbruchsystems der Salzachtal-Querstörung nach Westen ist wahrscheinlich und wirkt an der Destabilisierung der Talflanke mit. Verknüpft mit bergsturzmechanischen Modellen folgt aus den für den Bergsturz Vigaun erfassten Daten, dass das Ereignis 50 bis 60 sec gedauert hat und eine maximale Geschwindigkeit von 220 bis 240 km/h erreicht worden ist. Als Bergsturzvolumen wurden 4,1 Mio. m³ ermittelt und 1270 m Länge der Fahrbahn sowie ca. 1 km² von Bergsturzmassen bedecktes Areal nachgewiesen. Anhand eines Fichtenholzstücks aus dem Liegenden der Bergsturzaablagerung (Hammerauterrasse) wird der Bergsturz mittels ¹⁴C-Methode jünger als 5500 v. Chr. datiert.

The landslide of Vigaun (Salzburg) and its kinematics

Abstract

The spread-out landslide of Vigaun (Salzburg) and its vicinity was mapped geotechnically (scale of 1:5000). One of the lateral faults of a WSW-ENE striking fault system predestined the parent lodge at the northern border of the Roßfeld syncline. The step faults of the NNW-SSE striking Salzachtal transverse fault system extend most probable to the West, causing slope destabilization. Another preparatory causal factor for the mass movement is the specific lithology of the Lower Roßfeld subformation. For the Vigaun rockslide a maximum velocity of 220 to 240 km/h and a duration of 50 to 60 secs were estimated, a rockslide volume of 4.1 million m³, a sliding surface length of 1270 m and an area of app. 1 km² covered by displaced debris were calculated and compared to other rockslide-data. The age of the slide (after 5500 B.C.) was determined by means of ¹⁴C analysis of a spruce wood fragment found in the base of the deposit (Hammerauterrasse).

Anschrift der Verfasser

¹ Mag. Dr. Christian F. UHLIR und Univ.-Prof. Dr. Josef-Michael SCHRAMM, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34/III, A-5020 Salzburg, E-Mail: christian.uhlir@sbg.ac.at, josef-michael.schramm@sbg.ac.at

1. Einleitung

Das Salzburger Becken greift von Norden etwa 25 km trichterförmig quer in die Kalkvorpalen. 20 km SSE der Stadt Salzburg und westlich der Ortschaft Vigaun liegen die Ablagerungen eines Bergsturzes auf ca. 1 km² Fläche verstreut. Diese Massenbewegung ist im Postglazial von der westlichen Salzachtalflanke südlich der Raspenhöhe niedergelassen. Die Skizze des Bergsturzesgebietes (Abb. 1) zeigt den Abrissbereich und das großteils bewaldete Ablagerungsgebiet, die Faistelau (nördlicher Teil des beidseits der Taugl gelegenen Tauglwaldes). Die Bergsturzaflagerungen reichen im Süden an die Taugl, im Westen an die Salzach, im Norden an die Landesstraße L 210 (vom Bahnübergang in Richtung Vigaun), und werden im Osten von einer älteren Salzachuferterrasse begrenzt. Der Waldboden liegt durchschnittlich 4,5 Meter über der ebenen Talsohle und weist unregelmäßig gelagerte, aber meist regelmäßig geformte, bis zu 7 Meter hohe Hügel, Hügelreihen, Gruben und Vertiefungen auf (Tomalandschaft sensu HEIM 1882b). Die Bergsturzmasse umfasst im Ablagerungsgebiet eine Kubatur von 4,1 Mio. m³.

Im Falle Vigaun entspricht der Begriff „Bergsturz“ der in der geologischen und geomorphologischen Literatur üblichen Definition für Bergstürze (ABELE 1974, S. 5): „Bergstürze sind Fels- und Schuttbewegungen, die mit hoher Geschwindigkeit (in Sekunden oder wenigen Minuten) aus Bergflanken niedergehen und im Ablagerungsgebiet ein Volumen von über 1 Mio. m³ besitzen oder eine Fläche von über 0,1 km² bedecken“. Die große laterale Ausbreitung am Talboden rechtfertigt auch die Typisierung als „spread-out landslide“ nach SHALLER (1991). Bereits zu Beginn der Erfor-

schung von Großmassenbewegungen (HEIM 1882b) wurden die geologischen Verhältnisse westlich Vigaun (Tomalandschaft) durch RICHTER (1882) als Bergsturz erkannt und beschrieben. Dies beendete die langjährige Diskussion um die Existenz einer verfallenen Römerstadt im Ablagerungsgebiet (MITTERMÜLLER 1858, S. 65; KOCH-STERNFELD 1859; PRINZINGER 1879, S. 97-101 und 1881, S. 7-8).

Als Ursachen für den Bergsturz Vigaun und benachbarte Massenbewegungen gelten unter anderem

- eine spezielle Lithologie mit veränderlich festen Gesteinen,
- die tektonischen Verhältnisse mit destabilisierend wirkender Raumstellung der Trennflächen und
- eine glazial übersteilte Talflanke.

Relativ hohe Jahresniederschläge (1600 mm/a) und die intensive Verwitterung der mergeligen Abfolgen der Unteren Roßfeldschichten halten das Potential für häufige Murenabgänge und Schuttrutschungen latent. Die einfache Geometrie der Fahrbahn und das fast vollständig erhaltene Ablagerungsgebiet erlauben eine vergleichende Analyse mit anderen Bergstürzen und die Diskussion verschiedener bergsturzmechanischer Modelle.

2. Geologie und Tektonik des Bergsturzesgebietes

2.1 Regionaler Überblick und Tektonik (Abb. 2)

Das Gebiet liegt im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. Hier verläuft entlang einer NNW-SSE-verlaufenden Stö-

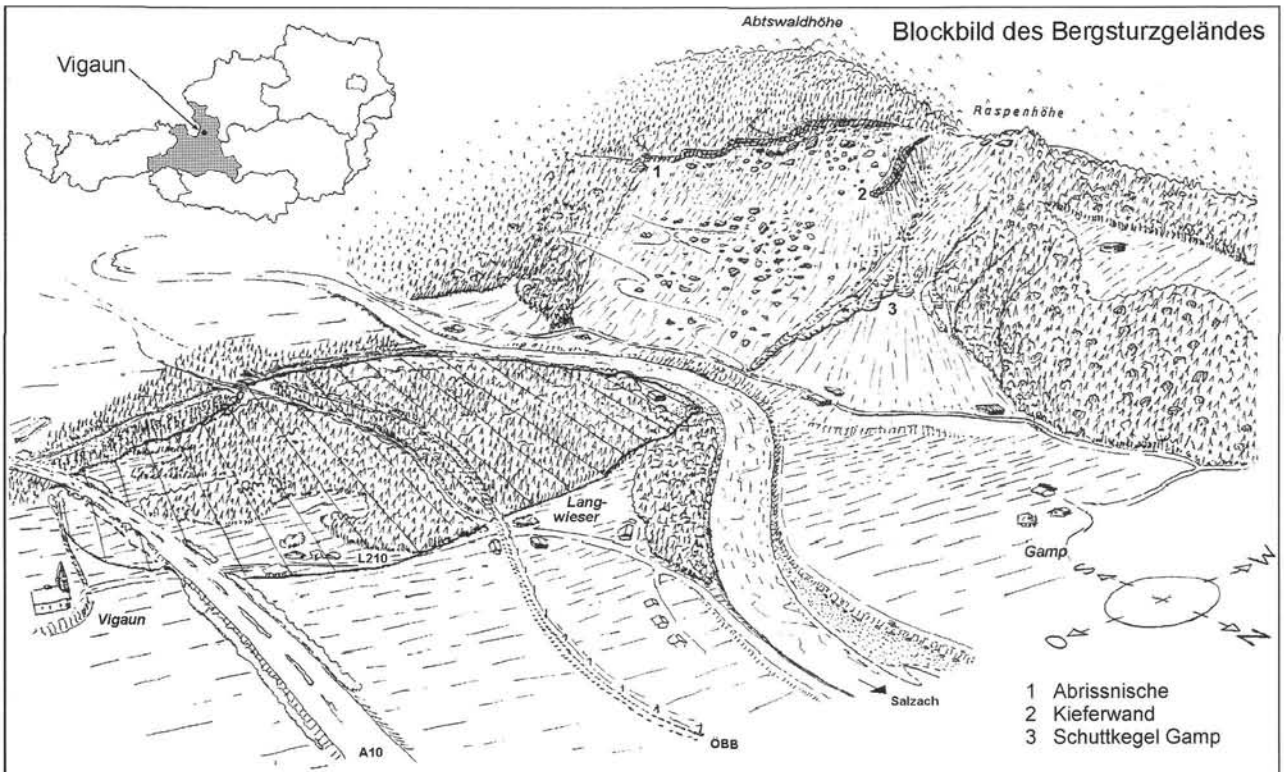


Abb. 1

Darstellung des Bergsturzes Vigaun als Blockbild mit Blickrichtung nach Südwesten (nach UHLIR 1990). Der Hang unterhalb der Abrissnische bzw. -kante wird ohne Waldbedeckung gezeigt.

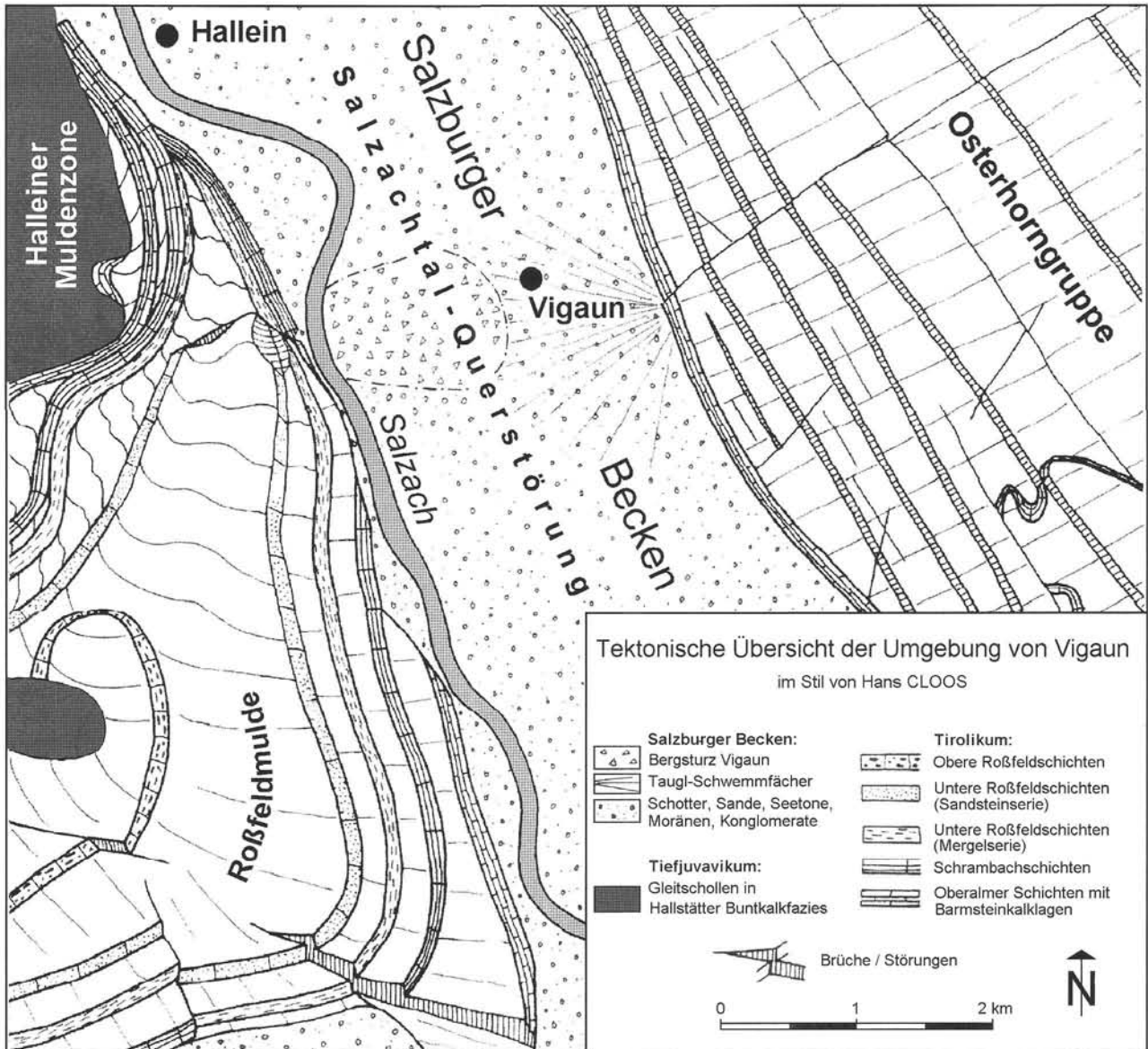


Abb. 2

Tektonische Übersicht der Umgebung von Vigaun. Die mächtige quartäre Talfüllung des Salzburger Beckens überdeckt die Störungsschar der Salzachtal-Querstörung. Parallel dazu verläuft das Staffelbruchsystem am Westrand der Osterhorngruppe. Westlich der Salzach sind die Synkinalstrukturen der Rosfeldmulde sowie Schollen des Juvavikums erkennbar.

rungszone das Salzach-Quertal und weitet sich nördlich von Golling trichterförmig zum Salzburger Becken. Der beidseitige Rahmen des Salzburger Beckens und damit auch das Bergsturzgebiet Vigaun werden großtektonisch dem Tirolikum zugeordnet. Die Ostseite des Salzachtals baut sich hauptsächlich aus jurassischen Oberalmer Schichten (Tithon) mit Bänken von Barmsteinkalk auf. Es liegen relativ einförmige tektonische Verhältnisse mit generell flachem Schichtfallen nach Westen vor. An zahlreichen parallel zur Salzachtal-Querstörung verlaufenden Staffelbrüchen sind jeweils die westseitigen Schollen abgesetzt. Demgegenüber herrscht im Westen eine komplizierte Decken- und Salztektonik mit großräumiger Faltung vor. Die neocomen Gesteine des Tirolikums (Rosfeldmulde) werden durch die tiefjuvavische Schubmasse des Halleiner und Berchtesgadener Salzberges eingeengt (PLÖCHINGER 1953, 1955, 1980, 1984, 1990). Nördlich der Kieferwand steht

einer ostwärts geneigten Synklinale eine Antiklinalstruktur gegenüber, die nach Norden hin ausklingt. Die Faltenachsen stehen im allgemeinen flach bis söhlig. Eine das Salzachtal querende WSW-ENE streichende Störungszone, die zwischen Raspenhöhe und Abtswaldhöhe durchzieht und von STINI (1942) in einem Gutachten für das Brunnenfeld Gamp vermutet wurde, manifestiert sich anhand unterschiedlicher Großstrukturen (um 20° divergierende Faltenachsen) beidseits der Störung.

Der eigentliche Abrissbereich des Bergsturzes – südlich der Kieferwand – liegt am Ostschenkel einer Antiklinale. Die b-Achsen streichen NNE-SSW. Die Kammlinie der Falte zieht über die Abtswaldhöhe. Innerhalb des Faltenchenkels liegen (meist überkippte) Parasitäre Falten mit Faltenlängen von 1 bis 5 m (Mergel der Unteren Roßfeldschichten), und 3 bis 20 m (Sandsteine der Unteren Roßfeldschichten) vor. Die Intensität der Parasitäre Falten nimmt

nach Süden hin ab. Richtung und Neigung des Schichtfalens pendeln im Abrissbereich zwischen 135/40 und 125/35, womit die meist hangparallelen Schichtflächen als Gleitflächen potentieller Rutschkörper wirksam werden können. Westlich der Abrisskante geht die Antiklinale in eine zunächst flache ostwärts geneigte Mulde über. Deren Westschenkel gehört bereits dem Rahmen des Tiefjuvavikums an und steht steil bis saiger. Die Faltenachsen streichen N-S.

Auch nördlich der Kieferwand verlaufen die Faltenachsen der nach Osten geneigten Synklinale N-S. Das vorherrschende Einfallen am Ostschenkel beträgt 265/45, wird gegen Norden zunehmend flacher (275/25) und von meist nach Osten überkippten Parafalten überprägt.

Die Kalkmergel und Kalksandsteine reagierten auf die Faltung mit Brüchen entlang von ac- bzw. bc-Flächen. In den Mergeln zeigen sich Relativbewegungen entlang der Schichtflächen. Kalzitbeläge weisen durchwegs Striung normal zur Faltenachse auf. In Bereichen intensiver Faltung sind die Mergel oft völlig zerschert. Die inkompetenten Tonmergel reagierten mit Fältelung im 1-5 cm Bereich.

2.2 Gesteine der kalkalpinen Unterkreide und ihre Verwitterungserscheinungen

Die Roßfeldmulde baut sich an ihrem Nordrand aus Gesteinen des obersten Jura und der Unterkreide auf. Im Abrissbereich des Bergsturzes stehen Mergel und Sandsteine der Unteren Roßfeldschichten an (PICHLER 1963, PLÖCHINGER 1955), deren gesamte Schichtfolge bis ins Unter-Apt reicht. Diese terrigene Fazies folgt über Mergeln der Schrambachschichten (FAUPL & TOLLMANN 1987). Die im oberen Valendis beginnende Sedimentation der Roßfeldschichten kennzeichnet sich durch rotbraun gefärbte Bankgruppen. PICHLER (1963) unterscheidet eine liegende Mergelgruppe und eine hangende Sandsteingruppe. Obere Roßfeldschichten stehen nur im zentralen Bereich der Roßfeldmulde an.

Die Unteren Roßfeldschichten lassen sich wie folgt untergliedern.

► Mergelserie der Unteren Rossfeldschichten:

Beim Aufschluss Kieferwand steht der hangende Teil der Mergelgruppe an. Es liegen graue, veränderlich feste Tonmergel bis Kalkmergel vor, die im 2-15 cm Bereich miteinander wechseln. Im hangenden Abschnitt schalten sich vereinzelt blaugraue Feinsandsteinbänke bis Silt-Sandsteinbänke ein. Die Bankdicke liegt bei 5-10 cm und erreicht im Übergang zur dünnbankigen Sandsteinfolge Mächtigkeiten bis zu 50 cm. In Bereichen starker tektonischer Beanspruchung, vor allem nördlich der Kieferwand bis Hallein, sind die Mergel teilweise völlig zerschert. Die Schichtflächen zeigen meist Kalzitbeläge mit Striung normal zur Faltung, ac-Klüfte weisen kalzische Kluffüllungen auf.

► Übergangshorizont:

Eine ca. 10 m mächtige dünnbankige Sandsteingruppe stellt den Übergangsbereich zu den hangenden dickbankigen Sandsteinen dar. Sie wird von 10-50 cm dicken, harten, kalkigen und überwiegend feinkörnigen Sandsteinbänken aufgebaut, die durch dünne Mergelfugen voneinander getrennt sind. Dieser Übergangshorizont ist in der Kieferwand etwas unterhalb des Weges aufgeschlossen.

► Dickbankige Sandsteingruppe:

Die Abrissnische schließt größtenteils die dickbankige Sandsteingruppe auf. Die Sandsteinbänke erreichen Mächtigkeiten von 3 m und wechseln mit bis zu 2 m mächtigen siltigen Mergeln ab. Die fein- bis mittelkörnigen, sehr kalkreichen Sandsteine sind frisch aufgeschlossen dunkelgrau gefärbt. Nur selten lässt sich eine Gradierung innerhalb einzelner Sandsteinbänke erkennen. Die veränderlich festen Mergel der Zwischenlagen sind schieferig bis dünnplattig ausgebildet, brechen griffelig oder sind in Bereichen intensiver Faltung zerschert. Generell nimmt die Mächtigkeit der Bankgruppen vom Liegenden ins Hangende zu.

Verwitterungserscheinungen der Roßfeldschichten:

Die Sandsteine der Unteren Roßfeldschichten sind sehr dicht und hart, die Verwitterung bewirkt eine Schwarzfärbung an der Oberfläche. Bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts wurden die Sandsteine der Bergsturzaflagerungen abgebaut und als Bausteine sowie Kleinpflastersteine verwendet (KIESLINGER 1964).

Größere Blöcke an der Oberfläche der Bergsturzaflagerungen zeigen vor allem im Bereich der Bergsturznische einen „jigsaw effect“ (Puzzle-Effekt) nach HSÜ (1975). Die Blöcke wurden während des Ausbruchs stark zerrüttet, wobei rechtwinkelig angeordnete Scharen von Haarrissen entstanden. Entlang dieser Trennflächen bewirkte Frostsprennung die Zerlegung der Blöcke in Teilblöcke, im Aussehen vergleichbar mit den passgenau aneinander gefügten Bausteinen eines Mauerwerks oder eines Puzzles. Im Ablagerungsberich bezeichnete man die Sandsteinblöcke der Unteren Roßfeldschichten umgangssprachlich auch als „Vigauner Findlinge“. Diese bis zu 5 m³ großen, durch die Bergsturzbeugung leicht angerundeten und schwarz angewitterten Blöcke wurden mit den Bergsturzmassen talwärts transportiert und haben genetisch nichts mit Findlingen von glazialen Ablagerungen zu tun.

Wie oben erwähnt variiert die Zusammensetzung der Mergelfolge lagenweise zwischen Tonmergel und Kalkmergel, selten auch Kalksandstein. Auf Grund der Tonmergelanteile ist die Verwitterungsresistenz sehr gering, es kommt an der Oberfläche, vor allem im Hangschutt, zu Zerfall in sandig siltigen Lehm. Demgegenüber wittern Kalkmergel bzw. Kalksandsteine als „Härtlinge“ aus der Wand heraus (Kieferwand) und bleiben als plattiger Schutt erhalten. Dieses Gemenge aus Lehm und Schutt wird bei starker Durchfeuchtung hochmobil und ermöglicht Murstöße.

2.3 Sedimentäre Beckenfüllung (Quartär)

Der Salzachgletscher erreichte während der pleistozänen Vereisungen Ausdehnungen bis ins Vorland und hinterließ im Zungenbereich (Salzburger Becken) jeweils unterschiedlich (um 530, 490, 460 m SH) aufspiegelnde Eisseen (DELNEGRO 1983). Diese wurden je nach Auslaufposition auf verschiedenen Niveaus mit Sedimentabfolgen gefüllt (VAN HUSEN 1990). Über den Grundmoränensedimenten setzten sich mächtige Seetone (bottom set) und an den Mündungen der Zuflüsse Schotter und Sande (fore set) ab. Ein nordwärts ausdünnendes Salzach-Delta samt Nebenflussablagerungen bildet die hangenden Zehner-Meter der Beckenfüllung (top set) (VAN HUSEN 1995). Die im Salzburger Becken weit verbreiteten Konglomerate stellen Reste älterer top set Ablagerungen dar (VAN HUSEN 1995), u. a. im Be-

reich der Taugl (STOCKER 1992). Die spätglaziale Formgebung (u. a. Salzachterrassen: Friedhof- und Hammerauterrasse) wird von PIPPAN (1957a, 1957b, 1958, 1959), SEEFELDER (1961), HEUBERGER (1972) und VAN HUSEN (1990) teils kontroversiell diskutiert.

Von der nahe dem Ostrand des Bergsturzesgebietes abgeteufte Tiefbohrung Vigaun U1 samt begleitenden geophysikalischen Untersuchungen dokumentieren KRAMER & KRÖLL (1979) folgende im Bohrprofil erschlossene quartäre Schichtfolge: Über der tief ausgeschürften Felslinie (338 m unter GOK) lagern 101 m mächtige Grundmoränensedimente, gefolgt von 57 m graublauen Seetonen. Solche Abfolgen wiederholen sich – wenn auch mit geringeren Mächtigkeiten – hangendwärts dreimal. Damit, sowie in Verbindung mit den würmzeitlichen Stirnmoränenwällen nördlich von Salzburg und den Eisrandterrassen zwischen Bischofshofen und Werfen betrachtet, bestätigen sich für DEL-NEGRO (1983) drei Gletscherrückzüge während der interstadialen Warmzeiten.

3. Massenbewegungen im Bereich Raspenhöhe und Abtswaldhöhe

Im Bereich Raspenhöhe und im Anbruchbereich des Bergsturzes Vigaun findet sich ein weites Spektrum an Hang- und Massenbewegungen, die zum Teil noch bzw. wieder aktiv sind und somit ein Gefahrenpotential für Mensch und Bauwerke darstellen können. Im Bereich Vigaun liegt die Felslinie der glazial geformten Wanne (Schurfwirkung des Salzachgletschers) des Salzburger Beckens nach KRAMER & KRÖLL (1979) bis zu 338 m unterhalb des heutigen Talbodens (entspricht 117 m SH). Im Zuge dieser sehr starken quartären Eintiefung wurde vor allem die Westflanke des Salzachquertales übersteilt. GAMERITH & HEUBERGER (1999) referieren für die örtliche Umgebung (Zinkenkogel) als Obergrenze des hochglazialen Eisstromnetzes 1220 m SH. Somit stellen die Hangbewegungen im Bereich Raspenhöhe wie auch in verschiedenen anderen Ostalpentälern (VAN HUSEN 2000) Ausgleichsbewegungen dar, die im Spätglazial einsetzten und im Postglazial maximale Wirkungen entfalteten.

3.1 Bergsturz Vigaun

Das Trennflächengefüge samt Entlastungsklüften entlang der Abrisskante designiert zusammen mit dem hangparallelen Streichen der Schichtflächen die Geometrie des Rutschkörpers. Hangparallele offene Entlastungsklüfte begleiten die Abrisskante. Die Klüftwässer werden an den Mergeln der Unteren Roßfeldschichten gestaut und bewirken insbesondere bei starken Niederschlägen eine Verringerung des kritischen Scherwiderstandes. Als weitere Ursache für den Bergsturz ist die Überlagerung von kompetenten starren Sandsteinen auf den weichen Mergeln der Unteren Roßfeldschichten anzusehen. Die Vigauner Sturzmasse stammt aus einer gegenwärtig 41° steilen, etwa 500 m breiten und 120 m hohen Abrissnische mit undeutlichen seitlichen Begrenzungen. Eine bis zu 75° steile, nachbrüchige Rückwand spiegelt mit ihrer treppenartigen Form das gegebene Trennflächensystem wider. Der ca. 20° steile Nischenboden ist von Hangschutt und Bergsturzbauwerk überstreut. Die Kieferwand begrenzt die nördliche Flanke der

Abrissnische. Der Nischenboden liegt in diesem Bereich parallel zum dominanten Einfallen der anstehenden Gesteine. Stratigraphisch liegt die nördliche Flanke unterhalb des Übergangshorizontes der Unteren Roßfeldschichten. Die südliche Flanke der Abrissnische ist auf Grund der Schuttbedeckung gegenwärtig nicht zugänglich.

3.2 Datierung des Bergsturzes

Seit den Untersuchungen über den Verlauf der spätglazialen Schotterterrassen im Salzburger Becken von PIPPAN (1957b, 1958, 1959) wird der Bergsturz Vigaun als Postgschnitz (also jünger als 13500 Jahre vor heute) eingeschätzt. PIPPAN (1958, S. 240) postuliert: „Er liegt an seinem S-Ende, ähnlich wie an der NE-Grenze bei Vigaun auf einem Rest der Hammerauterrasse, ist also eindeutig jünger als diese“. Nun wurde bei Geländearbeiten 1990 am orographisch rechten Tauglufer ca. 200 m westlich der A10-Autobahnbrücke in Sedimenten eines alten Salzach-Flussarms der Hammerauterrasse, also im unmittelbar Liegenden des Bergsturzes, ein Stück Fichtenwurzel gefunden (UHLIR 1993). Die ¹⁴C-Untersuchung am Institut für Radiumforschung und Kernphysik (Dr. E. PAK, Probe VRI-1266 Vigaun) ergab ein Radiokarbonalter von 6550 ± 70 BP (BP = 1950 n. Chr.). Die Kalibrierung mit dendrochronologischen Daten nach LINICK et al. (1986) ergab (68% Vertrauensniveau) einen Altersbereich von 5530-5420 v. Chr. (untere bzw. ältere Zeitgrenze). Damit wird PIPPAN (1958) bestätigt. Eine obere (jüngere) Zeitgrenze, definiert durch vermutlich römische Mauerreste im Ablagerungsgebiet und dem Verlauf der alten Römerstraße nach PRINZINGER (1879), wird vermutet, konnte jedoch bei den gegenwärtigen Aufschlussverhältnissen nicht bestätigt werden.

3.3 Chronologie und Bilanz der Massenbewegung

Mit dem Rückzug bzw. Zerfall des Salzachgletschers exponierten sich u. a. im Bereich der Roßfeldmulde westlich des Salzachquertals überwiegend glatte, jedoch übersteilte und somit instabile Talflanken (Abb. 3). Postglaziale Ausgleichsbewegungen mit staffelbruchartigen Sackungen und eine hauptsächlich oberflächennahe Entwässerung modellierten das rezente Hangrelief. Im Bereich Raspenhöhe und Abtswaldhöhe ereigneten sich Massenbewegungen größeren Ausmaßes. An geologischen Einflussgrößen sind u. a. das hangparallele Einfallen der Schichten (in Zusammenwirken mit dem „übrigen“ Trennflächengefüge), inkompetente veränderlich feste Lagen (als Gleithorizonte wirksam) und die generelle Auflockerung des Gesteins entlang einer Trennflächenschar des Salzachtal-Querstörungssystems zu erwähnen.

Die Abfolge der Ereignisse lässt sich wie folgt rekonstruieren:

- Aufbau des Schuttkegels Gasteig (Gamp): Obgleich in der Literatur als „Schwemmkegel“ charakterisiert, ist diese Form nicht durch Ablagerung der Sedimentfracht eines Fließgewässers entstanden. Soweit in den spärlichen Aufschlüssen ersichtlich, besteht der Schuttkegel aus einer lateral verzahnten Abfolge von geringmächtigem Schotter und wechsellagernd lehmigen Schottern und Lehm. Er weist eine Neigung von 14° auf und ist vor allem durch wiederholte Murschübe entstanden, die vom

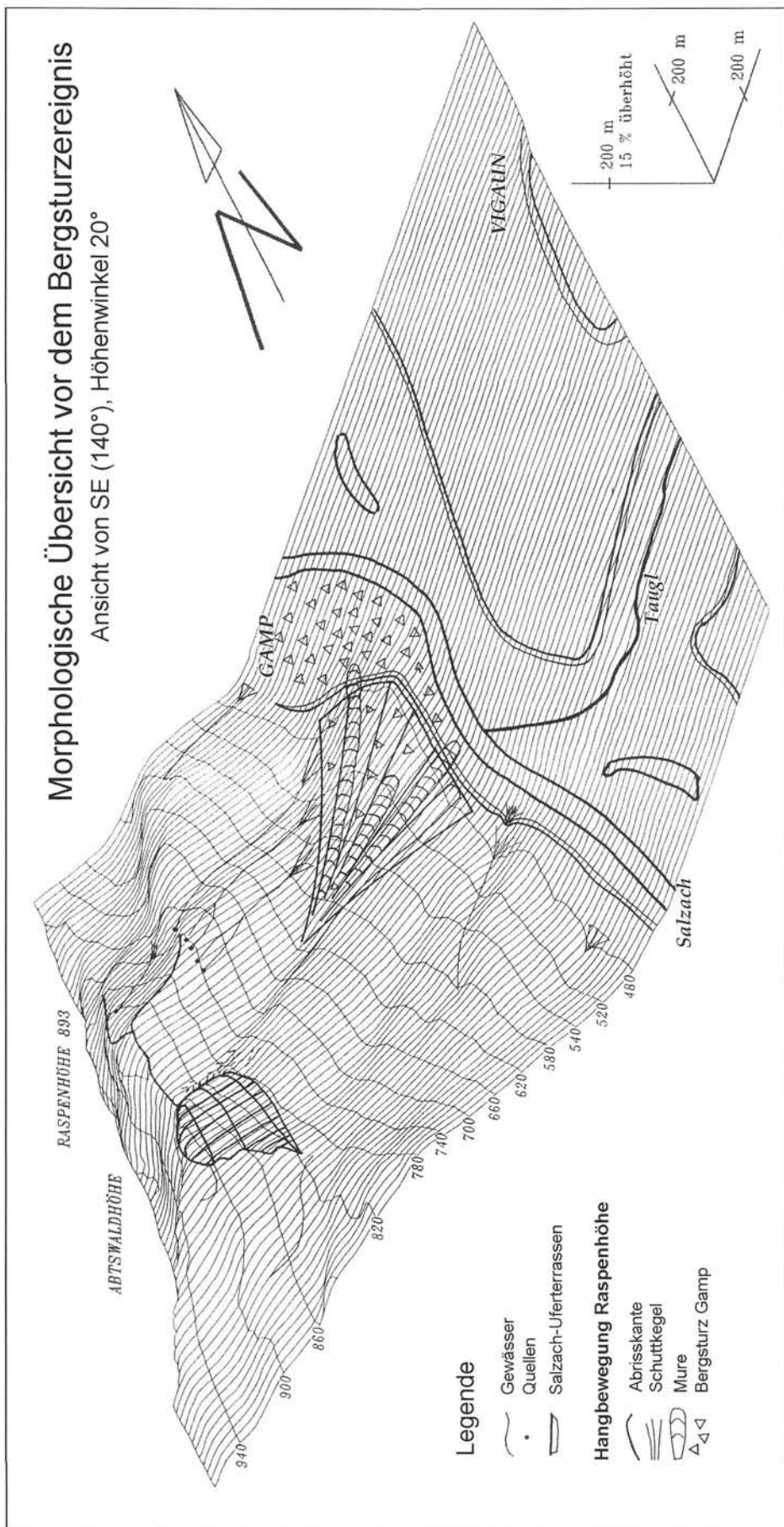


Abb. 3
Morphologische Übersicht vor dem Bergsturzereignis (Rekonstruktion der Gesteinsmasse des Bergsturzes Vigaun in situ). Das Geländemodell mit Blickrichtung nach Nordwesten zeigt den Aufbau des Schuttkegels Gamp aus Murschüben und das Ablagerungsgebiet des Bergsturzes Gamp.

Nischenboden unterhalb der Kieferwand ausgingen. Kleinere Bergschliffe und Hangschutt sind von untergeordneter Bedeutung. Dieser Schuttkegel war in der heutigen Größe bereits vor dem Bergsturz Vigaun vorhanden und beinhaltet ein vielphasig akkumuliertes Volumen von ca. 4,7 Mio. m³ Lockergestein.

- **Bergsturz Gamp:** Eine über blaugrauem Aulehm liegende gelbe, bis zu 2,5 m mächtige Lehmdecke mit eingelagerten Kalkplatten (KRIEGER 1940) belegt, dass der Schuttkegel Gasteig – noch vor dem eigentlichen Bergsturzereignis Vigaun – von einem kleineren Bergsturz überfahren wurde. Eine Reihe von Schlitzgrabungen quer zur Hammerauterrasse im Liegenden zeigte nämlich, dass sich der gelbe Lehmhorizont über die Terrasse fortsetzt, unterlagert von Sanden und Schottern (KRIEGER 1940).

Der Bergsturz Gamp ging zwischen Raspenhöhe und Kieferwand ab und hat in seinem Ablagerungsgebiet der Gamper Flur ca. 0,5 km² Fläche mit einem geschätzten Volumen von 1-1,5 Mio. m³ überstreut. Dessen Ursprung wird in der Literatur fälschlicherweise als Abrissnische des Bergsturzes Vigaun angegeben. Die kontinuierliche Abnahme der Lehmschicht gegen Westen (STINI 1942), und die für Bergsturzablagerungen geringe Mächtigkeit von 1,5-2,5 m lässt sich wie folgt erklären: die im Überschwemmungsgebiet der Salzach (KOCH-STERNFELD 1859, S. 59) befindlichen Bergsturmassen wurden durch Hochwässer verfrachtet, ausgeschwemmt und eingeebnet; darüber hinaus führte die ständige Durchfeuchtung der Bergsturmassen (aus der Mergelserie der Unteren Roßfeldschichten bestehend) infolge Zerfalls der Mergelkomponenten zu einer dichten Lehmschicht mit eingelagerten Kalksandsteinplatten. Eine Interpretation durch Murschübe, die bis in die Alluvialterrasse vorstießen, kann aufgrund der gleichmäßigen Mächtigkeit der Lehmdecke von Gamp ausgeschlossen werden.

- **Bergsturz Vigaun:** Der Bergsturz Vigaun überfuhr den Schuttkegel Gamp, wurde dabei etwas nach Süden abgelenkt und querte das Salzachbett sowie die alluviale Talniederung. Wie am Verlauf der Hammerauterrasse festzustellen ist, wurde der Salzachverlauf schon vor dem Bergsturzereignis im Westen des Tales durch den Schwemmfächer der Taugl westwärts abgedrängt. Der Trümmerstrom überfuhr die weitgehend ebene Hammerauterrasse und endet an der Friedhofsterrasse. In seinem heute erhaltenen Ablagerungsgebiet, das zum Teil rekultiviert oder von der Taugl weggeschwemmt wurde, bedeckt er eine Fläche von ca. 1 km² mit einem Volumen von ca. 4,1 Mio. m³. Von ursprünglich insgesamt 4,3-4,5 Mio. m³ wurden ca. 0,2-0,4 Mio. m³ bereits von der Taugl verfrachtet. Bei den derzeit gegebenen Aufschlussverhältnissen lässt sich nicht feststellen, ob die Bergsturmassen die Salzach zu einem See aufgestaut haben, es ist aber zu vermuten. Ein möglicher Durchbruch der Salzach durch die Bergsturmassen dürfte wiederum im Westen erfolgt sein, weil dort die Bergsturmassen auf dem niedrigstem Niveau lagen.
- Am Südrand des Schuttkegels Gasteig haben etliche Murschübe, von denen nur einer das Tal erreichte, die Bergsturmasse Vigaun überfahren. Die Summe der aufgelisteten Hangbewegungen hat die Reliefenergie um ein beträchtliches Maß verringert, so dass gegen-

wärtig nur mehr kleinvolumige Rutschungen und Felsstürze im Bereich der Abrisskante zu erwarten sind (Abb. 4).

4. Bergsturzmechanik

Bergstürze treten als große Massenbewegungen in Gebieten mit hoher Reliefenergie, also allen Hochgebirgen der Erde, auf. Für den Bereich der Alpen erstellte ABELE (1974) eine Verteilungskarte der Bergstürze. Den Grundstein für das Verstehen der Kinematik von Bergstürzen legte HEIM (1932). Er erkannte anhand von Augenzeugenberichten die Bewegung der Trümmernmassen als Fließbewegung und prägte Begriffe wie „Sturzstrom, Trümmerstrom, Blockstrom“. Nach HEIM (1882a) lässt sich ein Bergsturzereignis stark generalisiert in drei Phasen gliedern: Fall – Sprung – Flachstrom. Im Falle des Fehlens einer „Sprungschanze“, aber auch des Steckenbleibens in einer Gegensteigung, was für viele Bergstürze zutrifft, ist dieses Schema nicht anwendbar.

Fall: Nach dem abrupten Abreißen bewegt sich eine Gesteinsmasse mit stark zunehmender Geschwindigkeit rotierend aus der Abrissnische. Anfänglich gelten die Gesetze der Gleitreibung.

Sprung: Die Gleitscholle schnell über einen rampenförmigen Nischenboden hinweg und schießt parabelförmig zu Tal (ein Abheben muss nicht immer stattfinden). Während dieser Phase desintegriert sich die klüftige Gleitscholle endgültig zu Trümmerwerk und ein Trümmerstrom wird generiert.

Flachstrom: Die desintegrierte Felsmasse rast talwärts und passt sich den gegebenen Geländeformen an. Dabei ergibt sich eine Geometrie des Ablagerungsgebietes ähnlich der von Lavaströmen, Schlammströmen, Gletschern und Lawinen. Nach HSÜ (1975) soll die Bewegung den Gesetzen für viskose und thixotrope Flüssigkeiten folgen. Dies steht mit dem mehr oder weniger plötzlichen Stehenbleiben einer desintegrierten Masse und der Erhaltung der sequenziellen Folge der Elemente in Gegensatz (KIENHOLZ et al. 1993).

4.1 Kinematik des Bergsturzes Vigaun

Der Bergsturz Vigaun weist aufgrund der einfachen Geometrie seiner Fahrbahn eine fast ideale Zungenform auf (Abb. 5). Durch den Schuttkegel Gamp wurde der Trümmerstrom etwas nach Süden abgelenkt. Das Ablagerungsgebiet zeigt die für Bergsturzablagerungen typische Tomalandschaft. Die distalen Rücken streichen vorwiegend E-W, die proximalen streichen N-S (PIPPAN 1957b, S. 240). Auf der Fahrbahn blieben ca. 10% der Bergsturmasse zurück, wobei Blöcke im Nischenboden einen deutlichen „jigsaw effect“ aufweisen.

Beim Durchhörtern einiger Hügel im Zuge des Eisenbahnbau 1875 wurde festgestellt, dass sich große Blöcke vorwiegend an der Oberfläche befinden (PRINZINGER 1879, S. 99). Die Erhaltung eines ungestörten stratigraphischen Verbandes konnte nicht festgestellt werden, zumal lediglich Untere Roßfeldschichten mit Sandsteinen und Mergeln vorliegen. Die äußeren Merkmale des Bergsturzes weisen somit auf einen Trümmerstrom im Sinne von HEIM (1932) hin.

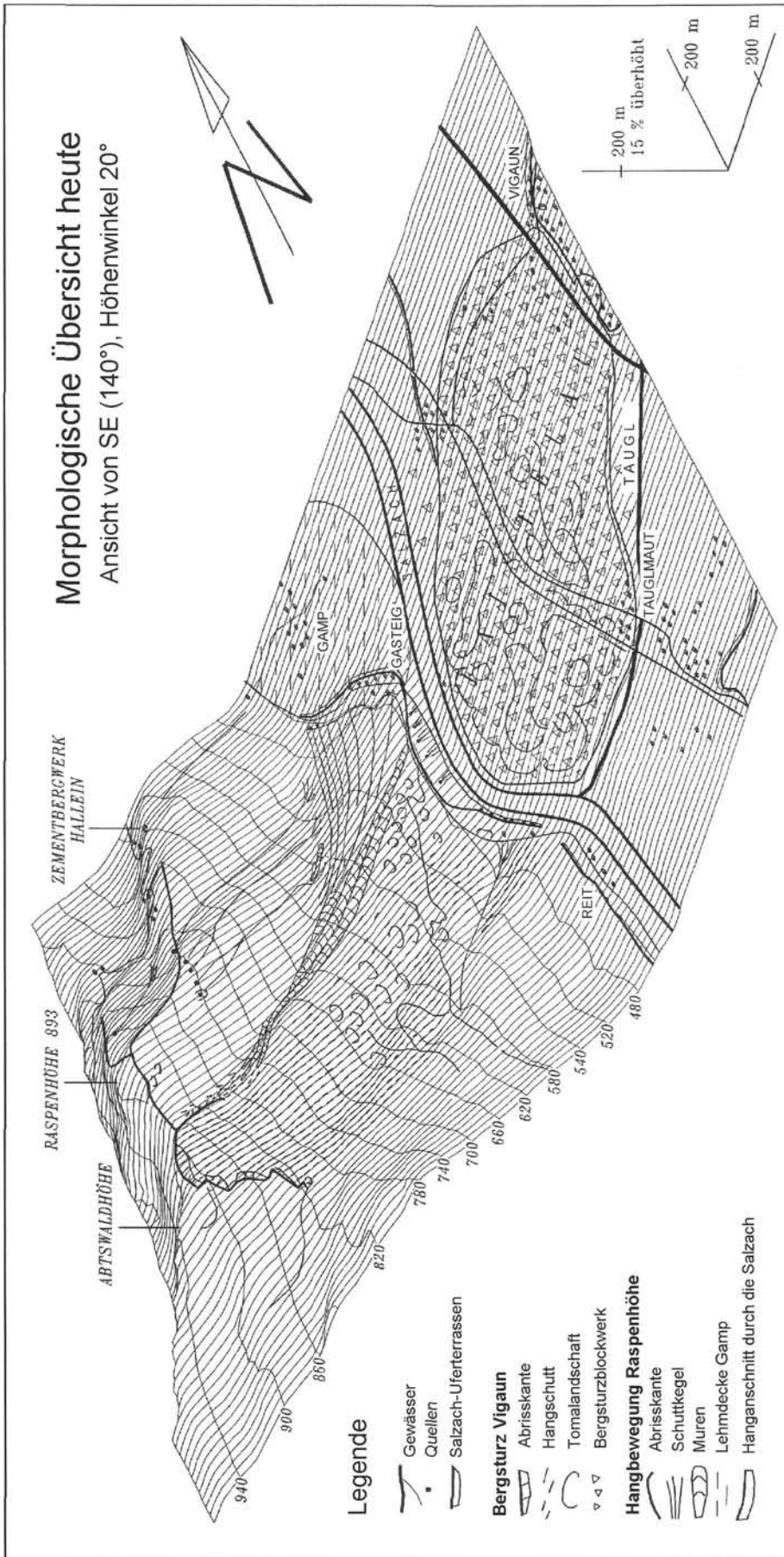


Abb. 4
Morphologische Übersicht heute. Das Geländemodell mit Blickrichtung nach Nordwesten zeigt das Ablagerungsgebiet des Bergsturzes Vigaun und die nachfolgenden Murschübe am Südrand des Schuttkegels Gamp.

Mit dem Modell von MÜLLER-BERNET (zitiert bei HEIM 1932) lassen sich Geschwindigkeit und Dauer des Bergsturzes Vigaun größenordnungsmäßig abschätzen. Das Coulombsche Gesetz der Gleitreibung

$$H = L \cdot \tan \alpha \text{ und } \tan \alpha = \mu \text{ (scheinbarer Reibungskoeffizient)}$$

bezieht sich auf eine Verlagerung der Schwerpunkte.

H Fallhöhe, L Reichweite, α Winkel der Fahrböschung.

Im Fall Vigaun ist der Winkel α der Fahrböschung, das ist die Verbindungslinie von der Abrisskante bis zur Stirn der Bergsturzablagerung, nicht mit dem Winkel zwischen der Horizontalen und der Verbindungslinie der Schwerpunkte ident. Deshalb werden die für die Schwerpunktslinie ermittelten Werte separat in Klammer angegeben.

Der Reibungskoeffizient μ ist gleich dem Tangens des Winkels der Fahrböschung α (Schwerpunktslinie). Mit dem ersten und dritten Newtonschen Gesetz ergibt sich Gleichung (1):

$$M \cdot g \cdot \sin \alpha = M \cdot a + \mu \cdot M \cdot g \cdot \cos \alpha \quad (1)$$

Gravitationskraft = Interne Kraft + Reibung.

M Masse, g Erdbeschleunigung, a Beschleunigung des Bergsturzes.

Durch Auflösen der Gleichung (1) nach a ergibt sich Gleichung (2):

$$a = g \cdot (\sin \alpha - \mu \cdot \cos \alpha) \quad (2)$$

Der scheinbare Reibungskoeffizient für den Bergsturz Vigaun beträgt somit 0,24 (0,27) oder $\tan \alpha_1 = 13^\circ$ ($\tan \alpha_s = 15^\circ$), der durchschnittliche Böschungswinkel: $\alpha_f = 30^\circ$ (Bedeutung der verschiedenen Winkel $\alpha_1, \alpha_s, \alpha_f$ siehe Abb. 5). Die errechnete Beschleunigung beträgt 2,85 (2,53) m/s².

Am Hangfuß wird die maximale Geschwindigkeit v_{max} erreicht:

$$v_{max} = \sqrt{2 \cdot a \cdot L_0} = 67 \text{ (61) m/s} = 241 \text{ (219) km/h} \quad (3)$$

L_0 Reichweite nach HEIM (1932).

Die Zeitdauer für den Abgang des Bergsturzes bis zum Stillstand errechnet sich wie folgt:

$$t_{ges} = 2 (L_0 + L_e) / v_{max} = 61,5 \text{ sec} \quad (4)$$

L_e excessive travel distance nach HSÜ (1975), entspricht dem Abstand zwischen Krone und Fuß einer Massenbewegung (UNESCO Working Party for World Landslide Inventory 1993).

$$(t_{ges} = 2 L_s / v_{max} = 49,6 \text{ sec}) \quad (5)$$

L_s horizontaler Schwerpunktabstand.

Auf Grund des sehr vereinfachten Rechenmodells sind die Resultate nur nach Größenordnungen zu werten. Verglichen mit den an anderen Bergstürze beobachteten Daten scheinen sie durchaus realistisch (siehe VOIGHT & PARISEAU (1978). ABELE (1997) verknüpft das „long run-out“ Phänomen erdgebundener Bergstürze mit Auslaufbewegungen auf wasser-saturierten Talfüllungen und belegt dies u. a. an zahlreichen alpinen Beispielen, zu denen die Verfasser nunmehr auch den Bergsturz Vigaun anfügen. Tatsächlich dürfte die maximale Geschwindigkeit etwas niedriger gewesen sein, zumal sich der Schwerpunkt der Sturzmasse im entscheidenden Moment (noch) nicht am Boden, sondern in einer gewissen Höhe befunden hat (proximales Ende der Masse im Steilhang).

4.2 Bergsturz Vigaun im statistisch-analytischen Vergleich zu anderen Bergstürzen

HSÜ (1975) stellte die Beziehung des scheinbaren Reibungskoeffizienten zum Volumen eines Bergsturzes in folgendem Diagramm dar (Abb. 6) und SASSA (1988) ergänzte diese Darstellung um Bergstürze mit hoher Mobilität. Diese beruht auf Wasseraufnahme durch Abscheren und Aufnahme des wassergesättigten Untergrundes.

Im Diagramm nach HSÜ (1975) und SASSA (1988) (Abb. 6) plottet der Bergsturz Vigaun im Bereich sehr großer Mobilität.

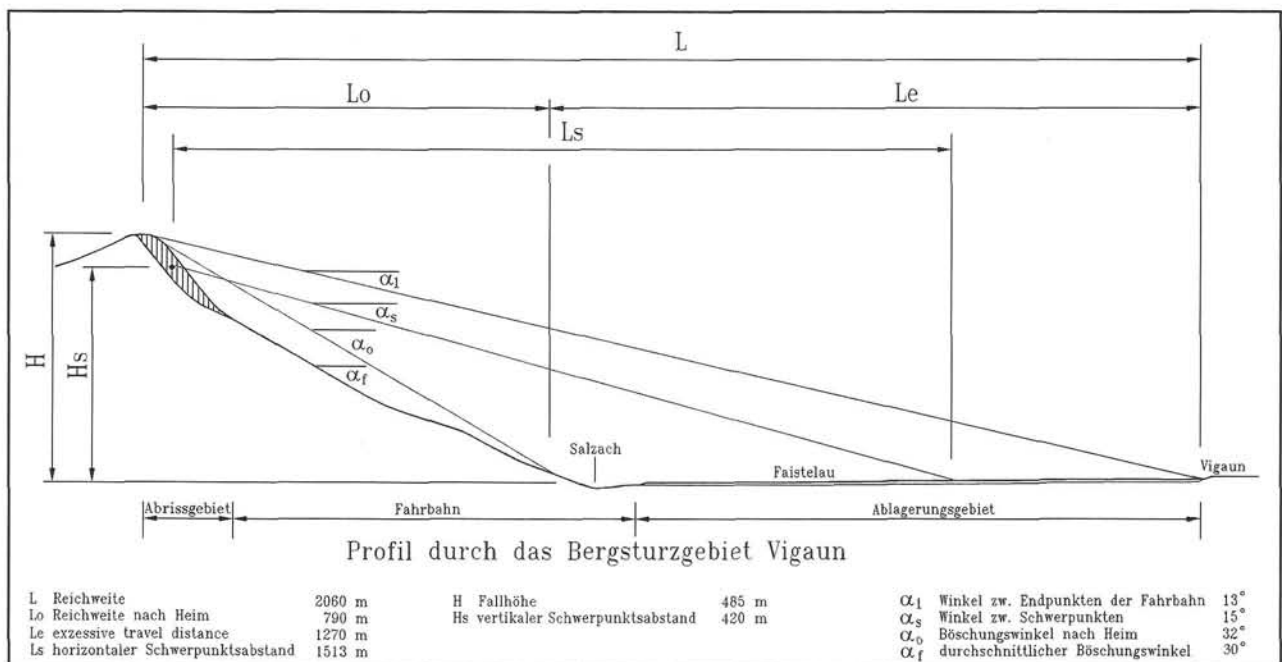


Abb. 5

Fahrbahn des Bergsturzes Vigaun im Profilschnitt WSW-ENE, samt Eckdaten (weitere Erklärungen im Text).

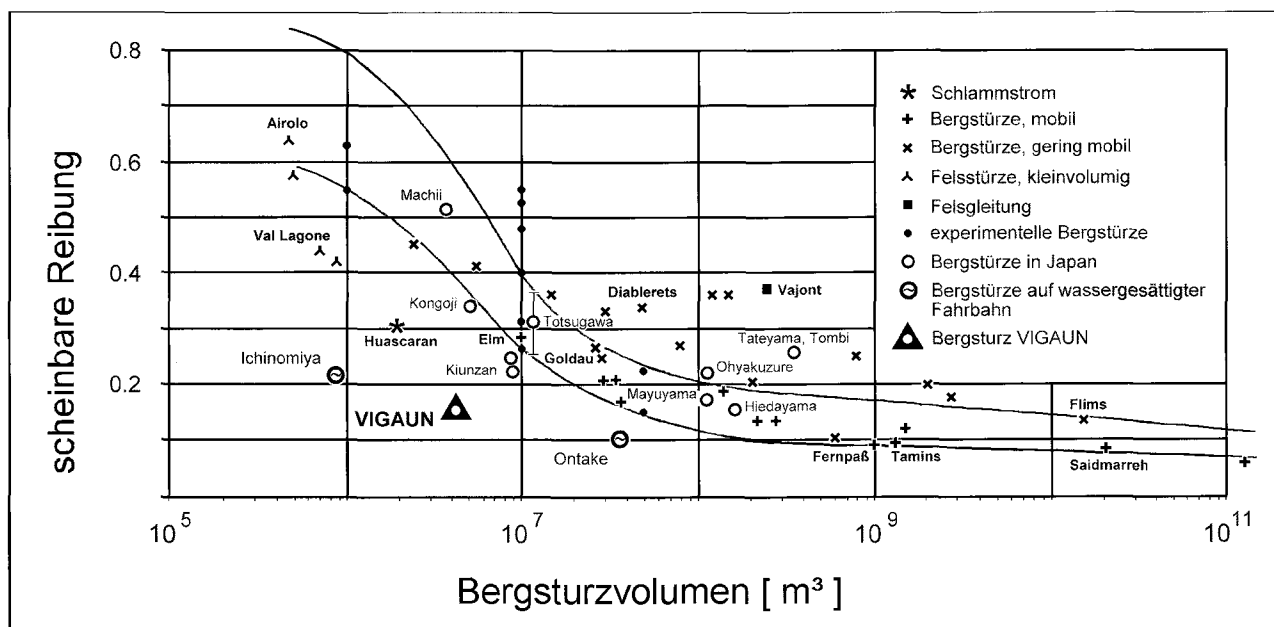


Abb. 6

Korrelation zwischen Bergsturzvolumen und der scheinbaren Reibung (Äquivalentwert: ermittelt aus dem Verhältnis Fallhöhe H zu Reichweite L) nach HSÜ (1975) mit zusätzlichen Werten von OKUDA (1984) und SASSA (1988). Der Bergsturz Vigaun plottet in den Bereich hoher Mobilität.

Zur Abschätzung des Größeneffekts entwickelte SCHEIDEGGER (1973) folgende Grundidee zur Bestimmung der Reichweite L :

$$L = H / \tan \alpha_0 + 0,5 \cdot (9,98 \cdot V^{0,32})$$

$$H = 485 \text{ m (relative Höhendifferenz)}$$

$$V = 4,1 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ (Bergsturzvolumen)}$$

$$\alpha_0 = 32^\circ \text{ (Böschungswinkel nach HEIM 1932)}$$

Die errechnete Reichweite von 2075 m stimmt erstaunlich genau mit der tatsächlichen Reichweite von 2060 m überein. Trotz dieser Übereinstimmung dient die Faustformel von SCHEIDEGGER (1973) nur zur Abschätzung der Reichweite.

Aus den Untersuchungen von TIANCHI (1983) ergaben sich folgende logarithmischen Zusammenhänge:

$$\log A = 1,8807 + 0,5667 \log V$$

Dies ergibt ein vom Bergsturz bedecktes Areal A von 0,42 km² gegenüber der tatsächlichen vorgefundenen Fläche von ca. 1 km².

$$\log L_e = 0,8117 + 0,3218 \log V$$

Dies ergäbe eine maximale Reichweite L_e von 862 m gegenüber der tatsächlich vorgefundenen Länge von 1270 m.

In beiden Diagrammen plottet der Bergsturz Vigaun außerhalb des Vertrauensbereichs von 0,69%. TIANCHI's Vorhersagen beruhen auf der Untersuchung von 76 großen Bergstürzen. Wie der Bergsturz Vigaun zeigt, sind Prognosen auf der Basis von nur zwei Parametern sehr ungenau.

4.3 Diskussion der bergsturzmechanischen Modelle

Sturzereignisse der Größenordnung $>1.000.000 \text{ m}^3$ haben weitaus größere Reichweiten als die kleinvolumigen Felsstürze. Der Versuch, mittels statistischer Methoden ei-

nen Reibungswinkel (im Sinne des Coulombschen Reibungsgesetzes)

$$R = N \mu, \tan \alpha = \mu$$

für große Bergstürze zu bestimmen, führte zur Entdeckung des „Größeneffekts“. Das bedeutet: je größer das Volumen von Bergstürzen, desto kleiner der Reibungswinkel. HSÜ (1975) zeigte anhand statistischer Analysen die Beziehungen zwischen scheinbaren Reibungskoeffizienten und Bergsturzvolumina auf. Der Faktor Durchfeuchtung von Trümmern und Fahrbahn beeinflusst die erwähnte Korrelation und kann sehr große Streubreite bewirken.

Mit den Theorien der Bewegungsmechanik sind folgende an Bergstürzen beobachtete Tatsachen zu erklären:

- ▶ Das Höhen/Längen-Verhältnis (scheinbarer Reibungswinkel) nimmt mit zunehmendem Volumen stürzender Gesteinsmassen ab („Größeneffekt“).
- ▶ Die sequenzielle Abfolge des Ausgangsgesteinskörpers bleibt in Bergsturzablagerungen erhalten, ganze Schichtglieder werden innerhalb der Bergsturzmassen en-bloc transportiert.
- ▶ Nahe den Abrisskanten sind zerschmetterte Blöcke mit „jigsaw effect“ präsent.
- ▶ An den Gleitflächen von Bergsturzablagerungen mit großer Überlagerung und kristallinem Material, beispielsweise Köfels (Tirol) und Langtang (Nepal) treten Friktionite (Bimsstein, Kataklasten) auf (ERISMANN 1979, HEUBERGER et al. 1984, SCHRAMM et al. 1998). Karbonat würde chemisch dissoziieren, anstatt zu schmelzen, dabei träte durch die Bildung von CO₂ ebenfalls ein Schmiereffekt auf.
- ▶ Die Bewegungsfläche kann in den Untergrund verlagert werden (z. B. wurde beim Bergsturz Köfels eine in 2 m Tiefe liegende Wasserleitung freigelegt (HEIM 1882a).
- ▶ Die Bewegung kommt im Bereich seitlicher Rücken, in den distalen Bereichen der Ablagerung (Toma-Landschaft) zum Stillstand.

- Bergsturزابlagerungen ähneln Ablagerungen von Gletschern und Lavaflüssen (McSAVENEY 1978).
- Irdische Bergsturزابlagerungen weisen äußerliche Ähnlichkeiten zu jenen auf Mond und Mars hin (MELOSH 1980).
- Bergsturzmassen kommen plötzlich zum Stillstand.

Während des reviewing-Verfahrens der vorliegenden Studie haben ERISMANN & ABELE (2001) ihr grundlegendes Werk „Dynamics of Rockslides and Rockfalls“ veröffentlicht. Der Schwerpunkt dieses Buches liegt in der Behandlung der unterschiedlichen Mechanismen von Felsgleitungen und Felsstürzen. Somit verweisen die Verfasser anstelle der ursprünglich vorgesehenen referierenden Diskussion über Hypothesen zur Erklärung der Phänomene (HEIM 1882a und 1932, HsÜ 1975), Theorien zur inneren Dynamik von Trümmerströmen (BAGNOLD 1954, KENT 1965, SHREVE 1968, GOGUEL 1978, McSAVENEY 1978, ERISMANN 1979, MELOSH 1980, SASSA 1988, ABELE 1997) und mechanische Verflüssigung (GRIGGS 1922, BAGNOLD 1954, SASSA 1988) auf die Monographie von ERISMANN & ABELE (2001).

5. Allgemeine und örtliche Schlussfolgerungen

Zur Beurteilung des durch Bergstürze herbeigeführten Gefahrenpotentials, vor allem im Bereich von Siedlungen, sind zuverlässige qualitative und quantitative Prognosen hinsichtlich der Bergsturزابlagerungen unumgänglich. Bisherige statistisch-vergleichende Untersuchungen an Bergstürzen ergaben folgendes:

Fahrbahnweiten und Areale der Bergsturزابlagerungen hängen vom Bergsturzvolumen ab, kaum von der Fallhöhe, bestätigt durch die Versuchsreihe von HsÜ (1975) mit thixotropen Flüssigkeiten.

Scherwiderstände an Grenzflächen zwischen Fahrbahn und Bergsturzmasse korrelieren signifikant mit der Geschwindigkeit der Bergsturzmasse und dem Porenwasserdruck, bestätigt durch Experimente mittels Ringscherapparat durch SASSA (1988). Wechselseitige Beeinflussungen verschiedener Faktoren wirken sich bei statistischen Analysen an Bergstürzen mit sehr breiten Streuungen der Ergebnisse aus. Wenn auch einzelne Tendenzen durch Laborexperimente bestätigt werden konnten, so scheinen entweder die bisherigen statistischen Methoden oder statistische Untersuchungen überhaupt für zuverlässige Gefahrenkartierungen ungeeignet.

Geländeuntersuchungen an Bergstürzen zeigten enge Beziehungen zwischen der Gestalt der Bergsturزابlagerungen und der Form der Fahrbahnen auf. Die bewegten Bergsturzmassen „fließen“ quasi über die Fahrbahn, sind also mit den Gesetzen der Flüssigkeiten zu beschreiben. Zuverlässige Prognosemodelle müssten daher folgende Faktoren berücksichtigen: Geländeparameter (Morphologie der Fahrbahn, Volumen und Geometrie des Rutschkörpers), Materialparameter (Zerlegungsgrad vor dem Fall, Scherwiderstand des intakten Gesteins, Scherwiderstand des desintegrierten Materials, Scherwiderstand der Fahrbahn, Wassergehalt der Fahrbahn, Art des Zerfalls: Form der Bruchstücke, Korngrößenzusammensetzung, Tonmineralgehalt und Wassergehalt des Bergsturzmateriale an der Gleitfläche) sowie dynamische Parameter (Geschwindigkeit, Quer-

schnitt des Trümmerstroms, Ausdehnung und Geometrie der Bergsturزابlagerungen).

Die wechselseitigen Abhängigkeiten all dieser Parameter sind nur mittels Computersimulation zu modellieren. Die Aufnahme der Geländeparameter erfolgt vor Ort, die Bestimmung der Materialparameter im Labor und schließlich die Bewertung der Einflusses der dynamischen Parameter anhand der Strömungsgesetze viskoser Flüssigkeiten.

5.1 Örtliche Gefahr von zukünftigen Felsstürzen und Muren

Der mächtige Schuttkegel von Gasteig samt auflagernden Muren und der Bergsturz Vigaun zeigen deutlich auf, dass die westliche Salzachtalflanke am Nordrand der Roßfeldmulde als kritischer Bereich für große Hangbewegungen prädestiniert war und ist. Wenn auch kurzfristig keine Hangbewegungen in der Größenordnung des Bergsturzes Vigaun zu erwarten sind, so bleibt das latente Potential zur Auslösung kleinerer Felsstürze mit Kubaturen bis zu 10^5 m^3 und Murströmen aufrecht.

Die Abrisskante vom Bergsturz Vigaun birgt Rutschkörper, die bei seismischen Erschütterungen und/oder starken Niederschlägen abgehen könnten. Solche Felsstürze erfassen den Hochwald unterhalb der Abrisskante, können aber bei den derzeit gegebenen Verhältnissen weder Gebäude noch Straße am Hangfuß erreichen.

Nördlich der Raspenhöhe befindet sich nahe einer Quelle ein nischenförmiger Anriss, aus dem periodisch zur Schneeschmelze die Wiese oberhalb des Gehöftes Kailen vermurt wurde. Da nicht auszuschließen war, dass ein stärkerer Murenabgang diesen Hof einmal doch erreichen könnte, wurde im Sommer 1992 ein Auffangbecken errichtet und somit die Vermurungsgefahr reduziert.

Offene Zugrisse mit bis zu 30 cm Öffnungsweite dokumentieren die fortschreitende Auflockerung des Felsverbandes der Kieferwand. Abbrechende Felspartien nähren einen Feststoffherd im Nischenboden, von dem aus bei starker Durchfeuchtung Muren abgehen können. Beim Bau der Leitung zum Wasserspeicher Raspenhöhe wurde in den sechziger Jahren (des 20. Jahrhunderts) der durch eine Quelle ständig vernässte Nischenboden drainagiert. Infolge dieser Maßnahme gingen seither keine kleineren Muren mehr ab. Jedoch wird örtliche Murenbildung durch die zunehmende Anhäufung von Hangschutt in der Nische zusammen mit den lehmigen Verwitterungsprodukten der veränderlich festen Mergel begünstigt. Im Falle längerer Regenperioden und/oder Schneeschmelze könnten Murstöße besiedeltes Gebiet und Straße (südlich Gamp) gefährden.

Der Hanganschnitt am Salzach-Westufer (gegenüber dem ehemaligen Schotterwerk Deisl, SW Langwies) wurde 1992 saniert, da die knapp an der Abrisskante verlaufende Straße Gasteig-Reit deutliche Senkungserscheinungen und Risse zeigte. Zwar wurde bereits früher versucht, diese Hangbewegungen durch Grobsteinschichtung bzw. Blocklegung am Salzachufer zum Stillstand zu bringen, jedoch durchnässte die den Schuttkegel entwässernde Quelllinie den Hang derart, dass er weiterhin rutschte. Bei der Sanierung 1992 drainagierte man die Quelllinie und erhöhte die Standfestigkeit durch Blocklegung in straßennahen Gebieten des Hanges. 1997 wurde wegen fortschreitender Sohlerosion der Salzach und der Gefahr von

Hangrutschungen am Salzachufer auch die Schotterentnahme eingestellt.

6. Dank

Für kritische Durchsicht, wertvolle Anregungen, Ergänzungen und Korrekturen danken wir den beiden Reviewern, Dr. Gerhard POSCHER (Innsbruck) und Prof. Dr. Theodor H. ERISMANN (Neuhausen, CH; verstorben am 8. August 2002), sowie dem Redakteur der Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Herrn Prof. Dr. Volker HÖCK (Salzburg).

Literatur

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. Ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – *Wiss. Alpenvereinsh.*, **25**, 230 S., München (Dt. Österr. Alpenverein).
- ABELE, G. (1997): Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments. – *Z. Geomorph.*, N. F., **41**, 1-20, Berlin, Stuttgart.
- BAGNOLD, R. A. (1954): Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newton fluid under shear. – *Proc. R. Soc. London, ser. A*, **225**, S. 49-63, London.
- DEL-NEGRO, W. (1983): Geologie des Landes Salzburg. – Schriftenreihe Landespressebüro, Serie Sonderpublikationen, Nr. 45, 152 S., Salzburg.
- ERISMANN, Th. (1979): Mechanisms of Large Landslides. – *Rock Mechanics*, **12**, S. 15-46, Wien.
- ERISMANN, Th. H. & ABELE, G. (2001): Dynamics of Rockslides and Rockfalls. – 316 S., Berlin u. a. (Springer).
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1987): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – *Geol. Rundschau*, **68**, S. 93-120, Stuttgart.
- GAMERITH, W. & HEUBERGER, H., 1999: Daten zur Eisstromhöhe des eiszeitlichen Salzachgletschers im Salzachquertal zwischen Schwarzach-St. Veit und Salzburg. – *Mitt. Ges. Salz. Landeskunde*, **139**, S. 317-341, Salzburg.
- GOGUEL, J. (1978): Scale-dependent rockslide mechanisms, with emphasis on the role of pore fluid vaporization. – In: VOIGHT, B. (Ed.): *Rockslides and Avalanches, 1 Natural Phenomena*, Dev. Geotech. Eng., 14A, S. 693-705, Amsterdam, Oxford, New York (Elsevier).
- GRIGGS, R. F. (1922): The Mageik Landslide. – In: GRIGGS, R. F., *The Valley of Ten Thousand Smokes*, National Geogr. Soc., S. 135-147, Washington D. C.
- HEIM, A. (1882a): Der Bergsturz von Elm. – *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **34**, S. 74-115, Hannover.
- HEIM, A. (1882b): Über Bergstürze. – *Neujahrsblatt Naturf. Ges. Zürich*, **84**, S. 1-31, Zürich.
- HEIM, A. (1932): Bergsturz und Menschenleben. – 218 S., Zürich (Fretz & Wasmuth Verlag).
- HEUBERGER, H. (1972): Die Salzburger „Friedhöferrasse“ – Eine Schliernterrasse? – *Z. Gletscherkunde Glazialgeol.*, **8**, S. 237-251, Innsbruck.
- HEUBERGER, H., MASCH, L., PREUSS, E. & SCHRÖCKER, A. (1984): Quaternary landslides and rock fusion in Central Nepal and in the Tyrolean Alps. – *Mountain Research and Development*, **4**, S. 345-362, Boulder/Colo.
- HSÜ, K. J. (1975): Catastrophic Debris Streams Generated by Rockfalls. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, S. 129-140, Boulder/Colo.
- HUSEN, D. VAN (1990): 2.4. Quartär. – In: PLÖCHINGER, B., *Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein (Geologische Karte der Republik Österreich)*. – S. 29-36, Wien (Geol. B.-A.).
- HUSEN, D. VAN (1995): Eastern Alps Traverse: 6th Day: July 28; Stops 24 – 26; Tongue basin of Salzach glacier. – In: SCHIRMER, W. (Ed.), *Quaternary field trips in Central Europe, Volume 1, Regional field trips*, S. 406-407, München (Verlag Dr. F. Pfeil).
- HUSEN, D. VAN (2000): Geological Processes during the Quaternary. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**, Jg. 1999, S. 135-156, Wien.
- KENT, P. E. (1965): The Transport Mechanism in Catastrophic Rock Falls. – *J. Geol.*, **74**, S. 79-83, Chicago.
- KIENHOLZ, H., ERISMANN, Th., FIEBIGER, G. & MANI, P. (1993): Naturgefahren: Prozesse, kartographische Darstellung und Massnahmen. – In: BARSCH, D. et al. (Ed.), *Geographie und Umwelt, Tagungsbericht 48. Deutscher Geographentag, Basel, 23.-28. 9. 1991*, S. 293-312, Stuttgart (F. Steiner).
- KIESLINGER, A. (1964): Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – *Mitt. Ges. Salz. Landeskunde, Ergänzungsbd.*, **4**, 436 S., Salzburg (Das Bergland-Buch).
- KOCH-STERNFELD, J. G. R. v. (1859): Ein Ausflug über Salzburg und die Lage von Cucullae. – *Jb. Sbg. Mus. Carolino Augusteum*, Jg. 1859, S. 56-65, Salzburg.
- KRAMER, K. & KRÖLL, A. (1979): Die Untersuchungsbohrung Vigaun U1 bei Hallein in den Salzburger Kalkalpen. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **70**, Jg. 1977, S. 1-10, Wien.
- KRIEGER, A. (1940): Brunnen Gamp. – Unveröff. Gutachten (Amt Salz. Landesregierung, Abt. 1, Akt 1005).
- LINICK, T. W. et al. (1986): High-precision radiocarbon dating of Bristlecone pine from 6554-5350 B. C. – *Radiocarbon*, **28**, no. 2B, Calibration issue, S. 943, New Haven.
- MCSAVENEY, M. J. (1978): Sherman Glacier rock avalanche, Alaska, U.S.A. – In: VOIGHT, B. (Ed.), *Rockslides and Avalanches I*, Dev. Geotech. Eng., 14A, S. 197-258, Amsterdam, Oxford, New York (Elsevier).
- MELOSH, H. J. (1980): Acoustic Fluidisation: A New Geologic Process? – *J. Geophys. Res.*, **84**, S. 7513-7520, Washington D. C.
- MITTERMÜLLER, P. R. (1858): Die Lage von Cucullae. – *Jahrb. Sbg. Mus. Carolino Augusteum*, Jg 1858, S. 61-71, Salzburg.
- OKUDA, S. (1984): Features of debris deposits of large slope failures investigated from historical records. – *Annuals DPRI [Disaster Prevention Research Institute] Kyoto Univ.*, no. **27**, B1, S. 353-368, Kyoto.
- PICHLER, H. (1963): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. – *Geol. Jb. Beih.*, **48**, S. 129-204, Hannover.
- PIPPAN, T. (1957a): Anteil von Glazialerosion und Tektonik an der Beckenbildung am Beispiel des Salzachtales. – *Z. Geomorph.*, N. F., **1**, S. 71-100, Berlin.
- PIPPAN, T. (1957b): Bericht 1956 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Hallein (94/1) und Untersberg (93/2), 1:25.000. – *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1957, S. 52-56, Wien.
- PIPPAN, T. (1958): Bericht 1957 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Hallein 94/1 und Untersberg 93/2, 1:25.000 und dem Stadtplan Salzburg 1:10.000. – *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1958, S. 232-240, Wien.
- PIPPAN, T. (1959): Bericht 1958 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Hallein 94/1 und Untersberg 93/2, 1:25.000 und dem Stadtplan Salzburg 1:10.000. – *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1959, S. A49-A56, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1953): Aufnahmen 1952 auf Blatt Hallein – Berchtesgaden. – *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1953, S. 50-55, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1955): Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **98**, S. 93-144, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. – In: OBERHAUSER, R. (Red.), *Der geologische Aufbau Österreichs*, S. 218-262, Wien (Springer Verlag).
- PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des

- Salzach-Quertales (Salzburg). – Geol. Rundschau, **73**, S. 293-304, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1990): Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein (Geologische Karte der Republik Österreich). – 76 S., Wien (Geol. B.-A.).
- PRINZINGER, A. (1879): Die Eisenbahn und die alten Verkehrswege III. – Mitt. Ges. Salz. Landeskunde, **19**, S. 96-123, Salzburg.
- PRINZINGER, A. (1881): Die Eisenbahn und die alten Verkehrswege IV. – Mitt. Ges. Salz. Landeskunde, **21**, S. 1-23, Salzburg.
- RICHTER, E. (1882): Ein alter Bergsturz im Salzachtal. – Z. dt. österr. Alpenverein, **13**, S. 260-265, Wien.
- SASSA, K. (1988): Special lecture: Geotechnical model for the motion of landslides. – In: BONNARD, C., Landslides, I, S. 37-57, Rotterdam (Balkema).
- SCHEIDEGGER, A. (1973): On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. – Rock Mechanics, **5**, S. 231-236, Wien, New York.
- SCHRAMM, J.-M., WEIDINGER, J. T. & IBETSBERGER, H. J. (1998): Petrologic and structural controls on geomorphology of prehistoric Tsergo Ri slope failure, Langtang Himal, Nepal. – Geomorphology, **26**, no.1-3, S. 107-121, Amsterdam.
- SEEFELDNER, E. (1961): Salzburg und seine Landschaften. – Mitt. Ges. Salz. Landeskunde, Ergänzungsbd. 2, 573 S., Salzburg (Das Bergland-Buch).
- SHALLER, P. J. (1991): Analysis and implications of large Martian and terrestrial landslides. – Ph.D. thesis, California Institute of Technology, 604 S., Pasadena/Ca.
- SHREVE, R. L., (1966) The Sherman Landslide, Alaska. – Science, **154**, S. 1639-1643, London.
- STINI, J. (1942): Trinkwasserversorgung der Stadt Hallein. – Unveröff. Gutachten (Amt Salz. Landesregierung, Abt. 1, Akt 1005).
- STOCKER, E. (1992): Das Taugltal in der westlichen Osterhorngruppe. – In: MÜLLER, G., SITTE, W. & SUIDA, H. (Hrsg.), Exkursionen im Bundesland Salzburg und in Nachbargebieten, S. 133-124, Salzburg (Selbstverl. Inst. f. Geographie).
- TIANCHI, L. (1983): A mathematical model for predicting the extent of a major rockfall. – Z. Geomorph., N. F., **27**, S. 473-482, Berlin, Stuttgart.
- UHLIR, Ch. (1990): Der Bergsturz Vigaun. – In: NEUREITER, M., STEINBERGER, M. & TONWEBER, A. (Red.), Vigaun – von Natur, Kultur, Kur, S. 22-27, Vigaun (Gemeinde Vigaun).
- UHLIR, Ch. (1993): Bergsturz Vigaun – geologisch betrachtet. – Unveröff. Diplomarb. Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 42 Bl., 29 Abb., 3 Beil., Salzburg.
- UNESCO Working Party for World Landslide Inventory (1993): Multilingual landslide glossary. – 30 Bl., Richmond B. C. (BiTech Publishers).
- VOIGHT, B. & PARISEAU, W. G. (1978): Rock slides and avalanches: an introduction. – In: VOIGHT, B. (Ed.), Rock Slides and Avalanches, 1 Natural Phenomena, Dev. Geotech. Eng., 14A, S. 1-67, Amsterdam, Oxford, New York (Elsevier).

Manuskript eingegangen am: 03. 12. 2000 ●

Revidierte Version eingegangen am: 30. 03. 2003 ●

Manuskript akzeptiert am: 09. 04. 2003 ●