



MASTERARBEIT | MASTER'S THESIS

Titel | Title

Die Dobratschbergstürze und ihre Auswirkungen auf die
Talententwicklung im unteren Gailtal

verfasst von | submitted by

Mathias Sebastian Barounig BSc

angestrebter akademischer Grad | in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Master of Science (MSc)

Wien | Vienna, 2026

Studienkennzahl lt. Studienblatt | Degree
programme code as it appears on the
student record sheet:

UA 066 815

Studienrichtung lt. Studienblatt | Degree
programme as it appears on the student
record sheet:

Masterstudium Erdwissenschaften

Betreut von | Supervisor:

Dr. Kurt Decker

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	I
Abstract.....	II
Danksagung	III
1 Einleitung	1
2 Geologischer und geomorphologischer Rahmen	2
2.1 Regionalgeologischer Überblick	2
2.2 Geomorphologischer Überblick	2
2.3 Stratigraphie	3
2.3.1 Ostalpine Einheit der Villacher Alpe	3
2.3.2 Permomesozoische Schichtfolge der Villacher Alpe	4
2.3.3 Quartäre Ablagerungen im unteren Gailtal	5
2.4 Tektonik	6
2.4.1 Periadriatische Störung	6
2.4.2 Tektonik der Villacher Alpe	6
2.4.3 Aktive Tektonik und Seismik	8
3 Allgemeines zu Bergstürzen	9
3.1 Definitionsproblem	9
3.2 Klassifikation gravitativer Massenbewegungen.....	10
3.3 Prozess- und Zustandsparameter gravitativer Massenbewegungen	12
3.4 Ursachen und Auslösemechanismen gravitativer Massenbewegungen	13
3.4.1 Dynamische Belastung	13
3.5 Bergsturzmechanik.....	14
3.5.1 Allgemeine Geometrie eines Bergsturzes.....	14
3.5.2 Dynamik von Bergstürzen.....	15
3.6 Morphologische Strukturen im Ablagerungsgebiet von Bergstürzen	16
3.6.1 Longitudinale Strukturen.....	16
3.6.2 Transversale Strukturen.....	17
3.7 Sedimentologie und Faziesbereiche von Bergsturzablagerungen	17
3.7.1 Carapace-Fazies	17
3.7.2 Body-Fazies.....	18
3.7.3 Basale-Fazies.....	19
3.8 Charakteristik von Bergstürzen.....	20
4 Bergstürze vom Dobratsch.....	21
4.1 Prädisposition und Auslösemechanismus	22
4.2 Volumen und Geometrie	22
5 Methodik.....	23
5.1 Geologische Kartierung	23
5.2 Laboranalyse	23
5.3 Geländemodell	24
5.3.1 Datengrundlage und grafische Aufbereitung.....	24
5.3.2 Volumenberechnung und Kinematik.....	24
6 Ergebnisse	25
6.1 Geologische Kartierung	25
6.1.1 Prä-Bergsturzablagerungen	25
6.1.2 Abrissgebiet älterer Bergstürze	28
6.1.3 Abrissgebiet jüngerer Bergstürze	29
6.1.4 Ablagerungsgebiet älterer Bergstürze	30
6.1.5 Ablagerungsgebiet jüngerer Bergstürze	36
6.1.6 Publierte ³⁶ Cl-Expositionsdaten	43
6.1.7 Post-Bergsturzablagerungen.....	44
6.2 Laboranalyse	47
6.3 Modellierung der jüngeren Bergstürze.....	50

6.3.1	Volumen und Geometrie	50
6.3.2	Kinematik	54
7	Diskussion	55
7.1	Die Stratigraphie der quartären Ablagerungen und die Chronologie der Prozesse	55
7.1.1	Turnberg-Einheit (prä-Würm-Hochglazial) und Grundmoränenablagerungen (Würm-Hochglazial)	55
7.1.2	Ältere Bergsturزابlagerungen	56
7.1.3	Jüngere Bergsturزابlagerungen	58
7.1.4	Rückstausedimente	60
7.2	Erkenntnisse der Bergsturzdynamik im speziellen am Beispiel der jungen Schütt	62
8	Fazit	64
9	Literaturverzeichnis	66
10	Anhang	71
	Anhang A: Aufschlussliste	71
	Anhang B: Bohrprofile	75

Beilagenverzeichnis

Beilage 1: Geologische Karte, Maßstab 1:20.000, 1 Blatt

Zusammenfassung

Diese Arbeit rekonstruiert den Bergsturzkomplex der Dobratsch-Südwand (Villacher Alpe, Kärnten) und untersucht dessen geomorphologische sowie sedimentologische Auswirkungen auf das untere Gailtal. Grundlage sind eine detaillierte geologische Kartierung, lithofazielle und mikroskopische Untersuchungen, die Auswertung hochauflösender Geländemodelle, die Neubewertung publizierter ^{36}Cl -Expositionsalter sowie kinematische Überlegungen. An der Dobratsch-Südwand liegt ein mehrphasiger Bergsturzkomplex vor. Westlich und östlich der Gailitz werden prä-würmhochglaziale quartäre Ablagerungen aufgrund ihrer faziellen Übereinstimmungen als Turnberg-Einheit zusammengefasst. Diese wird von Grundmoränenablagerungen des Würm-Hochglazials überlagert, während die älteren Bergsturzablagerungen selbst keine glaziale Überprägung zeigen und damit post-hochglazial nach dem LGM (MIS 2) einzuordnen sind. Die jüngere, historische Bergsturzgeneration wird dem Erdbeben vom 25. Januar 1348 zugeordnet und gliedert sich in mehrere Teilstürze, von denen jener aus der Roten Wand mit einem Abrissvolumen von rund $53 \times 10^6 \text{ m}^3$ und einer Fahrböschung α_1 von 12° das dominierende Teilereignis darstellt. Alle jungen Teilstürze setzen mit einer gleitenden Initialbewegung ein. Im Ablagerungsgebiet der Roten Wand belegen eine korngestützte, blockreiche Carapace- bis Megablockfazies, eine stark fragmentierte Body-Fazies mit Jigsaw-Subfazies sowie longitudinale Wälle, Hügel und Kompressionsstrukturen einen hochmobilen Bergsturz mit deutlich sturzstromartigem Auslauf. Die übrigen Teilstürze zeigen demgegenüber nur schwächer ausgeprägte Hinweise auf solche sturzstromartigen Ausläufe und blieben stärker an die gleitende Initialbewegung gebunden. Feinkörnige Sedimente nördlich von Hohenthurn und in der Seewiese belegen mindestens zwei Rückstausituationen und zeigen, dass die Dobratsch-Bergstürze die Entwässerung wiederholt absperreten oder umlenkten und damit die postglaziale Talentwicklung des unteren Gailtals wesentlich beeinflussten.

Abstract

This study reconstructs the rock avalanche complex of the Dobratsch south face (Villacher Alpe, Carinthia) and investigates its geomorphological and sedimentological impact on the lower Gail Valley. It is based on detailed geological mapping, lithofacies and microscopic analyses, the evaluation of DEM data, the reassessment of published ^{36}Cl exposure ages, and kinematic considerations. The Dobratsch south face is characterized by a multiphase rock-avalanche complex. West and east of the river Gailitz, pre-Würmian high-glacial Quaternary deposits are grouped as the Turnberg Unit based on their facies similarities. This unit is overlain by high-glacial till of the Würm glaciation, whereas the older rock-avalanche deposits themselves show no glacial overprint and must therefore be assigned to a post-high-glacial period after the LGM (MIS 2). The younger, historical rock-avalanche generation is attributed to the earthquake of 25 January 1348 and is subdivided into several partial failures, of which the Rote Wand sub-event represents the dominant one, with a source volume of about $53 \times 10^6 \text{ m}^3$ and a Fahrböschung angle α of 12° . All young partial failures started with an initial sliding movement. In the depositional area below the Rote Wand, a clast-supported, block-rich carapace- to megablock facies, a strongly fragmented body facies with jigsaw puzzle subfacies, as well as longitudinal ridges, hummocks, and compressional structures indicate a highly mobile rock avalanche with a distinctly sturzstrom-like runout. The other partial failures show only weakly developed evidence of such sturzstrom-like runout. These rock avalanches remained more strongly tied to the initial sliding phase. Fine-grained sediments north of Hohenthurn and in the Seewiese area record at least two backwater situations and show that the Dobratsch rock avalanches repeatedly dammed or diverted drainage and thereby significantly influenced the postglacial valley development of the lower Gail Valley.

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt meinen beiden Betreuern Kurt Decker und Jürgen Reitner, die mir mit ihrer fachlichen Kompetenz und großem persönlichem Engagement stets zur Seite standen und mich im Gelände tatkräftig unterstützt haben.

Ebenso bedanke ich mich herzlich bei Susan Ivy-Ochs, Marc Ostermann und Lukas Plan für ihre Bereitschaft, mich in meinem Arbeitsgebiet zu begleiten. Durch zahlreiche anregende Gespräche haben sie ihr umfangreiches Fachwissen geteilt und mir wertvolle Denkanstöße gegeben.

Für die hervorragende Präparation der Dünn- und Großschliffe möchte ich mich bei Claudia Beybel bedanken.

Nicht zuletzt danke ich meiner Familie, insbesondere meinen Eltern, für ihre stetige Unterstützung, ihre Geduld und ihren Rückhalt. Ohne sie wäre diese Arbeit in dieser Form nicht möglich gewesen.

1 Einleitung

Bergstürze zählen zu den bedeutendsten gravitativen Massenbewegungen im alpinen Raum. Sie sind durch das plötzliche Versagen großer Gesteinsmassen gekennzeichnet und können innerhalb kurzer Zeit erhebliche Auswirkungen auf Siedlungen, Verkehrswege und technische Infrastrukturen haben. Über diese unmittelbaren Schadensfolgen hinaus kommt den entstehenden Ablagerungen jedoch eine besondere Bedeutung zu. Bergsturzablagerungen sind in der Lage, Talräume teilweise oder vollständig zu versperren, Flussläufe umzulenken oder aufzustauen und damit die weitere Talentwicklung nachhaltig zu beeinflussen (Abele, 1974; Hewitt, 2006; Korup et al., 2010; Reitner et al., 2018).

Die Ausbildung, Morphologie und räumliche Verteilung solcher Ablagerungen stehen in engem Zusammenhang mit den geologischen und strukturellen Rahmenbedingungen im Abbruchgebiet (Abele, 1974; Dufresne & Davies, 2009; Dunning, 2004, 2006; Heim, 1932). Ebenso wesentlich sind die topografischen Verhältnisse (Korup et al., 2007). Reliefenergie, Hangneigung und die Geometrie des Talraums steuern sowohl die Mobilisierung der Gesteinsmassen als auch deren Bewegungsbahnen und die räumliche Verteilung der Ablagerungen (Abele, 1974; Cruden & Varnes, 1996; Heim, 1932). Hinzu kommen die Bewegungs- und Fragmentationsprozesse während des Ereignisses selbst, die Reichweite, interne Struktur und Ablagerungsmuster maßgeblich beeinflussen (Davies & McSaveney, 2009; McSaveney & Davies, 2006). Charakteristische Ablagerungsformen von Bergstürzen wie blockreiche Schuttkörper oder hügelige Oberflächen, erlauben Rückschlüsse auf Dynamik, Transportprozesse und Fragmentationsintensität der Ereignisse (Dufresne et al., 2016; Dufresne & Davies, 2009; Dunning, 2004).

Die vorliegende Arbeit untersucht die Ablagerungsformen der Dobratsch-Bergstürze und deren Einfluss auf die Talentwicklung im unteren Gailtal. Im Zentrum stehen die geomorphologische Gliederung der Ablagerungen, ihre sedimentologischen Merkmale sowie deren Aussagekraft für Ablauf und Dynamik der Ereignisse.

2 Geologischer und geomorphologischer Rahmen

2.1 Regionalgeologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 2-1) liegt im südlichen Abschnitt der Ostalpen und nimmt innerhalb des Alpenorogens eine geologisch zentrale Position ein. In diesem Raum treffen die beiden großtektonischen Einheiten des Ostalpins (Gailtaler Alpen und Nordkarawanken) und des Südalpins (Karnische Alpen und Südkarawanken) unmittelbar aufeinander. Beide Einheiten unterscheiden sich deutlich in ihrer tektonischen Entwicklung, ihrem Deformationsgrad sowie im Ausmaß der alpinen Metamorphose (Schmid et al., 2004; Schuster et al., 2019). Während das Ostalpin im Zuge der alpinen Gebirgsbildung stark deformiert und teilweise metamorph überprägt wurde, blieb das Südalpin weitgehend von einer alpinen Hochdruckmetamorphose verschont (Ahrendt, 1980; Schuster & Stüwe, 2022).

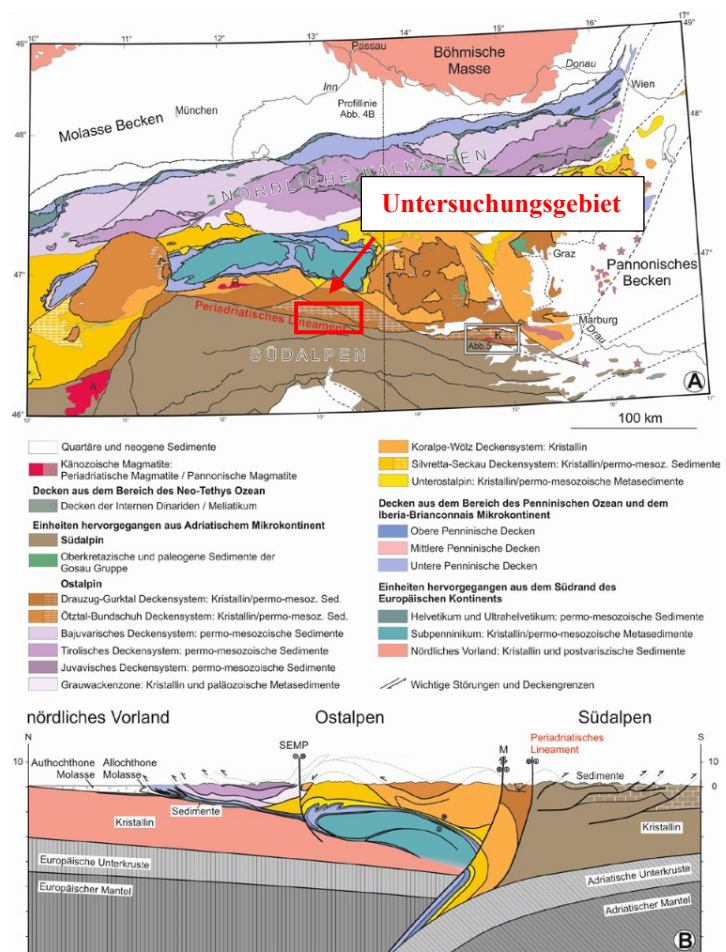


Abb. 2-1: Tektonische Karte der Ostalpen (A) mit einem Nord-Süd Profil durch die Ostalpen (B) nach Schmid et al. (2004). Der rote Rahmen zeigt die Lage des Untersuchungsgebietes.

Die Grenze zwischen diesen Einheiten wird durch die Periadriatische Störung markiert. Dabei handelt es sich um eine tiefreichende, mehrere hundert Kilometer lange Störungszone, die vom westlichen Mittelmeerraum bis in den pannonischen Raum verfolgt werden kann (Stöckhert, 1984). Nach Schuster und Stüwe (2022) stellt sie die bedeutendste tektonische Grenzstruktur innerhalb der Ostalpen dar und markiert die Kontaktzone zwischen der Adriatischen und der Europäischen Platte. Der österreichische Abschnitt dieser Scherzone umfasst unter anderem die Gailtal- und Karawankenstörung.

2.2 Geomorphologischer Überblick

Das Gailtal ist ein von West nach Ost verlaufendes Längstal im Süden Österreichs und erstreckt sich über eine Distanz von mehr als 100 km von Kartitsch in Osttirol bis nach Villach in Kärnten. Morphologisch lässt sich das Tal in das Tiroler Gailtal, das Kärntner Lesachtal sowie ab Kötschach-Mauthen in ein oberes und ein unteres Gailtal gliedern. Das untere Gailtal beginnt dabei im Bereich von Hermagor und erstreckt sich talwärts bis in den Raum Villach.

Der größte Teil des Tals wird östlich des Kartitscher Sattels, der in einer Seehöhe von 1530 m ü. A. die Talwasserscheide bildet, durch den Fluss Gail nach Osten hin entwässert. Die Gail entspringt einem Moorgebiet im Bereich des Kartitscher Sattels und mündet nach einer Fließstrecke von mehr als 120 km bei Maria Gail (nahe Villach) in die Drau.

Orographisch wird das Gailtal im Norden von den Gailtaler Alpen mit den Lienzer Dolomiten und im Süden von den Karnischen Alpen sowie dem westlichen Teil der Karawanken eingerahmt. Diese Gebirgszüge erreichen Höhen von über 2700 m (Große Sandspitze, Hohe Warte) und ragen mit steil abbrechenden Felsflanken bis zu 1500 Höhenmeter über den Talboden hinaus. Gegen Osten öffnet sich das Tal zum Klagenfurter Becken, das mit einer Fläche von rund 1750 km² das größte inneralpine Becken der Ostalpen darstellt.

Die heutige Morphologie des Gailtals wurde wesentlich durch die vier Vergletscherungsphasen im Quartär geprägt (Günz, Mindel, Riss, Würm; van Husen, 2000; Reitner, 2022). Besonders während des Höhepunktes der letzten Eiszeit (115 ka-12 ka) im Würm-Hochglazial (ca. 26 ka-19 ka) kam es zur Ausformung eines Trogtals mit U-förmigen Querschnitt und charakteristischen glazialen Sedimentkörpern (van Husen & Draxler, 1981). Gemäß den Evidenzen von Penck und Brückner (1909) erreichte der Gailgletscher im Untersuchungsraum eine Eishöhe von ca. 1600 m. Mit dem Rückzug der Gletscher am Ende des Spätglazials entfiel die stützende Wirkung des Eises auf die Talflanken, wodurch es in Kombination mit der hohen Reliefenergie zur verstärkten Aktivierung gravitativer Massenbewegungen kam (Evans & Clague, 1994). Besonders deutlich zeigt sich diese Entwicklung im Bereich der Südflanke des Dobratsch (Villacher Alpe), wo es infolge der postglazialen Entlastung zu mehreren großvolumigen Bergsturzereignissen kam (Brandt, 1981; Hütschler, 1981; Till, 1907).

2.3 Stratigraphie

2.3.1 Ostalpine Einheit der Villacher Alpe

Das Gebirge der Villacher Alpe ist der großtektonischen Einheit des Ostalpins zuzuordnen. Die dort aufgeschlossene permomesozoische Schichtfolge stellt eine oberostalpine Serie dar und zeigt insbesondere durch die Ausbildung mitteltriadischer Buntkalke enge fazielle Bezüge zu den Gesteinsabfolgen der Nordkarawanken (Colins & Nachtmann, 1974; Nachtmann, 1975). Im Liegenden dieser Sedimentabfolge steht das sogenannte Gailtalkristallin an, ein polymetamorphes Grundgebirge, das nach Heinisch et al. (1984) in drei tektonische Einheiten gegliedert werden kann. Zu unterscheiden sind eine nördliche Granatglimmerschieferzone mit Hauptmetamorphose in der höheren Grünschieferfazies, eine südliche Staurolith-Granatglimmerschieferzone mit Hauptmetamorphose in der hohen Amphibolithfazies sowie eine dazwischen liegende Phyllonitzzone, die als Scherzone interpretiert wird und vermutlich eine niedrig- bis mittelgradige Metamorphose (Diaphthorese) durchlief.

Tektonisch begrenzt lagern dem Gailtalkristallin entlang des Nötschgrabens die Sedimente des sogenannten Nötscher Karbons auf. Diese bestehen überwiegend aus fossilreichen Tonschiefern, Sandsteinen und Konglomeraten mit Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern. Nach Colins und Nachtmann (1974) lassen sich drei lithofazielle Karbongruppen unterscheiden, von denen im Bereich östlich des Dobratsch ausschließlich die Nötschgraben-Gruppe aufgeschlossen ist. Da weder Gailtalkristallin noch Nötscher Karbon im engeren Arbeitsgebiet direkt anstehen, wird auf eine detaillierte Beschreibung dieser Einheiten verzichtet.

2.3.2 Permomesozoische Schichtfolge der Villacher Alpe

Eine detaillierte stratigraphische Abfolge der Villacher Alpe wurde umfassend von Colins & Nachtmann (1974, 1978) auf Basis der Arbeiten von Anderle (1951) dokumentiert. Die Sedimentationsfolge (vgl. Abb. 2-2; Bechstädt et al., 1976; Bechstädt, 1978) beginnt im Perm mit dem Permoskyth-Sandstein, der auch als Grödner Sandstein bezeichnet wird. Er besteht aus roten Sandsteinen und Konglomeraten und erreicht an der Basis des Dobratsch Mächtigkeiten von über 150 m erreicht (Colins & Nachtmann, 1974).

Darüber folgen die Werfener Schichten (Skyth), die durch einen markanten Farbwechsel zu braun- bis hellgrauen Lithologien sowie durch einen erhöhten Anteil feinkörniger, toniger Sedimente gekennzeichnet sind. Eine scharfe stratigraphische Grenze zum Permoskyth-Sandstein ist nicht ausgebildet (Bechstädt, 1978; Nachtmann, 1975; Warch, 1973). Dolomitisch-mergelige Lagen sowie Rauhwacken im Hangenden weisen auf eine zunehmend evaporitische Entwicklung hin und markieren den Übergang zum Muschelkalk (Nachtmann, 1975).

Der Muschelkalk beginnt im Unteranis mit Wechsellagerungen aus Tonschiefern und Dolomiten, lokal begleitet von Gipslagen. Zum Hangenden hin dominieren helle Dolomite der Zwischendolomit-Fazies (Oberanis), die an der Südwestseite des Dobratsch Mächtigkeiten von etwa 300 m erreichen (Nachtmann, 1975).

Im oberen Teil des Zwischendolomits setzt ein ausgeprägter mitteltriadischer Vulkanismus ein, der vom Oberanis bis in das Karn andauert (Colins & Nachtmann, 1974). Dieser umfasst in der Liegendscholle Vulkanite der sogenannten Rupa-Entwicklung (Agglomerate, Tuffe, lokale Laven) sowie feinkörnige Tuffe und Tuffite mit intermediärem bis saurem Chemismus, die in beiden tektonischen Schollen auftreten (Colins & Nachtmann, 1974; Strehl, 1980). Petrographisch und zeitlich ist dieser Vulkanismus mit jenem der Südalpen vergleichbar (Strehl, 1980).

In engem Kontakt mit den mitteltriadischen Vulkaniten stehen die fossilreichen, teils grobspätigen Buntkalke, die dem oberen Anis bis zur Grenze Ladin-Karn zugeordnet werden (Colins & Nachtmann, 1974). An der Basis treten rote, grüne und graue Kalke auf, darunter Orthocerenkalke, Ammonitenkalke, Bankkalke und Knollenkalke, die auf eine Beckenentwicklung hinweisen (Colins & Nachtmann, 1974). Darüber lassen sich Riffschuttkalke und Lagunenkalke finden, die den Übergang zum Wettersteinkalk markieren. Diese fazielle Vielfalt ist nur in der Liegendscholle vollständig ausgebildet (Colins & Nachtmann, 1974). In der Hangendscholle dominieren graue, knollig bis gebankte Kalke mit dünnen tuffitischen Lagen (Colins & Nachtmann, 1974).

Mit einer Gesamtmächtigkeit von bis zu 1300 m bildet der Wettersteinkalk bzw. Wettersteindolomit (Ladin bis Unteres Karn) den Hauptkamm des Dobratsch. In beiden tektonischen Schollen lassen sich zwei große Faziesräume unterscheiden (Colins & Nachtmann, 1974): eine massige Rifffazies mit Riffknospen, Riffschutt, Schwämmen und Korallen in Lebensstellung sowie eine etwas hellere Lagunenfazies mit gebankten Algenstromatolith-Kalken und mikritischen bis arenitischen Kalken mit reichem Fossilinhalt. Große Abschnitte der Lagunenfazies sind dolomitisch umgewandelt und führen im hangenden Bereich zunehmend Blei-Zink Vererzungen (Schneider, 1964; Schulz, 1968).

Besondere Bedeutung kommt den Raibler Schichten (Karn) zu, da sie als Gleithorizont der Dobratsch-überschiebung eine wichtige tektonische Rolle spielen (Colins & Nachtmann, 1974). Die Folge beginnt mit einer pyritisierten Grenzbank aus Oolithen. Innerhalb der rund 80 bis 100 m mächtigen Abfolge lassen sich drei Schieferhorizonte mit zwischengelagerten karbonatischen Serien unterscheiden. Besonders auffällig ist eine markante Onkolithbank im dritten Horizont, die unter anderem zahlreiche Fossilreste enthält (Colins & Nachtmann, 1974; Kraus, 1969).

Den oberen Abschluss der Sedimentabfolge bildet der Hauptdolomit (Nor), ein meist fossilarmes, gut geschichtetes Dolomitgestein, das an der Nordseite des Dobratsch aufgeschlossen ist und Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern erreicht (Colins & Nachtmann, 1974).

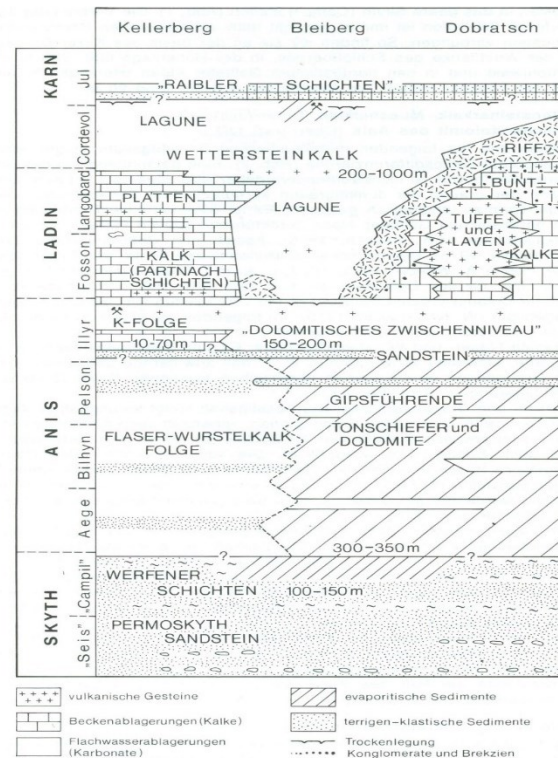


Abb. 2-2: Faziesverteilung in den östlichen Gailtaler Alpen nach Bechstdt, Brandner & Mostler (1976) sowie Bechstdt (1978), aus Hauser et al. (1982, Abb. 2).

2.3.3 Quartäre Ablagerungen im unteren Gailtal

Die quartären Ablagerungen des unteren Gailtals spiegeln eine komplexe Abfolge glazialer, glazifluvialer, limnischer und fluviatiler Sedimentationsprozesse wider. Die, während der letzten beiden Vergletscherungen im Riss und Würm sowie deren Interglazial (Eem) gebildeten Sedimentkörper sind im Talraum vielfach lateral verzahnt und prägen bis heute den morphologischen Aufbau des Hügellandes beiderseits der Gailitz (van Husen & Draxler, 1981).

Zu den ältesten quartären Ablagerungen im Untersuchungsgebiet zählen stark verfestigte und verwitterte Konglomerate, die westlich der Gailitz lokal anstehen und historisch als „Vinza-Nagelfluh“ (Anderle, 1951) bezeichnet werden. Diese grobklastischen Sedimente werden von Hauser et al. (1982) dem Vor-Riß-Interglazial zugeordnet und dokumentieren eine frühe Phase fluviatiler Sedimentation im unteren Gailtal. Darüber folgt eine Abfolge feinkörniger Beckenablagerungen aus Tonen, Schluffen und Feinsanden, die von van Husen & Draxler (1981) als Stillwassersedimente eines glazial beeinflussten Seebeckens interpretiert werden. Die Altersstellung dieser Sedimente wurde ursprünglich auf Basis organogener Horizonte mit ca. 35 ka in ein würmzeitliches Interstadial gestellt. Neuere Untersuchungen weisen jedoch darauf hin, dass diese Horizonte deutlich älter sind und ein Alter von ca. 115 ka erreichen können. Damit wären sie eher dem letzten Interglazial (Eem, MIS 5e) beziehungsweise dem frühesten Abschnitt der folgenden Kaltzeit zuzuordnen (van Husen, 2000).

Im Zuge des würmzeitlichen Eisvorstoßes kam es zu verstärkter glazifluvialer Sedimentation. Mächtige Kieskörper bauen heute große Tiefe des Hügellandes beiderseits der Gailitz auf. Östlich der Gailitz treten diese Kiese häufig als Deltaschüttungen auf und zeigen wechselnde Schüttrichtungen von NE bis SE, während sie

westlich der Gailitz überwiegend als Vorstoßschotter ausgebildet sind (van Husen & Draxler, 1981). Den Abschluss der Sedimentation im Würm-Hochglazial (ca. 26 ka – 19 ka) bildet eine Grundmoräne, welche die glazifluvialen Ablagerungen überdeckt (van Husen & Draxler, 1981).

Lokal treten im Talraum auch spätglaziale Beckenablagerungen auf, die feinkörnige Sedimente mit darüber folgenden Sand- und Kieslagen umfassen und als Auffüllung kleiner Rückstaubecken interpretiert werden (van Husen & Draxler, 1981).

Nach dem Rückzug des würmzeitlichen Gletscher am Ende des Spätglazials (ca. 11,7 ka) setzte im Holozän eine erneute Umgestaltung des Talraumes ein. Der zuvor übertiefte Talboden wurde durch alluviale und gravitative Prozesse schrittweise aufgefüllt. Dazu zählen Schotterterrassen der Gail, Schwemmfächer im Bereich der Seitentäler und Hangschutt in höheren Lagen. In tiefer gelegenen und zeitweise vernässten Bereichen bildeten sich zudem limnische Ablagerungen.

Von besonderer geomorphologischer Bedeutung sind die wiederholt auftretenden gravitativen Massenbewegungen an der Dobratsch-Südwand. Die mächtigen Bergsturzablagerungen griffen wiederholt in den Talraum ein, beeinflussten die Lage des Flusslaufes und prägten die jüngste Entwicklung des unteren Gailtals maßgeblich.

2.4 Tektonik

2.4.1 Periadriatische Störung

Das Periadriatische Lineament trennt im Untersuchungsgebiet die Villacher Alpe im Norden von den Karnischen Alpen und Karawanken im Süden (Abb. 2-3). Es stellt ein tiefreichendes tektonisches Störungssystem dar, das nach Schuster und Stüwe (2022) über längere Zeiträume hinweg wiederholt reaktiviert wurde. Ihre Anlage reicht wahrscheinlich auf präalpidische Strukturen zurück (Schuster & Stüwe, 2010). Während der alpidischen Orogenese kam es entlang dieser Zone zur Subduktion ostalpinen Krustenteile sowie zur Abscherung und Überschiebung von Teilen der Adriatischen Platte in den Orogenkeil (Schuster et al., 2019).

Im Miozän wurde das Lineament infolge des tektonischen Vorstoßes des südalpinen Indenters und der damit verbundenen Nord-Süd-Einengung durch laterale Extrusion ostalpinen Einheiten nach Osten zu einer dextralen Scherzone reaktiviert (Ratschbacher et al., 1989, 1991a, b). Dadurch entstand ein System aus Seitenverschiebungen und Abschiebungen, das im Bereich der Villacher Alpe durch lokale Störungszonen wie der Möll-Drautal-Linie und den Bleiberger Bruch ergänzt wird, welche den Nordrand des Gebirgsstocks begrenzen (Neubauer & Genser, 1990; Reinecker & Lenhardt, 1999; Abb. 2-3). Die anhaltende Rotation und Nordbewegung der Adriatischen Platte führt auch heute noch zu tektonischen Bewegungen entlang dieser Zonen und ist maßgeblich für die hohe seismische Aktivität im Raum Villach-Friaul-Julisch Venetien verantwortlich (Hausmann et al., 2024; Sprenger, 1996).

2.4.2 Tektonik der Villacher Alpe

Der tektonische Bau der Villacher Alpe wurde maßgeblich durch das umliegende Störungs- und Bruchsystem geprägt. Besonders bedeutend sind die Möll-Drautal-Linie und der Bleiberger Bruch, die gemeinsam mit quer

verlaufenden Nebenstörungen eine stufenförmige Absenkung des Dobratsch-Massivs nach Osten verursachen (Hauser et al., 1982).

Zentraler Bestandteil des internen Baus ist die sogenannte Dobratschüberschiebung (Colins & Nachtmann, 1978). Sie trennt zwei tektonische Einheiten: eine unterlagerte Liegendscholle mit einer vollständigen permotriadischen Schichtfolge vom Permoskyth-Sandstein bis zum Wettersteinkalk und eine darüberliegende Hangendscholle mit anisichen Dolomiten, ladinischer Beckenfazies und massivem Wettersteinkalk (Colins & Nachtmann, 1978). Die Überschiebungsfläche verläuft entlang eines schwach konsolidierten Horizonts innerhalb der Raibler Schichten, der als tektonische Gleitzone wirkte (Colins & Nachtmann, 1978).

Generell zeigt das Schichtgefüge entlang der Dobratsch-Südwand ein flach bis mittelsteiles Einfallen der Schichten nach Norden. In den gebankten bis massigen Karbonatgesteinen lassen sich zwei deutlich ausgeprägte Kluftscharen erkennen, die senkrecht aufeinander stehen und normal zur Schichtung verlaufen. Gefügemessungen von Brandt (1981) und Hütschler (1981) dokumentieren eine dominierende Kluftchar in West-Ost-Richtung mit steil nach Süden einfallenden Flächen, die somit parallel zur Südwand des Dobratsch ausgerichtet sind. Eine zweite, untergeordnete Kluftchar verläuft in Nord-Süd-Richtung. Diese Strukturen stehen im Zusammenhang mit der stufenförmigen Ostabsenkung der Villacher Alpe und spiegeln die tektonischen Spannungsverhältnisse im Untersuchungsraum wider. Ihre Entstehung wird auf Zug- und Druckspannungen zurückgeführt, die durch die Nordverlagerung des südalpinen Indenters sowie durch die tektonische Absenkung des Klagenfurter Beckens bedingt sind (Hauser et al., 1982; vgl. auch Brandt, 1981; Hütschler, 1981).

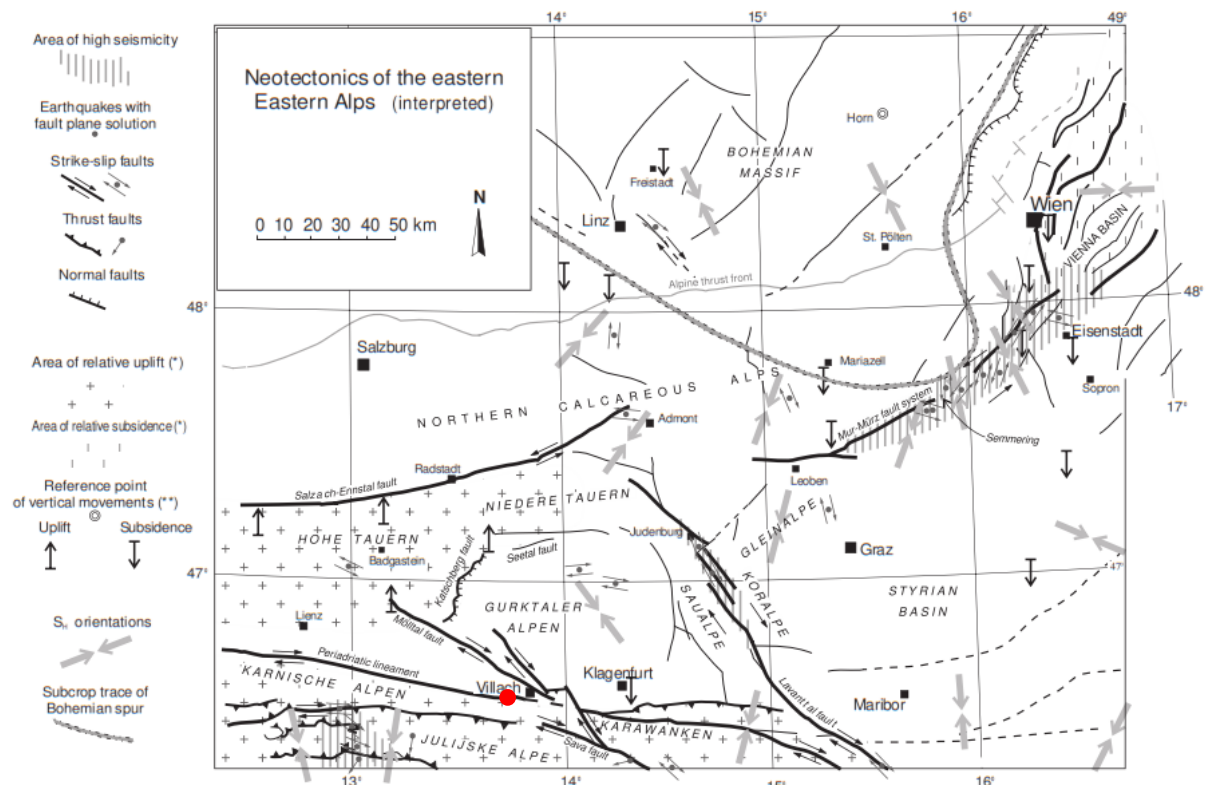


Abb. 2-3: Übersichtskarte der neotektonischen Störungssysteme in den Ostalpen nach Reinecker & Lenhardt (1999). Roter Punkt - Lage des Untersuchungsgebietes.

2.4.3 Aktive Tektonik und Seismik

Nach dem österreichischen Erdbebenkatalog (AEC, 2024) treten im inneralpinen Raum Kärntens regelmäßig spürbare Erdbeben auf. Die meisten Ereignisse erreichen Epizentralintensitäten (I_0) unter 5 der EMS-98-Skala (vgl. Abb. 2-4). Schadensbeben mit Intensitäten ≥ 6 sind deutlich seltener, aber historisch mehrfach dokumentiert (Hausmann et al., 2024).

Auf Grundlage einer hochauflösenden 3D-Relokalisierung von Erdbeben der Jahre 2003 bis 2023 konnte Hausmann et al. (2024) mehrere seismisch aktive Störungszonen in Kärnten eingrenzen. Besonders relevant für den Raum des unteren Gailtals sind das Periadriatische Störungssystem, die Karawanken-Nordrand-Überschiebung und das Mölltal-Störungssystem, das südlich von Villach in das Periadriatische System übergeht (Schmid et al., 2004). Die Hypozentren konzentrieren sich überwiegend in Tiefen zwischen etwa 3,5 und 13 km, mit mittleren Herdtiefen um 9 km (Hausmann et al., 2024). Dabei zeigt sich, dass stärkere registrierte Ereignisse im Raum Villach häufig benachbarten aktiven Störungszonen zugeordnet werden (Hausmann et al., 2024).

Das stärkste gemessene Ereignis der jüngeren Vergangenheit im südlichen Alpenraum ist das Friaul-Erdbeben vom 6. Mai 1976 mit einer Moment-Magnitude von $M_w = 6,45$ und einer Epizentralintensität von $I_{\max} = 10$ (Tertulliani et al., 2018). Auch wenn das Epizentrum in Italien lag, wirkte es sich mit einer eingestrahelten Intensität von $I = 7$ auf Südkärnten aus (Tertulliani et al., 2018). Dabei wurden jedoch nicht mal kleine Felsstürze im Untersuchungsgebiet ausgelöst (Brandt, 1981).

Besondere Aufmerksamkeit verdient das historische Erdbeben vom 25. Januar 1348, das weite Teile Kärntens schwer betraf. Laut Hoefer von Heimhalt (1879) lag die Epizentralintensität bei $I_0 = 9$ bis 10, die Lokalmagnitude wird nach Karnik (1969) auf $M_L = 6,6$ bis 7,0 berechnet. Die genaue Lage des Epizentrums ist umstritten. Monachesi und Stucchi (1997) modellierten auf Basis historischer Schadensberichte ein Epizentrum im Raum Pontebba bis Tarvis. Auch Lenhardt (2007) sieht den Ursprung des Bebens eher in Friaul und beschreibt eine lang andauernde niederfrequente Erdbewegung, die den Bergsturz am Dobratsch ausgelöst haben könnte.

Dieser Interpretation stehen jedoch zahlreiche historische Aufzeichnungen gegenüber, die von massiven sekundären Umweltschäden in Kärnten berichten (Till, 1907). Dazu zählen Massenbewegungen am Dobratsch und auf der Gerlitzen, hydrologische Anomalien und metertiefe Erdspalten im Raum Villach. Decker et al. (2016) weisen darauf hin, dass nach der ESI 2007-Skala, welche nur natürliche Schäden berücksichtigt, eine lokale Intensität von $I_L = 10$ erreicht wurde. Dies lässt entweder auf ein näher gelegenes Epizentrum oder auf eine höhere Epizentralintensität des Friaul-Bebens schließen (Decker et al., 2016).

Weitere historische Schadensbeben im Raum Villach und entlang der Mölltal-Störung zeigen, dass auch nördlich des Periadriatischen Lineaments aktive Segmente existieren, wenngleich deren Magnituden im Regelfall unterhalb jener der großen Friaul-Ereignisse bleiben (Hausmann et al., 2024).

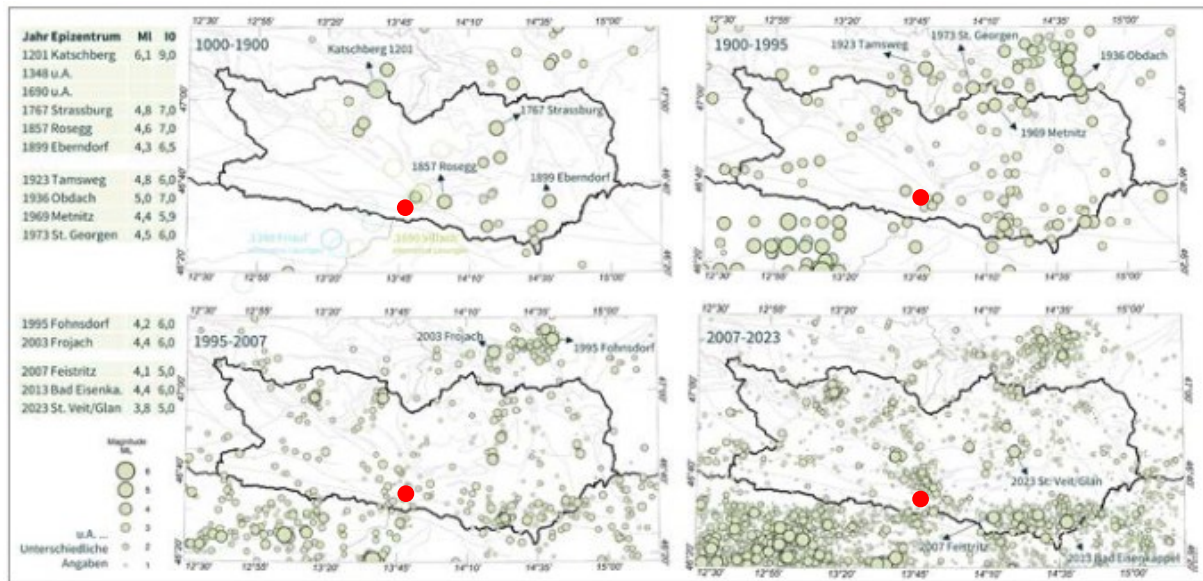


Abb. 2-4: Auszug aus dem Österreichischen Erdbebenkatalog (AEC, 2024) für vier unterschiedliche Zeiträume mit Angaben und Kennzeichnung der jeweils stärksten Ereignisse pro Periode nach Hausmann et al. (2024). Roter Punkt - Lage des Untersuchungsgebietes.

3 Allgemeines zu Bergstürzen

Vor dem Hintergrund der beschriebenen stratigraphischen, tektonischen und geomorphologischen Rahmenbedingungen werden im Folgenden zunächst die systematische Einordnung sowie die grundlegenden Bewegungs- und Auslösemechanismen gravitativer Massenbewegungen dargestellt. Darauf aufbauend werden die mechanischen, morphologischen und sedimentologischen Eigenschaften von Bergstürzen und deren Ablagerungen erläutert.

3.1 Definitionsproblem

Der Begriff Bergsturz wird in der Fachliteratur nicht einheitlich verwendet. Historisch dominierte eine morphologisch-deskriptive Betrachtung, wie sie bereits bei Heim (1932) zu finden ist. Abele (1974) führte später eine volumetrische Abgrenzung ein und definiert Bergstürze als „*Fels- und Schuttbewegungen, die mit hoher Geschwindigkeit (in Sekunden oder wenigen Minuten) aus Bergflanken niedergehen und im Ablagerungsgebiet ein Volumen von über einer Million Kubikmeter besitzen oder eine Fläche von über 0,1 km² bedecken*“. Abele (1974) war der Ansicht, dass sich eine Sturzmassen erst ab einem gewissen Volumen als so genannter Sturzstrom in einer einheitlichen Masse transportieren lässt und die für diesen Prozess charakteristischen Transportweiten erreicht.

Varnes (1978) stellte den Bewegungsmechanismus stärker in den Vordergrund und verstand Bergstürze als großvolumige, rasche Bewegungen im Festgestein, die aus einem abrupten Versagen hervorgehen und Übergänge zwischen sturz-, gleit- und fließähnlichen Bewegungsanteilen aufweisen können. Die Abgrenzung erfolgt dabei primär über das Bewegungsverhalten und weniger über eine feste Volumenschwelle.

3.2 Klassifikation gravitativer Massenbewegungen

Eine international anerkannte Grundlage für die systematische Einordnung gravitativer Massenbewegungen bildet die prozessorientierte Klassifikation nach Varnes (1978), die in der Fassung von Cruden & Varnes (1996) durch die UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (WP/WLI) harmonisiert wurde. Diese Systematik wird auch im Leitfaden von Zangerl et al. (2008) angewandt und stellt die Basis moderner Gefahrenanalysen dar.

Die Klassifikation basiert im Wesentlichen auf zwei Kriterien: der Materialzusammensetzung und der Kinematik des Bewegungsprozesses (Zangerl et al., 2008). Zunächst wird zwischen Festgestein (engl. rock) und Lockergestein (engl. debris, earth) unterschieden. Lockergestein wird sedimentologisch weiter differenziert, wobei der Anteil grobkörniger Partikel größer als 2 mm gegenüber feinkörnigen Partikeln kleiner 2 mm maßgeblich ist (Zangerl et al., 2008). Diese Materialunterscheidung ist vor allem für Fließprozesse relevant, da Korngrößenverteilung, Matrixgehalt und Wassergehalt das Fließverhalten wesentlich beeinflussen (Zangerl et al., 2008).

Die kinematische Einordnung bildet die Grundlage für die prozessorientierte Beschreibung gravitativer Massenbewegungen, da sich aus dem Versagensmechanismus die relevanten physikalischen Prozesse ableiten lassen (Zangerl et al., 2008). Die WP/WLI (1993) unterscheidet fünf kinematische Grundtypen, die sich in Bewegungsgeometrie, interner Deformation und dominierenden mechanischen Prozessen differenzieren.

Diese Grundtypen treten in der Natur häufig kombiniert auf und führen zu komplexen Bewegungsprozessen (Cruden & Varnes, 1996). In dieser Arbeit wird auf eine vertiefte Analyse solcher Mischprozesse verzichtet, stattdessen erfolgt eine systematische Darstellung der Grundtypen.

(a) Fallen (fall)

Fallen beschreibt Massenbewegungen, bei denen sich Gesteinsmaterial rasch und nahezu schwerkraftgesteuert aus steilen Hängen oder Felswänden löst. Dabei treten keine oder nur sehr geringe Scherbewegungen entlang einer Bruchfläche auf (Varnes, 1978). Die Sturzmasse bewegt sich frei fallend, rollend oder springend hangabwärts und erreicht hohe Geschwindigkeiten (Cruden & Varnes, 1996). Die Initialbewegung kann durch vorgelagerte Prozesse wie Gleiten oder Kippen vorbereitet werden, die im Vergleich zum eigentlichen Sturz langsamer verlaufen (Varnes, 1978).

Typische Fallprozesse sind Stein- bzw. Blockschlag, Felssturz und Bergsturz. Eine Abgrenzung dieser Prozesse erfolgt häufig anhand des Volumens der Sturzmasse: Stein- oder Blockschlag umfasst Volumina im dm^3 - bis 10er m^3 -Bereich, Felsstürze beginnen bei wenige 10er m^3 und reichen bis mehrere 100.000 m^3 . Ab einem Volumen von rund 1 Mio. m^3 wird von einem Bergsturz gesprochen (Abele, 1974).

(b) Kippen (toppling)

Kippen bezeichnet einen Bewegungsprozess, bei dem Fest- oder Lockergestein infolge einer vorwärts gerichteten Rotationsbewegung aus dem Verband gelöst wird (Varnes, 1978). Die Rotationsachse liegt dabei unterhalb des Massenschwerpunkts, wodurch sich die Bewegung im Verlauf beschleunigen kann. Innerhalb des kippenden Blocks zeigt sich eine charakteristische Geschwindigkeitsverteilung mit abnehmender Geschwindigkeit zur Tiefe hin (Zangerl et al., 2008).

Varnes (1978) unterscheidet unterschiedliche Ausprägungen des Kippens. Das Biegekippen (flexural toppling) tritt bevorzugt in geschieferten oder gebankten Gesteinen auf und ist durch die Ausbildung von Biegezugrissen gekennzeichnet (Reitner et al., 1993). Beim Blockkippen (block toppling) bleibt der kippende Körper weitgehend intakt und zerfällt gegebenenfalls erst beim Aufprall (Poisel & Eppensteiner, 1989). Kippprozesse sind insbesondere dort zu erwarten, wo steilstehende Diskontinuitäten subparallel zur Hangneigung verlaufen (Varnes, 1978). Übergänge zu Gleiten oder Fallen sind möglich.

(c) Gleiten (slide)

Gleiten wird als hangabwärts gerichtete Bewegung von Fest- oder Lockergesteinspaketen entlang einer oder mehrerer diskreter Gleitflächen definiert (Varnes, 1978). Diese Gleitflächen können präexistent sein oder sich im Zuge fortschreitender Verformung durch Risswachstum neu ausbilden. Das Versagen tritt ein, wenn die treibenden Schubspannungen die haltenden Kräfte (Kohäsion, Reibung) übersteigen.

Varnes (1958, 1978) unterscheidet zwei Subtypen des Gleitens basierend auf dem Maß der internen Deformation. Bei der Translationsgleitung bleibt die Masse weitgehend kohärent und bewegt sich entlang einer annähernd ebenen Gleitfläche. Bei der Rotationsgleitung erfolgt die Bewegung entlang einer gekrümmten Gleitfläche, wobei interne Deformationen auftreten können. In fortgeschrittenen Stadien kann es durch zunehmende Fragmentierung zu Übergängen in fließähnliche Bewegungsformen kommen (Cruden & Varnes, 1996).

(d) Driften (spread)

Driften beschreibt eine laterale Dehnung eines Gesteinskörpers infolge plastischer Verformung oder Verflüssigung eines schwächeren Untergrunds (Varnes, 1978). Charakteristisch sind Zugrissbildung und laterale Extension, häufig verbunden mit Setzungen einzelner Blöcke.

Varnes (1978) unterscheidet Driften in Lockermaterial, bei dem es durch Wasserübersättigung zu Bodenverflüssigung (engl. ground liquefaction) kommt, und Driften im Festgestein, bei dem es durch rein plastische Verformung des Untergrunds zur lateralen Ausdehnung kommt. Letzteres wurde von Poisel und Eppensteiner (1989) besonders für geomechanische Systeme vom Typ „*Hart auf Weich*“ beschrieben.

(e) Fließen (flow)

Fließen ist durch eine kontinuierliche interne Deformation der gesamten Masse gekennzeichnet, ohne dass eine klar definierte diskrete Gleitfläche dominiert (Cruden & Varnes, 1996; Varnes, 1978). Die Deformation verteilt sich innerhalb des Materials, wobei die Geschwindigkeitsverteilung jener einer viskosen Flüssigkeit ähnelt, und mit zunehmender Tiefe abnimmt (Cruden & Varnes, 1996).

Fließprozesse können sowohl in Fest- als auch in Lockergesteinen auftreten. In Festgesteinen dominieren langsame, plastisch-kriechende Prozesse, während Lockermaterialien bei erhöhtem Wassergehalt hochdynamische Bewegungen wie Muren oder Sturzströme entwickeln können (Cruden & Varnes, 1996). Übergänge zwischen Gleiten und Fließen sind häufig, wodurch eine scharfe Abgrenzung nicht immer möglich ist (Cruden & Varnes, 1996; Varnes, 1978).

Fließprozesse, insbesondere in Lockermaterialien zeigen typischerweise eine räumliche Gliederung in Abbruch-, Transit- und Ablagerungsbereiche, was für die Interpretation der Depositionskörper von Bedeutung ist (Cruden & Varnes, 1996).

Ergänzend zu dieser prozessorientierten Klassifikation gravitativer Massenbewegungen wurde mit Steinbichler et al. (2019) eine „gleiche Terminologie“ für Massenbewegungen entwickelt, deren Ziel in der Vereinheitlichung und strukturierten Erfassung entsprechender Phänomene liegt. Steinbichler et al. (2019) gliedern die erfassten Erscheinungen dabei in lithogenetische Einheiten, geomorphologische Einheiten und quartäre Phänomene.

Lithogenetische Einheiten beschreiben den genetischen Bildungsprozess eines Materials oder einer Ablagerung, geomorphologische Einheiten die konkrete Geländeform, während quartäre Phänomene die zeitlich jüngsten, oberflächennahen Prozesse und Bildungen erfassen. Diese hierarchische Struktur ermöglicht eine klare Trennung zwischen Prozess, Form und stratigraphischer Einordnung und ergänzt die kinematische Klassifikation nach Cruden & Varnes (1996) um eine kartiertaugliche Systematik.

3.3 Prozess- und Zustandsparameter gravitativer Massenbewegungen

Neben der rein typologischen Einordnung können gravitative Massenbewegungen durch zusätzliche Parameter näher charakterisiert werden, etwa durch Angaben zur Aktivität, Bewegungsrate und zum Wassergehalt (Varnes, 1978).

Die Aktivität beschreibt: (a) den Zustand der Bewegung (aktiv, reaktiviert, ausgesetzt, inaktiv), (b) die zeitlich-räumliche Ausdehnung (fortschreitend, rückschreitend usw.) und (c) die Art (einfach, mehrfach, komplex, zusammenhängend, sukzessive; Varnes, 1978). Zangerl et al. (2008) betonen, dass vor Allem die Unterscheidung zwischen aktiven und reaktivierten Bewegungen für die Einschätzung zukünftiger Bewegungsdynamiken wesentlich ist.

Die Bewegungsraten werden nach Cruden & Varnes (1996) in sieben Geschwindigkeitsklassen unterteilt, die von extrem langsam (< 16 mm/a) bis extrem rasch (> 5 m/s) reichen und damit über zehn Größenordnungen umfassen. Während Fallprozesse überwiegend im sehr raschen bis extrem raschen Bereich auftreten, können Kippen, Gleiten, Driften und Fließen grundsätzlich das gesamte Geschwindigkeitsspektrum abdecken (Cruden & Varnes, 1996). Die Geschwindigkeitsklassen stellen ein wesentliches Instrument für die prozessorientierte Gefahrenanalyse gravitativer Massenbewegungen dar (Zangerl et al., 2008; vgl. Abb. 3-1).

Klasse	Beschreibung	Geschwindigkeit	Kinematik (Art der Bewegung)					Zerstörungspotential
			Fallen (Fall)	Kippen (Topple)	Gleiten (Slide)	Fließen (Flow)	Driften (Spread)	
7	extrem rasch (extremely rapid)	5×10^3 mm/s 5 m/s						sehr großes Zerstörungspotential, viele Tote, Evakuierung unmöglich, großer Sachschaden
6	sehr rasch (very rapid)	5×10^1 mm/s 3 m/min						großes Zerstörungspotential, einige Tote, Evakuierung teilweise möglich, großer Sachschaden
5	rasch (rapid)	5×10^{-1} mm/s 1.8 m/h						Zerstörungspotential vorhanden, keine Toten da Evakuierung möglich, großer Sachschaden
4	mäßig (moderate)	5×10^{-3} mm/s 158 m/a						Sachschaden an Gebäuden und Infrastruktur
3	langsam (slow)	5×10^{-5} mm/s 1.6 m/a						Sachschaden an Gebäuden und Infrastruktur, Sanierung je nach Hanggeschwindigkeit teilweise möglich
2	sehr langsam (very slow)	5×10^{-7} mm/s 16 mm/a						Differentielle Bewegungen führen zu Schäden an Bauwerken, manche Strukturen können durch Bewegung unbeeinflusst bleiben ohne Instrumentierung Bewegung nicht erkennbar, Bebauung mit Vorkehrungen möglich
1	extrem langsam (extremely slow)							

Abb. 3-1: Einteilung der Massenbewegungen in Geschwindigkeitsklassen, modifiziert nach Cruden & Varnes (1996), aus Zangerl et al. (2008).

Der Wassergehalt wird nach Varnes (1978) in vier Kategorien unterteilt: trocken (keine sichtbare Feuchte), feucht (gebundenes Wasser), nass (freies Wasser, partielles Fließverhalten) und sehr nass (Fließverhalten bereits bei geringer Neigung möglich). Der Wassergehalt beeinflusst maßgeblich die effektive Scherfestigkeit sowie das rheologische Verhalten der bewegten Masse und stellt daher einen zentralen Steuerfaktor für Fließ- und Mischprozesse dar (Zangerl et al., 2008).

3.4 Ursachen und Auslösemechanismen gravitativer Massenbewegungen

Das Auftreten gravitativer Massenbewegungen ist in der Regel das Ergebnis eines komplexen Zusammenspiels aus struktureller Prädisposition und auslösenden Faktoren. Zangerl et al. (2008) betonen, dass zwischen vorbereitenden Bedingungen und unmittelbaren Triggermechanismen klar zu unterscheiden ist.

Zu den strukturellen Prädispositionen zählen insbesondere lithologische Heterogenität, Schichtung, Schieferung, Störungen und Klüftung (Cruden & Varnes, 1996). Diese Diskontinuitäten bedingen eine ausgeprägte Anisotropie des Gebirgsverbandes und definieren potenzielle Versagensflächen (Zangerl et al., 2008). Über längere Zeiträume kann es infolge tektonischer Beanspruchung, Entlastung oder Verwitterung zu einer progressiven Schädigung kommen, bei der sich einzelne Trennflächen vernetzen und die effektive Scherfestigkeit sukzessive reduziert wird (Cruden & Varnes, 1996).

Die eigentliche Auslösung erfolgt jedoch meist durch zusätzliche physikalische Einwirkungen. Zu den wichtigsten Triggern zählen nach Zangerl et al. (2008) Wasserzutritt mit Porenwasserdruckerhöhung, seismische Erschütterungen sowie rasche Änderungen der Randbedingungen, etwa durch Erosion oder Entlastung. Zangerl et al. (2008) heben hervor, dass große Hangbewegungen häufig nicht durch einen einzelnen isolierten Faktor verursacht werden, sondern das Resultat einer längerfristigen, progressiven Deformation sind, die schließlich durch einen spezifischen Trigger beschleunigt oder abrupt aktiviert wird. Gerade bei großvolumigen Bergstürzen ist daher von einer mehrphasigen Entwicklung auszugehen, bei der eine strukturelle Vorschädigung dem eigentlichen Ereignis vorausgeht (Zangerl et al., 2008).

3.4.1 Dynamische Belastung

Aufgrund des maßgeblichen Einflusses von Erdbeben auf das Auslösen gravitativer Massenbewegungen soll an dieser Stelle der Stellenwert dynamischer Belastungen kurz erläutert werden. Eisbacher & Clague (1984) zeigen anhand historischer Ereignisse, dass große Bergstürze ($\geq 100 \text{ Mio. m}^3$) in der Regel nur durch Erdbeben mit einer Magnitude von $M \geq 6$ auf der Richterskala ausgelöst wurden. Bezogen auf die Epizentralintensität definieren Grünthal et al. (1998) einen Schwellenwert von $I_0 \geq 5$ auf der EMS-98 Intensitätsskala für oberflächennahe kleinere Bewegungen wie Lockergesteinsrutschungen oder Felsstürze und $I_0 \geq 7$ für tiefgründige Prozesse wie Bergstürze. Die Environmental Seismic Intensity Scale ESI 2007 berücksichtigt Massenbewegungen als sekundäre seismische Umweltwirkungen. Dabei werden Felsstürze und Rutschungen bereits ab Intensität IV beschrieben, während ab Intensität IX große Hangbewegungen mit Volumina bis etwa 1 Mio. m^3 und ab Intensität X häufige große Rutschungen und Felsstürze von $>10^5\text{--}10^6 \text{ m}^3$ genannt werden, die auch temporäre oder permanente Talverschlüsse verursachen können (Michetti et al., 2007). Eine eindeutige Zuordnung von Massenbewegungen zu seismischen Auslösern bleibt dennoch schwierig, da dokumentierte Fallbeispiele oft unvollständig sind (Zangerl et al., 2008). Auch bei Belastungen unterhalb des Versagensniveaus kann wiederholte seismische Aktivität langfristig zur Schwächung des Gebirgsverbandes führen (Zangerl et al., 2008). Subkritische Erschütterungen fördern Risswachstum, erhöhen die Kluftporosität und verändern die hydraulischen Eigenschaften im Untergrund, was zu einer progressiven Reduktion der Festigkeit führt. Darüber hinaus können auch anthropogene Erschütterungen, beispielsweise durch Sprengungen im Bau- oder Bergbauwesen, zur Destabilisierung von Hangbereichen beitragen und Massenbewegungen begünstigen (Zangerl et al., 2008).

3.5 Bergsturzmechanik

3.5.1 Allgemeine Geometrie eines Bergsturzes

Grundsätzlich lässt sich der Prozessraum eines Bergsturzes nach Heim (1932) in die drei Abschnitte Abrissgebiet, Sturzbahn und Ablagerungsgebiet unterteilen (Abb. 3-2). Bevor näher auf diese Teilbereiche eingegangen wird, soll zunächst die allgemeine Geometrie eines Bergsturzes erläutert werden. Zu den wichtigsten Kenngrößen zählen die Fahrböschung und der Fahrböschungswinkel. Sie stehen in direktem Zusammenhang mit der Bewegungsmechanik und bilden zusammen mit dem Bergsturzvolumen wesentliche Parameter zur Beschreibung und Bewertung von Bergstürzen.

Heim (1932) definiert die Gerade (L_F) zwischen dem obersten Punkt der Abrisskante (H_1) und dem entferntesten Punkt der Sturzmasse (H_2) als Energie-Linie oder Fahrböschung. Die Projektion dieser Linie auf eine horizontale Ebene ergibt die Reichweite (L). Der Winkel zwischen der Horizontalen und der Fahrböschung wird als Fahrböschungswinkel (α_1) bezeichnet und lässt sich mithilfe der Winkelfunktion $\tan(\alpha_1) = \Delta H/L$ berechnen, wobei ΔH (Sturzhöhe) der Höhenunterschied zwischen H_1 und H_2 ist.

Für geometrischen Berechnungen zwischen den jeweiligen Masseschwerpunkten von Abriss- und Ablagerungskörpern gelten die gleichen Beziehungen. Da die genaue Lage der Massenschwerpunkte jedoch oft nur schwer bestimmbar ist, erfolgt ihre Bestimmung in der Praxis meist näherungsweise.

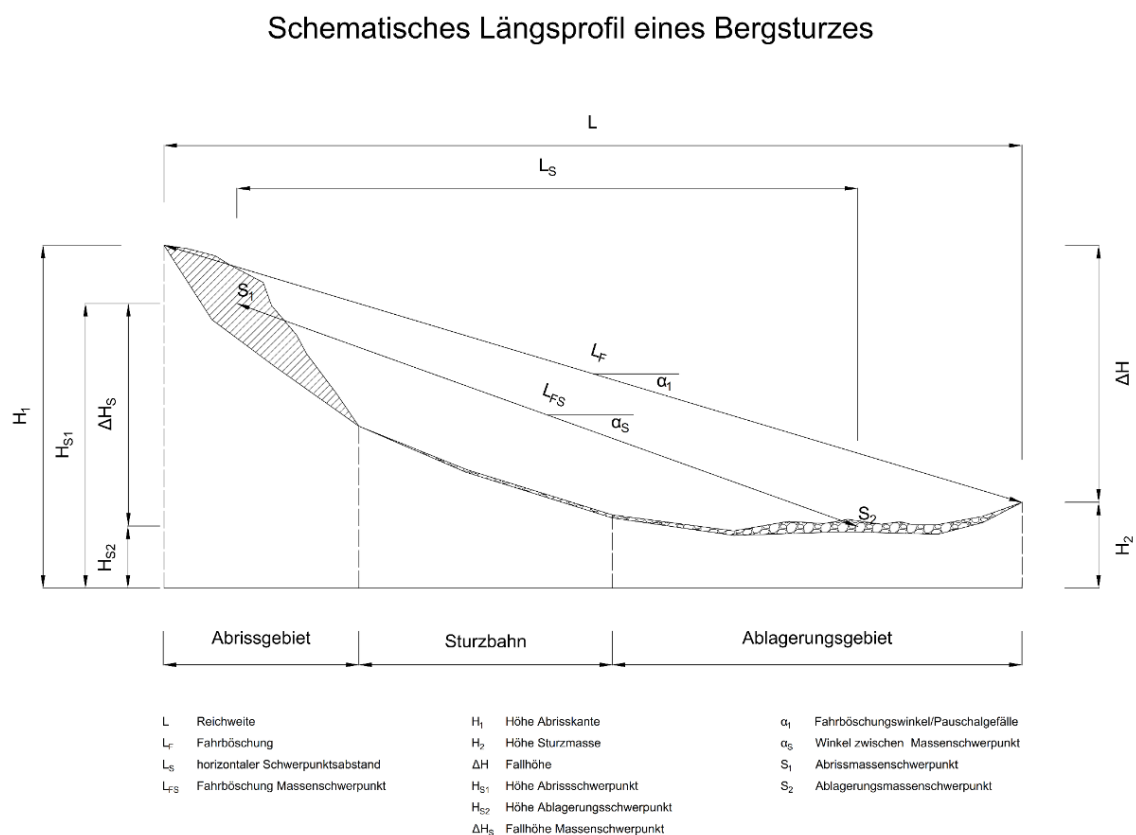


Abb. 3-2: Schematisches Längsprofil eines Bergsturzes verändert nach Heim (1932).

- (a) **Abrissgebiet:** Das Abrissgebiet stellt jenen Bereich dar, der von der Abrisskante bis hin zum Fußpunkt der abgleitenden Bergsturzmasse reicht. In diesem Bereich bilden sich meist nach oben konkav geformten Bruch- oder Gleitflächen im liegenden der Bergsturzmasse aus, wodurch eine nischenartige Geländeeintiefung entsteht. Daher wird für diesen Abschnitt häufig auch der Begriff Abrissnische verwendet. Besonders im oberen Teil der Abrissnische ist die Gleitflächen häufig glatt ausgebildet und mit Harnischen versehen.
- (b) **Sturzbahn:** Als Sturzbahn wird der steile Transitbereich bezeichnet, den die abstürzende Masse mit hohen Geschwindigkeiten überfährt, ohne wesentliche Materialmengen abzulagern. In diesem Abschnitt zerfällt die ursprünglich zusammenhängende Masse in Einzelkomponenten, wodurch sich ein Sturzstrom ausbildet. Eine scharfe Abgrenzung zum Ablagerungsgebiet ist in der Regel nicht erkennbar, vielmehr handelt es sich um einen fließenden Übergang.
- (c) **Ablagerungsgebiet:** Das Ablagerungsgebiet ist jener Abschnitt, in dem sich die Hauptmasse des Sturzstroms durch die abnehmende Geschwindigkeit akkumuliert und zum Stillstand kommt. Die Massenverteilung innerhalb dieses Bereiches wird maßgeblich durch die Topografie beeinflusst. In einfachen Geländesituationen entstehen idealisierte Zungenformen, während bei komplexeren Geländeformen, z.B. durch Gegenhänge oder Rinnen, auch unregelmäßige Ablagerungsformen auftreten. Die detaillierte Morphologie des Ablagerungsgebiets wird in Kapitel 3.6 näher behandelt.

3.5.2 Dynamik von Bergstürzen

Bereits Heim (1932) erkannte anhand von Aufzeichnungen diverser Bergstürze, dass die Bewegungsdynamik der Sturzmasse einer Fließbewegung ähnlich ist, wie sie beispielsweise von Lawinen bekannt ist. Um diesen Bewegungscharakter zu beschreiben, prägte er Begriffe wie Trümmerstrom, Sturzstrom und Blockstrom. Auf Basis seiner kinematischen Untersuchungen unterteilte Heim (1932) den Ablauf eines Bergsturzes in drei Hauptphasen, die bis heute als Grundlage vieler geowissenschaftlicher Studien dienen.

- (a) **Fall:** Diese Phase beschreibt den Beginn der Massenbewegung, bei dem die Gesteinsmasse nach dem initialen Kollaps aus der Abrissnische mit zunehmender Geschwindigkeit beschleunigt. Anfangs dominieren noch die Gesetze der Gleitreibung, ehe sich die Massen in freiem Fall oder rutschend hangabwärts bewegen.
- (b) **Sprung:** Mit zunehmender kinetischer Energie kann sich die Sturzmasse neben der dominant rollenden Bewegung über rampenförmige Geländestrukturen vom Boden abheben und parabelförmig ins Tal schießen. Die Gesteinsfragmente zerfallen dabei zunehmend entlang vorhandener Schwächezonen, wodurch ein Sturzstrom entsteht (Heim, 1932).
- (c) **Sturzstrom:** Im inneren des Sturzstroms kommt es infolge hoher Spannungszustände (Reibungskräfte, kinetischen Energie, etc.) zu dynamischer Fragmentierung, bei der kompetente Klasten in immer kleiner werdende Fragmente zerbersten und dadurch elastische Verformungsenergie freigesetzt wird (Davies & McSaveney, 2009). Dies führt zu einem dispersiven Spannungsfeld, das den internen Reibungswiderstand stark reduziert (Davies & McSaveney, 2009). Solange dieser Effekt anhält, kann sich die Sturzmasse als kohärente Einheit über weite Distanzen bewegen und selbst Gegenhänge überwinden. Der Sturzstrom folgt dabei der Talform und erzeugt im Ablagerungsgebiet charakteristische Strukturen, die morphologisch Parallelen zu Gletschern, Lawinen oder Murgängen aufweisen.

3.6 Morphologische Strukturen im Ablagerungsgebiet von Bergstürzen

Neben den bereits diskutierten geometrischen Zusammenhängen bei Bergstürzen (siehe Kap. 3.5) liefern auch typische morphologische Strukturen im Ablagerungsgebiet wichtige Hinweise auf die Mechanik und Dynamik des Sturzprozesses. Diese Erscheinungsformen, die an der Oberfläche von Bergsturzablagerungen sichtbar sind, ermöglichen unter Berücksichtigung ihrer räumlichen Verteilung und sedimentologischen Merkmale, Rückschlüsse auf Transportverhalten und Ablagerungsmechanismus.

In diesem Kapitel werden die häufigsten morphologischen Strukturen kurz beschrieben. Zu beachten ist, dass nicht nur das Ausgangsmaterial, sondern auch die Topografie und die Beschaffenheit des Untergrundes (Substrat), auf dem der Trümmerstrom zur Ruhe kommt, maßgeblich beeinflussen, welche Strukturen sich im Detail ausbilden können. Grundsätzlich lassen sich nach Dufresne und Davies (2009) in Abhängigkeit von ihrer Orientierung zur Hauptstoßrichtung zwei übergeordnete Typen morphologischer Strukturen unterscheiden: Strukturen parallel zur Bewegungsrichtung (Longitudinale Strukturen) und Strukturen quer zur Bewegungsrichtung (Transversale Strukturen). Diese Unterscheidung dient als Basis für die folgende Beschreibung.

3.6.1 Longitudinale Strukturen

Längsorientierte oder longitudinale Strukturen zählen zu den markantesten morphologischen Strukturen in Bergsturzablagerungen. Sie entstehen durch Dehnströmung und sind (sub-)parallel zur Fließrichtung ausgerichtet. Bei uneingeschränkten topographischen Bedingungen treten sie in nahezu allen Ablagerungsbereichen auf. Zu den bedeutendsten Erscheinungsformen zählen longitudinale Wälle (longitudinal ridges), Hügelstrukturen (hummocks) und Fließbänder (flowbands).

In offenen Tälern können longitudinale Wälle durch die gleichmäßige laterale Ausbreitung des Trümmerstroms radial zur Abrissnische angeordnet sein (Dufresne & Davies, 2009). Sie entstehen, wenn sich kompakte Gesteinsmassen mit hoher Reibung entlang eines deformierbaren, schwachen Substrats bewegen (Dufresne & Davies, 2009). Dabei führt die ungleichmäßige Impulsverteilung innerhalb der Sturzmasse zur Ausbildung von parallelen, langgestreckten Strukturen (Dufresne & Davies, 2009).

Diese sind durch steile Flanken gekennzeichnet und ragen mit Mächtigkeiten von bis zu mehreren 10er Metern aus der restlichen Bergsturzmasse hervor. Ihre Verbreitung reicht vom proximalen bis in den medialen Ablagerungsbereich. Nach Dufresne & Davies (2009) weisen sie typischerweise ein Längen-Breiten-Verhältnis ($L/B > 2$) sowie ein Längen-Höhen-Verhältnis ($L/H > 10$) auf. Kleinere Ausprägungen solcher Strukturen treten auch im distalen Bereich auf und gehen dort oftmals in zungenförmige Ausläufe (frontal lobes) über.

Hügelstrukturen (hummocks) entstehen häufig durch impulsbedingte Entkoppelung einzelner Sturzmassenteile, die sich vom Hauptkörper lösen (Dufresne & Davies, 2009). Sie treten bevorzugt im distalen Ablagerungsbereich auf und zeichnen sich durch ein Längen-Breiten-Verhältnis von 1–2 sowie ein Längen-Höhen-Verhältnis < 10 aus

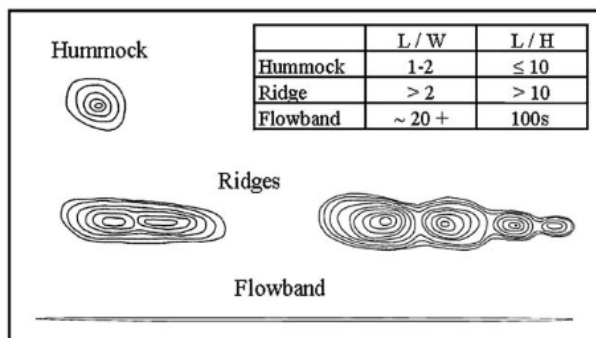


Abb. 3-3: Schematische Skizze longitudinaler Ablagerungsstrukturen aus Dufresne & Davies (2009).

(Dufresne & Davies, 2009). Ihre Entstehung ist meist auf Fragmentierungsprozesse innerhalb der Sturzmasse oder das Überströmen von Hindernissen zurückzuführen.

Ein Sonderfall sind Fließbänder, die sich durch ein extrem hohes Längen-Breiten-Verhältnis ($L/B > 20$) und eine sehr geringe Höhe ($L/H > 100$) auszeichnen (Dufresne & Davies, 2009). Aufgrund ihrer flachen Ausprägung sind sie oft nur aus der Luft oder mittels Laserscandaten sichtbar. Fließbänder treten bevorzugt bei Massenbewegungen mit mechanisch schwachem, feinkörnigem oder lockerem Material auf, etwa bei pyroklastischen Strömen, Lawinen oder Murgängen mit geringer basaler Reibung (Dufresne & Davies, 2009).

3.6.2 Transversale Strukturen

Quer zur Bewegungsrichtung verlaufende, transversale Strukturen treten überwiegend im lateralen bis distalen Randbereich von Bergsturzablagerungen auf. Sie entstehen durch das Überschieben einzelner Gesteinsmassen entlang interner Scherbahnen (Dufresne & Davies, 2009). Diese bilden sich infolge einer verminderten Transportgeschwindigkeit bei gleichzeitiger Zunahme der Reibungskräfte normal zur Fließrichtung aus (Strom, 2006).

In topografisch eingegengten Situationen und bei weichem, wassergesättigtem Untergrund können sich seitliche Dämme (lateral levees) und transversale Wälle (transverse ridges) entwickeln. Transversale Wälle entstehen unter anderem durch den sogenannten „*Bulldozing-Effekt*“, bei dem die vordere Gesteinsmasse das Substrat zusammenschiebt und quer zur Fließrichtung auffaltet (Dufresne & Davies, 2009).

Seitliche Dämme bilden sich bevorzugt entlang von Talflanken oder in geomorphologisch begrenzten Ablagerungsräumen, wo die Sturzmasse nicht frei in Hauptfließrichtung ausströmen kann (Adushkin, 2006; Smith et al., 2006).

3.7 Sedimentologie und Faziesbereiche von Bergsturzablagerungen

Bergstürze lassen sich durch ihre sedimentologischen Merkmale im Ablagerungsmaterial eindeutig von Ablagerungen anderer gravitativer Massenbewegungen unterscheiden. Zudem gewähren diese, wie schon im vorherigen Kapitel 3.6 kurz erwähnt, zusammen mit den morphologischen Strukturen wichtige Einblicke in den Transport- und Ablagerungsprozess. Zu den wichtigsten sedimentologischen Merkmalen im Ablagerungsgebiet von Bergstürzen zählen (a) die Aufrechterhaltung der ursprünglichen stratigraphischen Abfolge (Heim, 1932), (b) das (weitgehende) Fehlen einer Durchmischung unterschiedlicher Lithologien im basalen Schutt (Hewitt, 1988; Strom, 2006) und (c) die Differenzierbarkeit von zumindest drei Hauptfazies (Dunning, 2004) und weiteren Subfazies (Dufresne et al., 2016; Abb. 3-4). Letztere (c) lassen sich in einem idealisierten Ablagerungsprofil von oben nach unten in Carapace-Fazies, Body-Fazies und Basale-Fazies gliedern.

3.7.1 Carapace-Fazies

Die Carapace-Fazies besteht aus einem Netzwerk grobkörniger, sich selbst stützender Blöcke, die mit bis zu mehreren Metern Mächtigkeit als oberste Decke der übrigen Bergsturzmasse, vor allem im zentralen und proximalen Ablagerungsbereich aufliegt (Dunning, 2004).

Die einzelnen Fragmente werden Großteils durch intakte, von der dynamischen Fragmentierung ausgenommene, Steine und Blöcke mit wenigen Zentimeter bis mehreren Metern Durchmesser aufgebaut. Eine feinkörnige Matrix, mit Körnern $< 0,063$ mm Durchmesser, zwischen dem angular bis subangular geformten Grobkorn fehlt nahezu. Aufgrund dieser Korngrößenverteilung liegt hier eine hohe Porosität und damit einhergehend eine hohe Wasserdurchlässigkeit vor. Außerdem ist in dieser Fazies, bedingt durch die Bergsturzdynamik, eine Sortierung der Korngrößen in Form einer inversen Gradierung als coarsening-upward Abfolge zu erkennen, bei welcher größere Fragmente über Kleineren zu liegen kommen (Bianchi-Fasani, 2004). Dies wiederum ist die Voraussetzung für die Ausbildung typischer morphologischer Strukturen wie sie bereits im Kapitel 3.6 diskutiert wurden. Aufgrund der beschriebenen Sedimentologie hängt die Entstehung der Carapace-Fazies stark von den mechanischen Eigenschaften und der Beschaffenheit des Ausgangsgesteines ab. Wenn das Gestein bzw. der Gesteinsverband bedingt durch präexistierende interne Strukturen (Klüftung, Störungen, Schichtung, Körnung etc.) bereits nach dem Ablösen in zu kleine Einzelteile zerfällt, kann die Entstehung einer Carapace-Fazies ausbleiben (Hutchinson et al., 2001). Liegen jedoch kompakte Gesteine wie beispielsweise dickbankige bis massige Kalke im Abrissgebiet von Bergstürzen vor, so können sich gut ausgeprägte Carapace-Fazies mit aufschwimmenden Megablöcken bis hin zu mehreren 1.000 m^3 ausbilden.

3.7.2 Body-Fazies

Die Body-Fazies tritt unterhalb der Carapace-Fazies auf und bildet meist den volumetrisch größten Teil der Ablagerung. Dabei setzt sie sich aus einem gemischtkörnigen Sediment mit angular bis subangular geformten Klasten und einer weit gestuften Korngrößenverteilung, die von wenigen Metern bis wenigen Mikrometern reicht, zusammen (Dunning, 2006).

Im Unterschied zur Carapace-Fazies zeichnet sich die Body-Fazies somit durch eine deutlich feinkörnigere Korngrößenzusammensetzung aus. Dies ist vor allem dem Prozess der dynamischen Fragmentierung geschuldet, hängt aber auch stark vom Ausgangsgestein ab. Grundsätzlich gilt, dass mit fortschreitender Fragmentierung, sprich mit zunehmender Transportdistanz, die Korngröße sukzessive abnimmt (Dunning, 2006). Dabei muss aber berücksichtigt werden, dass der Fragmentierungsgrad nicht ausschließlich der Transportdistanz unterliegt, sondern dass auch unterschiedlich stark fragmentiert Bereiche lokal nebeneinander auftreten können. Aufgrund dieser Tatsache lassen sich innerhalb dieser Hauptfazies weitere Subfazies erkennen. Nach Dufresne et al. (2016) können mit fortschreitender Fragmentierung folgende Subfazies voneinander unterschieden werden.

Die Übergangszone zwischen der Carapace-Fazies und der Body-Fazies wird von einer blockigen Subfazies, bestehend aus einem korngestützten Gefüge aus Klasten mit wenigen Dezimeter Durchmesser eingebettet in einer feinkörnigen Matrix, aufgebaut. Als Jigsaw-Klast bzw. jigsaw-fractured-Fazies werden zertrümmerte Blöcke bezeichnet, die ihre ursprüngliche Form ohne eine Separation in ihre Einzelteile, umgeben von der fragmentierten Fazies bzw. Scherzonen beibehalten konnten. Bereiche, die durch die Bergsturzdynamik bis hin zur Tonfraktion zertrümmert wurden und als Bänder in der fragmentierten Fazies bzw. in der jigsaw-fractured-Fazies vorliegen, werden als Scherzonen zusammengefasst.

3.7.3 Basale-Fazies

Die Basale-Fazies zeichnet sich in der Regel durch eine erhöhte Scherung, Fragmentierung und Durchmischung der Gesteinsmassen aus, die auf den unmittelbaren Einfluss der Bergsturzdynamik und der Wechselwirkung mit dem überfahrenen Substrat zurückzuführen sind. Sie tritt stratigraphisch als tiefste Einheit in den Bergsturzablagerung in Form von einer geringmächtigen Übergangszone zwischen der Body-Fazies und dem anstehenden Untergrund auf. Ihre Mächtigkeit kann auf engsten Raum von wenigen Zentimetern bis hin zu mehreren Metern stark variieren. Dabei setzt sich diese Fazies neben den feinkörnig, stark fragmentierten Gesteinsbruchstücken der Bergsturzmasse auch aus inkorporiertem Material aus dem Substrat zusammen und lässt so eine durchmischte Übergangszone mit einer hohen Diversität an sedimentologischen Strukturen entstehen (Dufresne et al., 2016).

Nach Dufresne et al. (2016) ist im proximalen bis medialen Ablagerungsbereich, aufgrund des erosiven Kontaktes zwischen der Sturzstrommasse und dem Untergrund oftmals eine scharfe Trennlinie ausgebildet. Hier lassen sich nur selten fremde Sedimente aus dem anstehenden Untergrund in der Bergsturzablagerung erkennen, die allenfalls auf einen geringmächtigen Bereich beschränkt sind. Anders stellt sich die basale Fazies im distalen Ablagerungsbereich dar, wo anhand der unterschiedlichen sedimentologischen Strukturen die mechanische Wechselwirkung zwischen Bergsturzmateriel und Talflursedimenten sichtbar wird (Dufresne et al., 2016). Zu den bedeutendsten Strukturen zählen unter anderem eine basale Mischzone, Scherzonen, senkrecht injizierte Sedimente und sogenannte Rip-Up Klasten. Aufgrund der beschriebenen Korngrößenverteilung weist die Basale-Fazies, im Vergleich mit den darüber befindlichen Fazies, eine geringe Porosität und damit einhergehend eine geringe Wasserdurchlässigkeit auf.

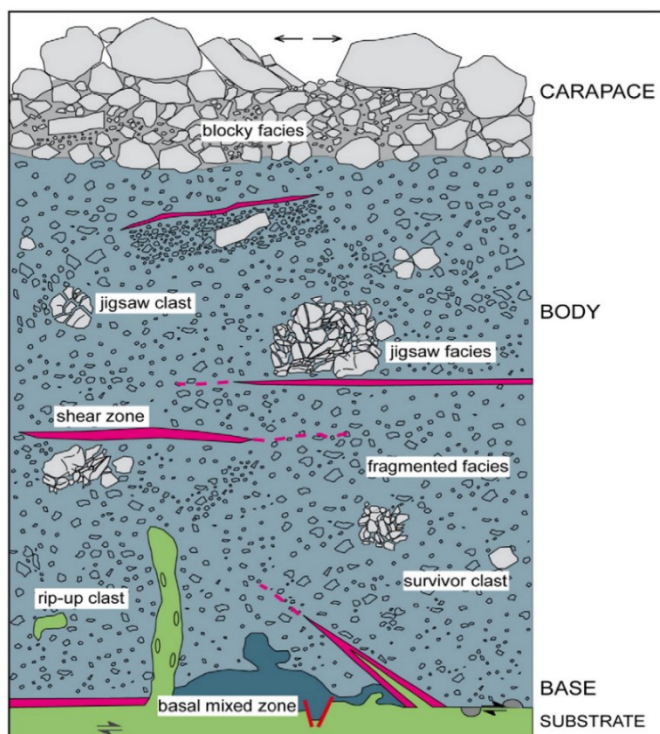


Abb. 3-4: Schematische Skizze einer typischen Bergsturzablagerung. Erkennbar sind die drei Faziesräume – Carapace-, Body- und Basale-Fazies – mit ihren jeweiligen Subfazies. Quelle: Dufresne et al. (2016).

3.8 Charakteristik von Bergstürzen

An dieser Stelle werden die wichtigsten Eigenschaften und Erkennungsmerkmale von Bergstürzen, wie sie in der Fachliteratur beschrieben sind, zusammengefasst.

Bergstürzen sind komplexe Massenbewegungen im Sinne von Varnes (1978), die typischerweise mit einer initialen Gleit- oder Fallbewegung beginnen und sich im Verlauf der Transportphase in ein fließendes Verhalten überführen. Die resultierende Bewegung ähnelt dabei einem granularen Strom, wie es Heim (1932) mit dem Begriff „*Sturzstrom*“ beschrieb. Die Prädispositionen hierfür liefern die Topografie mit vorzugsweise steilen Hängen, geologische Strukturen und Lithologien mit ungünstigen Trennflächengefügen bzw. inkompetenten Schichten an der Basis, Erosionsprozesse am Böschungsfuß und seismische Aktivitäten. Insbesondere Erdbeben spielen nicht nur für die progressive Destabilisierung des Gebirges (z. B. subkritisches Risswachstum), sondern auch für die Auslösung großer Bergstürze eine entscheidende Rolle (Zangerl et al., 2008).

Die für Bergstürze typisch langen Transportdistanzen (vgl. Fahrböschungswinkel nach Heim, 1932) lassen sich am besten mit dem Prozess der dynamischen Fragmentierung erklären (Davies & McSaveney, 2009). Dieser Prozess wird neben der Transportgeschwindigkeit und den Materialeigenschaften maßgebend vom Volumen beeinflusst (Davies & McSaveney, 2009). Eine Definition von Bergstürzen rein über das Volumen der versagten Gesteinsmassen ist dennoch äußerst schwierig und nur bedingt aussagekräftig. In der Literatur lassen sich Angaben beginnend ab 10.000 m³ (Gottschling, 2006; Schwenk et al., 1992) bis hin zu 1 Mio. m³ (Abele, 1974) finden, wobei die Grenze ab 1 Mio. m³ in der internationalen Fachliteratur weitgehend akzeptiert ist. Mit Transportgeschwindigkeiten von mehreren 10er m/s gelten Bergstürze als hoch energetische und extreme rasche gravitative Massenbewegungen (Cruden & Varnes, 1996).

Bergsturzablagerungen lassen sich anhand einer materialspezifischen morphologischen sowie sedimentologischen Charakteristik eindeutig von anderen gravitativen Massenbewegungen differenzieren. Zunächst sei erwähnt, dass sich Sturzströme durch die geringe Interaktion mit dem anstehenden Untergrund sehr gut an die topografischen Verhältnisse im Ablagerungsgebiet anpassen und so an Hindernissen vorbeifließen bzw. an gegenüberliegenden Hängen aufbranden können (Heim, 1932; Nicoletti & Sorriso-Valvo, 1991). Grundsätzlich bildet der Sturzstrom eine stark strukturierte, zusammenhängende und in sich abgegrenzte Gesteinsmasse im lateralen sowie distalen Ablagerungsrand mit vereinzelnden Trümmerausbrüchen aus (Cruden & Hungr, 1986). Durch das Auftreten einer Serie typischer Ablagerungsformen wie Wälle, Hügel, Dämme etc. wird die Fluidisierung der Bergsturzmasse und ein abruptes Abbremsen des Sturzstroms ersichtlich.

Sedimentologisch bleibt die ursprüngliche stratigraphische Abfolge in Bergsturzablagerungen erhalten, was auf die geringe Interaktion zwischen Sturzstrom und Untergrund zurückgeführt wird (Dunning, 2004). In idealisierten Profilen lassen sich von oben nach unten eine Carapace-Fazies, eine Body-Fazies und eine Basale-Fazies unterscheiden (Dunning, 2004).

4 Bergstürze vom Dobratsch

Die ersten naturwissenschaftlichen Untersuchungen der Dobratsch-Bergstürze erfolgten durch Till (1907). Auf Grundlage historischer Quellen sowie einer geologischen Geländekartierung des Bergsturzes differenzierte er mehrere zeitlich und örtlich unterscheidbare Bergsturzereignisse.

Das jüngere Ereignis, das auch als historischer Bergsturz oder „*junge Schütt*“ bezeichnet wird, ist dem Erdbeben von 1348 in Friaul-Venezien zuzuordnen und wurde durch zahlreiche zeitgenössische Chronisten dokumentiert (Till, 1907). Die detailliertesten Angaben finden sich in den Schriften von Ainether, Marian sowie in einem anonymen Extrakt aus dem Annalibus des Stiftes Arnoldstein (Till, 1907). Dort wird von der „*Verschüttung*“ mehrerer Dörfer, Klöster und Kirchen berichtet (Till, 1907). Nach Neumann (1988) beziehen sich die frühesten Quellen jedoch primär auf Erdbebenwirkungen und Überflutungen infolge des Staues der Gail, während eine unmittelbare Verschüttung durch Schuttmassen nicht eindeutig belegt ist. Aus den Quellen von Marian in Till (1907) geht auch hervor, dass durch den Durchbruch der Gail „alles noch Lebende überschwemmt und ertränkt“ wurde. Andere Schriften (Ann. Frisac. in Till, 1907) deuten auf einen unvollständigen Durchbruch hin, da von zurückbleibenden Seen berichtet wird. Insgesamt berichten die Quellen von erheblichen Schäden sowohl durch den Rückstau im Westen als auch durch die durchbrechenden Wassermassen im Osten.

Basierend auf der geologischen Geländekartierung stellte Till (Till, 1907) fest, dass neben dem Bergsturzereignis von 1348 ein wesentlich älteres Ereignis existieren muss, das er als prähistorischen Bergsturz oder „*alte Schütt*“ bezeichnet. Im Abrissgebiet lassen sich die beiden Bergsturzgenerationen durch die Form der Abrisskanten, die Tiefe der Ausbruchsnischen und den Verwitterungsgrad des Gesteins unterscheiden. Die jüngeren Strukturen zeigen steil stehende, teils überhängende Abrisskanten mit einer auffallend roten Gesteinsoberfläche (Till, 1907). Die älteren Formationen weisen flache, abgerundete Abrisskanten mit glatten Ausbruchsnischen und stark verwitterte, gelblich bis rötlichgraue Gesteinsoberfläche auf (Till, 1907).

Auch im Ablagerungsgebiet wird der Unterschied deutlich. Till (1907) beschreibt vegetationslose Schuttinseln mit scharfkantigen, unverwitterten Blöcken als Teil der jungen Schütt. Diese werden von Ablagerungen mit ausgeprägter Humusdecke, Moosen, Farnen und Nadelgehölzen umgeben, die stark verwitterte, angulare Blöcke enthalten und der alten Schütt zugeordnet werden. Da über dem älteren Bergsturz keine glazialen Sedimente nachweisbar sind und die steilen, spitzkegeligen Bergsturzhügel morphologisch keine Anzeichen einer glazialen Überprägung erkennen lassen, geht Till (1907) von einem postglazialen Alter aus, schließt jedoch ein interglaziales Ereignis nicht aus.

Für die junge Schütt liegen mit den ^{36}Cl -Expositionsdatierungen von Merchel et al. (2013) auch absolute Altersdaten an ausgewählten Bergsturzböcken vor. Die publizierten Werte streuen jedoch deutlich und weichen teils erheblich vom historischen Bergsturzalter des Jahres 1348 ab.

4.1 Prädisposition und Auslösemechanismus

Die Voraussetzungen für die Dobratsch-Bergstürze ergeben sich aus einem Zusammenspiel geologischer, tektonischer und klimatischer Faktoren (Till, 1907; Brandt, 1981; Hütschler, 1981). Die Südwand des Dobratsch besteht überwiegend aus kompetenten triadischen Kalken, die auf weicheren, inkompetenten permotriadischen Tonschiefern und Sandsteinen lagern (Colins & Nachtmann, 1974). Letztere wurden bevorzugt abgetragen, wodurch die widerständigeren Kalke reliefbildend als steile Felswände erhalten blieben (vgl. van Husen, 1979). Während präglaziale Talfüllungen die Hangbereiche zunächst stabilisierten, führte deren Abtragung während der letzten Vereisung zu einer Übersteilung des Hanges (van Husen, 1979). Nach dem Abschmelzen des Gletschers verblieben instabile Hangbereiche (Evans & Clague, 1994).

Zusätzlich begünstigten ungünstige Trennflächengefüge, Frost-Tau-Zyklen sowie wiederholte seismische Erschütterungen eine fortschreitende strukturelle Schwächung des Gebirges (Brandt, 1981; Hütschler, 1981). Ergänzend verweist Till (1907) auf außergewöhnliche Witterungsverhältnisse in den Jahren vor dem historischen Ereignis, insbesondere auf extreme Niederschläge 1342 sowie einen sehr nassen und kalten Sommer und Herbst 1347, die eine zusätzliche Destabilisierung durch einen erhöhten hydraulischen Druck bewirkt haben könnten.

Als unmittelbarer Auslöser für den historischen Bergsturz gilt das Erdbeben von 1348 (Till, 1907). Auch für den prähistorischen Bergsturz ist ein seismischer Trigger denkbar, wenngleich der konkrete Auslösemechanismus unklar bleibt (Till, 1907).

4.2 Volumen und Geometrie

Auf Basis geologisch-morphologischer Beobachtungen sowie Mächtigkeitsabschätzungen im Ablagerungsgebiet legte Till (1907) die ersten Volumenberechnungen der einzelnen Bergsturzereignisse vor. Für die alte Schütt gibt er auf einer Fläche von etwa 24 km² ein Volumen von rund 535 Mio. m³ an. Die junge Schütt umfasst nach Till (1907) eine Fläche von etwa 7 km² und ein Volumen von rund 30 Mio. m³.

In aufbauenden Untersuchungen gliedern Brandt (1981) und Hütschler (1981) das historische Bergsturzereignis in sechs Teilbereiche. Die Volumenermittlung der Ablagerungen basiert hierbei auf detaillierten Geländeaufnahmen sowie Bohrprofilen, wodurch eine differenzierte räumliche Abgrenzung und realistischere Mächtigkeitsansätze möglich wurden. Die Teilbereiche lassen sich von Osten nach Westen wie folgt zusammenfassen:

Storfhöhe	Fläche: 0,07 km ²	Volumen: 1x10 ⁶ m ³	Fahrböschung α_1 : 31°
Geklobene Wand	Fläche: 0,82 km ²	Volumen: 20x10 ⁶ m ³	Fahrböschung α_1 : 15°
Kranzwand	Fläche: 0,19 km ²	Volumen: 3,5x10 ⁶ m ³	Fahrböschung α_1 : 27°
Rote Wand	Fläche: 3,81 km ²	Volumen: 100x10 ⁶ m ³	Fahrböschung α_1 : 11°
Zwölfernock	Fläche: 0,78 km ²	Volumen: 15x10 ⁶ m ³	Fahrböschung α_1 : 25°
Kanzel	Fläche: 0,44 km ²	Volumen: 8x10 ⁶ m ³	Fahrböschung α_1 : keine Angabe

Die Berechnung der Fahrböschungswinkel erfolgte nach Heim (1932).

5 Methodik

5.1 Geologische Kartierung

Im Rahmen einer geologischen Detailkartierung wurden die Festgesteinskörper und quartären Lockergesteine, insbesondere die Bergsturzlagerungen, im östlichsten Abschnitt des unteren Gailtals zwischen der Villacher Alpe (Dobratch, 2166 m) im Norden und dem westlichen Teil der Karawanken im Süden im Maßstab 1:20.000 kartiert. Die Klassifikation der Lockergesteine erfolgte, soweit die Aufschlussituation es zuließ, nach dem Lithofazies-Codes von Keller (1996), wobei die zwölf Grundklassen in Abb. 5-1a und die ergänzenden Zusatzcodes in Abb. 5-1b dargestellt sind. Die Sedimentologie und das strukturelle Gefüge der Bergsturzlagerungen wurden analog zu Dunning (2004) makroskopisch beschrieben und den jeweiligen Fazien gemäß Dunning (2004) und Dufresne et al. (2016) zugeordnet. Die systematische Erfassung geomorphologischer Strukturen im Ablagerungsbereich erfolgte nach Dufresne & Davies (2009).

 SC korngestützter Schutt <i>grain-supported scree</i>  Gc korngestützter Kies <i>grain-supported gravel</i>  Gm matrixgestützter Kies <i>matrix-supported gravel</i>  Dc korngestützter Diamiktit <i>grain-supported diamictite</i>  Dm matrixgestützter Diamiktit <i>matrix-supported diamictite</i>  SSC Schutt mit Sandmatrix <i>scree with sand matrix</i>	 GS Kies-Sand / <i>gravel-sand</i>  S Sand / <i>sand</i>  H heterolithische Wechschelschichtung <i>heterolithic bedding</i>  F Feinsedimente (Ton und Silt) <i>fines</i>  P Torf / <i>peat</i>  C Karbonat / <i>carbonate</i>	KORNGRÖSSE (Kies / Schutt) g Kies / gravel 2 - 60 mm (64mm) c Steine / cobbles 60 - 200 mm (256mm) b Blöcke / boulders >200 mm (256mm) TEXTUR m matrixgestützt / matrix-supported (beim Kies auch matrixreich) c komponentengestützt / clast-supported STRUKTUR / SCHICHTUNG l laminiert / laminated (< 1 cm) b geschichtet / bedded (> 1 cm) m massiv / massif p planar schräggeschichtet / planar crossbeds u Schlicklagen / mud drapes g gradiert / graded d deformiert / deformed r Rippeln / ripples t trogförmig schräggeschichtet / trough cross-stratification VERSCHIEDENES d Eisdriftgeschiebe / dropstones o organisch reich / organic p pedogenisiert / pedogenized f Süßwassermollusken / freshwater molluscs
---	---	---

Abb. 5-1: Lithofazies-Codes nach Keller (1996). a) Zwölf Grundklassen des Lithofazies-Codes nach Keller (1996, Fig. 4). b) Zusatz-Codes zur ergänzenden Beschreibung der Grundklassen nach Keller (1996, Tab. 2). Zusammengestellt aus Keller (1996).

Als kartographische Grundlage dienten hochauflösende Laserscanning-Daten im Raster 1 x 1 m, bereitgestellt vom Amt der Kärntner Landesregierung. Alle Aufschlüsse sind in der erstellten geologischen Karte (Beilage 1) verortet und im Anhang A tabellarisch dokumentiert. Für die geologischen Interpretation wurde ergänzend die Geologische Karte Blatt 200 Arnoldstein (Anderle, 1977) herangezogen und daraus die Festgesteinsgeologie der Dobratsch-Südwand übernommen.

5.2 Laboranalyse

Zur Untersuchung des mikroskopischen Sedimentgefüges und der mineralogischen Zusammensetzung wurden Gesteinsproben aus den Bergsturzlagerungen entnommen. Daraus wurden insgesamt 11 Dünnschliffe (Format 28 x 48 mm) und 8 Großschliffe (Format 75 x 100 mm bzw. 50 x 75 mm) hergestellt. Anhand dieser Schliffe erfolgte eine visuelle Begutachtung unter dem Auflicht- und Durchlichtmikroskop, um die Porosität und Korngrößenverteilung abzuschätzen. Die grobkörnigen Komponenten > 0,063 mm (Klasten gemäß USCS) wurden zusätzlich hinsichtlich ihrer Kornform nach dem Rundungsgrad (Powers, 1953) charakterisiert.

5.3 Geländemodell

5.3.1 Datengrundlage und grafische Aufbereitung

Auf Grundlage der Geländekartierung wurden die Bergsturzräume mithilfe der Geoinformationssystemsoftware QGIS digital dargestellt. Darüber hinaus wurden Bohrdaten aus dem Archiv der Kärntner Landesregierung ausgewertet, um sedimentologische Informationen zur vertikalen Ausdehnung der Ablagerungen in das Geomodell zu integrieren. In Kombination mit dem aktuellen digitalen Höhenmodell (DEM) konnten Profilschnitte durch den Prozessraum der Bergstürze erstellt und daraus die geometrischen Zusammenhänge der Teilabstürze im Sinne von Heim (1932) rekonstruiert werden.

5.3.2 Volumenberechnung und Kinematik

Zur Berechnung des Bergsturzvolumens im Bereich der Abrissnischen wurde zunächst eine Paläooberfläche modelliert. Diese stellt eine angenäherte Rekonstruktion der ursprünglichen Topografie vor dem Bergsturz dar und bildete die notwendige Grundlage.

Ausgangspunkt der Modellierung waren morphologische Bruchkanten, geomorphologische Hinweise sowie die angenommene ursprüngliche Hangneigung. Entlang der sichtbaren Abrisskante sowie einer ergänzenden Basislinie im unteren Nischenbereich wurden Stützpunkte definiert, deren Höhenwerte aus dem DEM extrahiert wurden. Auf Basis dieser Punkte wurde mittels TIN-Interpolation (Triangulated Irregular Network) eine zusammenhängende Oberfläche erstellt.

Die Volumenberechnung erfolgte durch differenzielle Analyse zwischen der modellierten Paläooberfläche und dem heutigen Gelände. Beide Flächen lagen als Rasterdaten mit identischem Koordinatenbezug (EPSG:31258) und einer Zellgröße von 1 x 1 m vor. Im QGIS-Rasterrechner wurde ein Differenzraster berechnet, das die Höhenabweichung je Rasterzelle abbildet. Die Volumensumme wurde mithilfe des GRASS-Moduls r.volume ermittelt.

Im Ablagerungsgebiet erfolgte die Volumenberechnung indirekt. Auf Grundlage der Kartierungsergebnisse und der ausgewerteten Bohrprofile wurde eine mittlere Ablagerungsmächtigkeit abgeschätzt. Durch Multiplikation mit der bekannten Ablagerungsfläche konnte das Volumen der abgelagerten Bergsturzmasse berechnet werden. So war ein quantitativer Vergleich zwischen dem ursprünglich abgetragenen und dem im Talbereich erhaltenen Material möglich.

Die Transportgeschwindigkeit wurde näherungsweise mit der Formel nach Evans et al. (1989) berechnet: $v = (2 \cdot g \cdot h)^{1/2}$.

6 Ergebnisse

6.1 Geologische Kartierung

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 6-1) lässt sich grob in zwei große Homogenbereiche unterteilen, die jeweils durch spezifische morphologische und sedimentologische Merkmale gekennzeichnet sind. Diese Bereiche entsprechen den Abschnitten des Abriss- und Ablagerungsgebiets im Prozessraum von Bergstürzen nach Heim (1932). Zudem lassen sich anhand fazieller Unterschiede mindestens zwei Bergsturzgenerationen voneinander unterscheiden. Diese werden im Folgenden zunächst als ältere und jüngere Bergstürze getrennt beschrieben. Innerhalb der jüngeren Bergsturzgeneration lassen sich im Untersuchungsgebiet vier zusammenhängende Bergstürze abgrenzen (Lokalität a-d in Abb. 6-1). Die beiden jüngeren Bergstürze des Zwölfernocks und der Kanzel, die westlich des Untersuchungsgebiets liegen, wurden im Zuge der Kartierung nicht mit aufgenommen und werden daher in den Kartierungsergebnissen nicht behandelt. Bevor auf die einzelnen Bergsturzräume eingegangen wird, werden zunächst jene quartären Sedimentkörper dargestellt, die bereits vor den Bergstürzen abgelagert wurden.

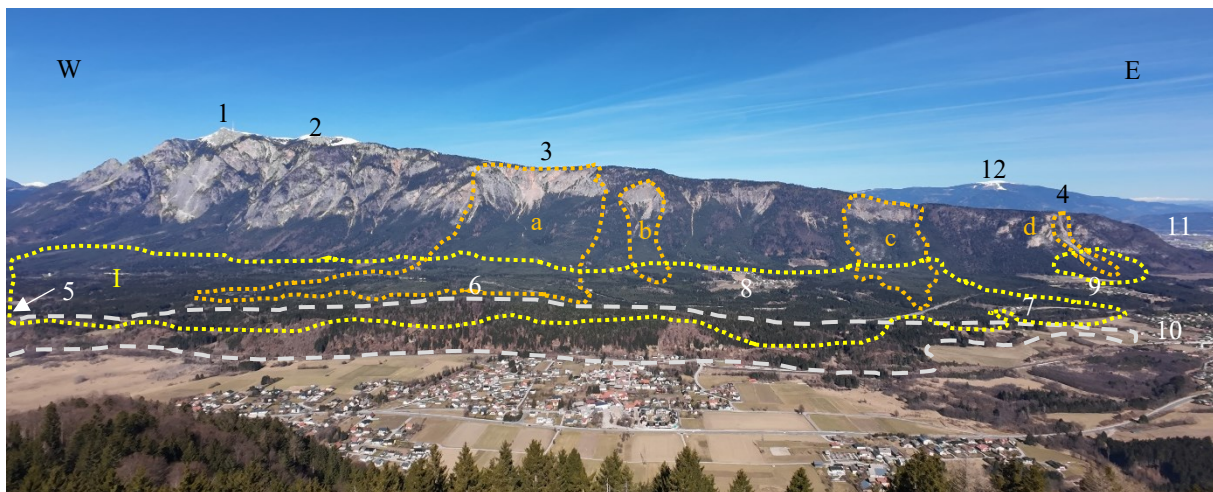


Abb. 6-1: Blick vom Wurzenpass auf das Untersuchungsgebiet der Schütt und Umgebung. 1 – Dobratsch Gipfel (2.166 m), 2 – Zwölfernock (2.049 m), 3 – Rote Wand (1.500 m), 4 – Storfhöhe (972 m), 5 – Arnoldstein, 6 – Dobrawa (670 m), 7 – Turnberg (597 m), 8 – Oberschütt, 9 – Unterschütt, 10 – Fürnitz, 11 – Villach, 12 – Gerlitz, I – Bergsturzablagerungen ältere Bergstürze, a – d jüngere Bergsturzräume: a – Rote Wand, b – Kranzwand, c – Geklobene Wand, d – Storfhöhe.

6.1.1 Prä-Bergsturzablagerungen

Die quartären prä-Bergsturzablagerungen konnten in einigen wenigen gut erhaltenen Aufschlüssen entlang des Höhenzuges der Dobrawa westlich und östlich der Gailitz detailliert untersucht werden.

Im Aufschluss A140 (Abb. 6-2), nördlich von Hohenthurn, westlich der Gailitz, treten in rund 580 m ü. A. Kies-Sand-Gemische und Mittel- bis Grobsande in Wechsellagerung auf. Diese grobklastischen Deltaablagerungen sind teilweise schwach verkittet bzw. zementiert, planar geschichtet und überwiegend korngestützt (Lithofazies-Code: GSp, Gcp und Sm). Außerdem ist ein flaches Einfallen mit 150/10 nach SE erkennbar. In den sandigen Zwischenschichten lassen sich Rinnenstrukturen erkennen, die von den Kies-Sand-Gemische scharf begrenzt werden (gelb strichlierter Bereich in Abb. 6-2). Die polymikte Kornzusammensetzung umfasst Kalke, Kristallingesteine und Sandsteine. Die Kornform reicht von subangular bis gerundet.

Darüber sind im Aufschluss A145 zunächst korngestützte, sandige Grobkies-Ablagerungen (Lithofazies-Code: gGc) aufgeschlossen. Im Hangenden folgen im selben Aufschluss schlecht sortierte, matrixgestützte und polymikt zusammengesetzte Sedimente mit schluffig-sandiger Matrix, in die gut gerundete bis gerundete Klasten karbonatischer und kristalliner Herkunft eingebettet sind (Lithofazies-Code: Dmm; Abb. 6-3). Die Klasten weisen Schleif- und Kratzspuren auf, die für einen subglazialen Transportmechanismus sprechen. Aufgrund der beschriebenen sedimentologischen Merkmale lassen sich diese Ablagerungen als Vorschotter (gGc) bzw. Grundmoräne (Dmm) klassifizieren.



Abb. 6-2: Aufschluss A140 – Kies-Sand Gemische und Sande in Wechsellagerung, planar geschichtet. Gelb strichlierter Bereich – Sand mit Rinnenstruktur.



Abb. 6-3: Aufschluss A145 – Detailfoto der Grundmoräne nördlich von Hohenthurn.

Entlang des Südrandes der Dobrawa treten in mehreren Aufschlüssen knapp über der Talsohle in rund 580 m ü. A. bis 595 m ü. A. feinkörnige Sedimente auf. Besonders deutlich sind diese in der aufgelaassenen Tongrube östlich von Arnoldstein im Aufschluss A135 (Abb. 6-5) ersichtlich. In den ehemaligen Abbauwänden lässt sich eine Wechsellagerung aus schluffigem Ton und tonigem Schluff (Lithofazies-Code Fl), mit feinsandigen Zwischenlagen (Lithofazies-Code Sm) erkennen, deren Farbtöne sich von grau zu ockerbraun und beige abwechseln. Das Sedimentgefüge der Feinkornablagerungen ist laminiert bis geschichtet ausgebildet und fällt generell mit 055/26 flach nach NE ein. Lokal treten unregelmäßige Falten auf, die eine interne Deformation der Schluff-Ton-Abfolge in Form von Slumping-Strukturen erkennen lassen (Abb. 6-4). Die Sandschichten weisen keine erkennbare Schichtung auf. Über den, als Bänderschlufl entwickelten, Feinkornablagerungen folgen in den Aufschlüssen A137 und A138 grobklastische Sedimente. Im Aufschluss A137 (Abb. 6-6) treten zunächst polymikte Kiese bzw. Kies-Sand-Gemische des Lithofazies-Code GS auf. Die Kornformen reichen von subangular bis gerundet. Darüber folgen im Aufschluss A138 (Abb. 6-7) teilweise zementierte, korngestützte Grobkiese (Konglomerat) in sandiger Matrix, die massiv ausgebildet sind und dem Lithofazies-Code gGcm zugeordnet werden können. Die Kornformen reichen hier von subgerundet bis gerundet.

Am östlichen Ende der Dobrawa, nördlich des Turnbergs (Lokalität 7 in Abb. 6-1), lassen sich im Aufschluss A001 ähnliche Ablagerungen erkennen (Abb. 6-8). Hier tritt über zementierten Kies-Sand-Gemischen und Sanden (Lithofazies-Code: GSp und Sm) korngestütztes Konglomerat bestehend aus Grobkies eingebettet in sandiger Matrix (Lithofazies-Code: gGcp) auf. Diese Sedimente zeigen ein ausgeprägtes Schichtgefüge mit einem Schichteinfallen von 168/33. Die Kornform der Klasten variiert von subgerundet bis gerundet. Die Sedimente sind polymikt zusammengesetzt und enthalten Kalke, Phyllite und Sandsteine.



Abb. 6-4: Aufschluss A135 – Detailfoto Bänderschluft. 1 – Slumping-Strukturen.



Abb. 6-5: Aufschluss A135 – Tongrube am Südrand der Dobrawa. Bänderschluße mit Slumping-Strukturen.



Abb. 6-6: Aufschluss A137 – Kies-Sand-Gemische im Hangenden der Tongrube.



Abb. 6-7: Aufschluss A138 – Kies, zementiert, korngestützt (Konglomerat) im Hangenden des Aufschlusses A137.

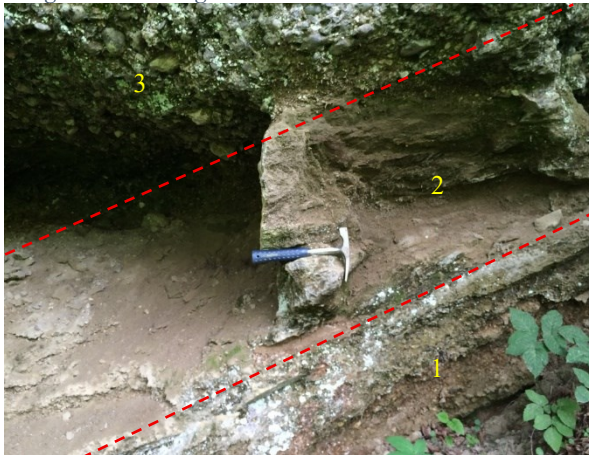


Abb. 6-8: Aufschluss A001 – Deltaablagerungen 1. – Kies-Sand-Gemisch, 2 – Sand, 3 – Konglomerat.

Zusammenfassend zeigen die entlang des Höhenzuges westlich und östlich der Gailitz aufgeschlossenen quartären prä-Bergsturzablagerungen vergleichbare lithologische und fazielle Merkmale. Charakteristisch sind polymikte, überwiegend sandig-kiesige bis konglomeratische Sedimente, die lokal zementiert sind und zum Teil eine deutliche interne Schichtung aufweisen. Im Bereich südlich der Dobrawa treten zusätzlich feinkörnige, laminierte bis geschichtete Beckenablagerungen auf, die mit den darüber liegenden Deltaablagerungen eng in Verbindung stehen. Aufgrund der Übereinstimmungen werden die beschriebenen Ablagerungen des prä-Würm-Hochglazials in der vorliegenden Arbeit unter der Bezeichnung Turnberg-Einheit zusammengefasst.

6.1.2 Abrissgebiet älterer Bergstürze

Das Abrissgebiet der Bergstürze umfasst nahezu die gesamte Dobratsch-Südwand und erstreckt sich von der Storfhöhe (972 m) im Osten bis weit über den Zwölfernock (2049 m) im Westen. Aufgrund des Verschnittes der Gleitbahnen mit der ursprünglichen Topografie wurden große Teile des ehemaligen Gebirgsrückens mitgerissen und bergseitig zurückversetzt, wodurch sich die für Bergstürze charakteristischen Landschaftsformen (konkave Abrissnische) ausgebildet haben. Zwischen der Geklobenen Wand (1043 m) und der Roten Wand (1500 m) kann eine durchgehende Abrisskante entlang des Gebirgsrückens verfolgt werden. Die randliche Begrenzung ist durch markante Seitenwände, die im Westen zumindest bis 1000 m und im Osten bis 750 m reichen, ersichtlich. Durch die gedachte Verbindung der beiden Tiefpunkte lässt sich der Fuß der Abrissnischen interpoliert rekonstruieren. Mit über 4 km Länge stellt dieser Bereich das größte zusammenhängende Abrissgebiet dar. Im westlichen Anschluss lassen sich ebenfalls mehrere Abrissnischen im Ansatz erkennen, die sich jedoch aufgrund der stark wechselnden Morphologie (Rinnen, Kämme, Grate etc.) und topografischen Verhältnisse (Lage der Abrisskanten) nur schwer von anderen gravitativen Prozessräumen abgrenzen lassen. Wiederum gut abgrenzbar ist die isolierte Abrissnische der Storfhöhe im östlichen Abschnitt der Dobratsch-Südwand, deren Abrisskante sich über rund 600 m erstreckt und das kleinste zusammenhängende Abrissgebiet im Untersuchungsgebiet darstellt.

Speziell im oberen Wandabschnitt zeigen stark verwitterte und planar ausgebildete Bruchflächen (im Sinne von Gleitbahnen) eine deutliche Verflachung der Hangneigung in Richtung des Gebirgsrückens (Till, 1907). In diesem Bereich ist eine spärliche Vegetation aus Nadelgehölzen, insbesondere Latschen, Kiefern und Fichten, beobachtbar. Die Verwitterungsfarbe der Gesteinsoberfläche ist überwiegend grau, was auf eine lange Exposition gegenüber atmosphärischen Einflüssen hinweist. Lokal sind kleinräumige Farbumschläge zu rötlich-grauen bis hellgrauen Tönen erkennbar, die auf eine frischere Verwitterung der Gesteinsoberfläche hinweisen und rezente Bewegungen in Form von Stein- und Blockschlag belegen. Das Ausmaß dieser jüngsten Ausbrüche ist jedoch begrenzt und reicht nicht aus, um die Ausbildung der umfangreichen Hangschutthalden zu erklären. Diese sind in der Sohle der Abrissnischen weit verbreitet und bedecken große Teile des Abrissgebiets. Ihr Erscheinungsbild, insbesondere die starke Überwachsung, weist darauf hin, dass sie überwiegend auf ältere, bereits länger zurückliegende gravitativ-bedingte Abtragungsprozesse zurückgehen. Aufgrund der beschriebenen Merkmale werden diese Abrissnischen der älteren Bergsturzgeneration zugeordnet, was im Grundsatz mit den Beobachtungen von Till (1907) übereinstimmt.

Die lithologische Zusammensetzung der älteren Abrissgebiete wird vom Wettersteinkalk dominiert. Westlich der Roten Wand treten ab einer Höhe von etwa 1300 m zusätzlich Wettersteindolomite unterhalb der Wettersteinkalken in den Abrisswänden auf (Anderle, 1977). Aufgrund der ausgeprägten Überlagerung durch Bergsturzmaterial und Hangschutt in der Sohle der Abrissnischen lassen sich tiefer liegende Einheiten der permotriadischen Schichtfolge nur bedingt nachweisen. Gemäß der Geologischen Karte Blatt 200 Arnoldstein (Anderle, 1977) sind im Bereich der Kranzwand und der Geklobenen Wand dennoch bis in eine Höhe von 800 m vereinzelt Werfener Schichten und Permoskyth-Sandsteine aufgeschlossen. Unter Berücksichtigung der Abrissgeometrie ist davon auszugehen, dass diese Einheiten am Fuß der älteren Abrissnische anstehen.



Abb. 6-9: Blick von der Aussichtsplattform Naturpark Dobratsch nach Osten. Flache, stark verwitterte und eben ausgebildete Abrisswände des älteren Bergsturzereignisses. Rot strichlierte Linie - Abrisskante eines älteren Bergsturzes.

6.1.3 Abrissgebiet jüngerer Bergstürze

Zwischen der Storfhöhe und der Roten Wand treten in der Dobratsch-Südwand insgesamt vier markante Vertiefungen auf, die durch steilstehende Abrisswände karförmige Nischen ausbilden. Charakteristisch für diese sind die intensive Rotfärbung der schroffen, nur schwach verwitterten Gesteinsoberflächen sowie das nahezu vollständige Fehlen von Vegetation, wodurch sie sich deutlich von den benachbarten Abrisswänden unterscheiden lassen. Die Nischen sind durch markante Abrisskanten gut vom umliegenden Gelände abgrenzbar. Aufgrund dieser Merkmale lassen sich die Nischen chronologisch einer jüngeren Genese zuordnen (Till 1907). In ihrer räumlichen Abfolge von Ost nach West repräsentieren sie die jüngeren Abrissgebiete mit der Bezeichnung Storfhöhe, Geklobene Wand, Kranzwand und Rote Wand (Bereiche a-d in Abb. 6-1).

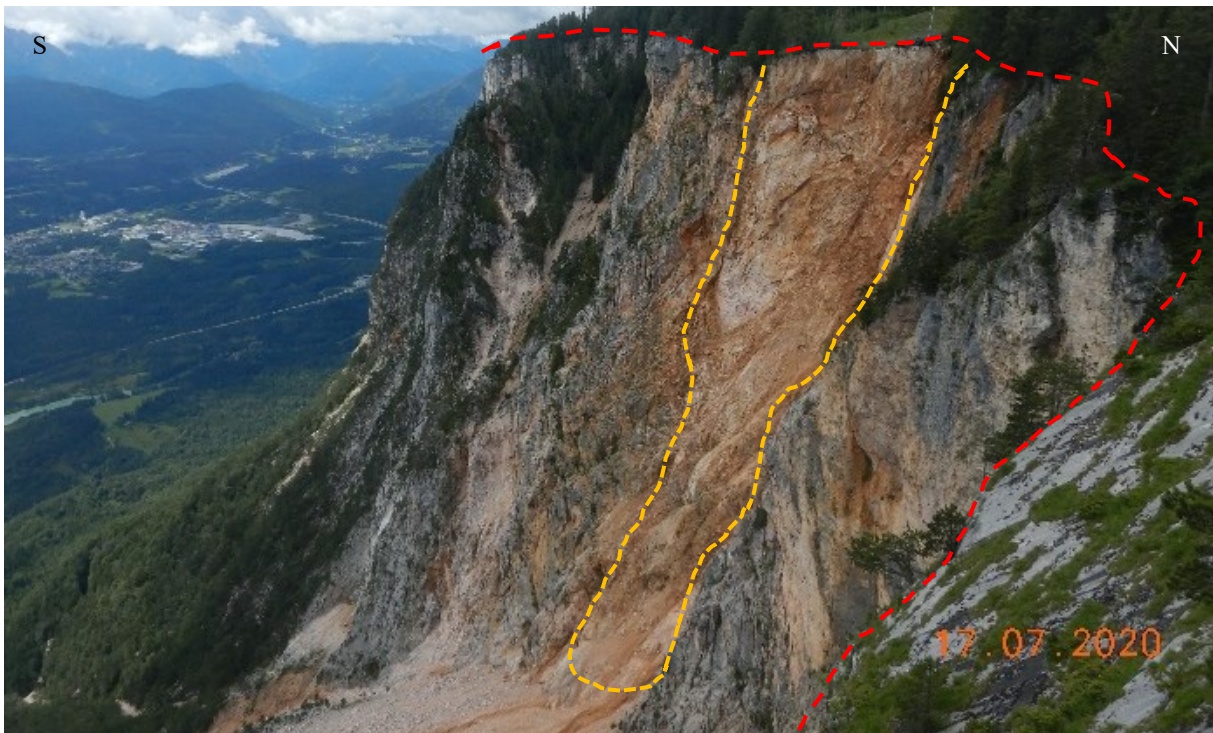


Abb. 6-10: Blick von der Aussichtsplattform Naturpark Dobratsch nach Westen in das Abrissgebiet der Rote Wand. Steile und frisch verwitterte Abrisswände mit jüngstem Felssturzausbruch (2015). Rot strichlierte Linie – Abrisskante des jüngeren Bergsturzes, orange strichlierter Bereich - Felssturz 2015

In der Sohle der jüngeren Abrissnischen befindet sich weitgehend vegetationsfreier Hangschutt, der auf einen gegenwärtig und auch in jüngster Vergangenheit aktiven gravitativ-bedingten Abtrag hinweist. Im Gegensatz zu den älteren Nischen, deren Schuttkörper überwiegend überwachsen und stärker verwittert sind, zeigen sich hier Ablagerungen mit scharfkantigen Blöcken, heller Gesteinsoberfläche und fehlender Bodenbildung. Diese Merkmale deuten auf eine geringe Verweildauer an der Oberfläche hin. Ein konkreter Beleg für diese rezente Aktivität ist das Felssturzereignis aus der Roten Wand im Jahr 2015, das aktive Bewegungen innerhalb der jüngeren Abrissnischen dokumentiert (Abb. 6-10, Abb. 6-9).

Die beobachteten Eigenschaften der Hangschuttkörper weisen auf eine rezente bis subrezente Dynamik hin und können als zusätzliches Indiz für eine vergleichsweise junge Ausbildung dieser Nischen gewertet werden.

Lithologisch sind die exponierten Bereiche der jüngeren Abrisswände homogen aufgebaut und werden vom Wettersteinkalk dominiert. Unter den Bergsturzablagerungen und Schutthalden begraben, lassen sich für den Fuß der Abrissnischen ähnlich wie in den älteren Nischen Wettersteindolomite bis hin zu Werfener Schichten vermuten. Aufgrund der rückwärtigen, hangaufwärts gerichteten Verlagerung der jüngeren Nischen gegenüber den älteren Nischen treten diese Einheiten, wenn überhaupt, nur im Bereich der Kranzwand und der Geklobenen Wand auf.

6.1.4 Ablagerungsgebiet älterer Bergstürze

Der Talboden zwischen Fürnitz und Arnoldstein wird durch den west-ost streichenden Höhenrücken der Dobrawa in zwei ungleich große Abschnitte gegliedert. Der deutlich größere nördliche Bereich ist nahezu flächendeckend von Bergsturzablagerungen überprägt. Diese lassen sich distal vereinzelt über die Dobrawa hinweg bis zum Südfuß verfolgen und erreichen am Durchbruch der Dobrawa bei Arnoldstein ihre maximale Transportdistanz (Abb. 6-11).

Entsprechend den Abrissgebieten lassen sich zwei zusammenhängende Ablagerungsgebiete unterscheiden. Das kleinere, räumlich gut abgrenzbare Gebiet befindet sich nordöstlich von Unterschütt unterhalb der Storfhöhe und umfasst einen einzelnen Bergsturzkegel der sich auf einer Fläche von rund 0,14 km² kartieren ließ. Das Größere Hauptablagerungsgebiet beginnt westlich von Unterschütt und ließ sich bis auf Höhe von Hohenthurn, kurz vor Nötsch, auf einer Fläche von mehr als 10 km² kartieren. Ab der Einmündung der Gailitz in die Gail talaufwärts werden die morphologischen Strukturen der Bergsturzablagerungen zunehmend durch jüngere Talflursedimente überprägt und sind nur noch abschnittsweise erhalten (vgl. Abb. 6-11). Diese Sedimente setzen sich im Wesentlichen aus fluviatilen Ablagerungen im Talboden sowie aus Schwemmfächern entlang der nördlichen Talflanke zusammen (Bereich II in Abb. 6-11).

Im mittleren Abschnitt des Talbodens lassen sich mehrere Bergsturzkegel im Ansatz erkennen. Aufgrund ihrer räumlichen Nähe und der großflächigen Überlagerungen der Ablagerungen ist eine Differenzierung einzelner Bergstürze bzw. Sturzströme im medialen bis distalen Bereich nur eingeschränkt möglich.

Bis auf einigen wenigen Ausnahmen bestehen die Ablagerungen zum Großteil aus Wettersteinkalk. Buntkalke sind lediglich in den Aufschlüssen A035, A087, A091, A093 und A130 im lateralen bis distalen Ablagerungsrand aufgeschlossen. Ein einzelner Aufschluss (A031) zeigt das Vorkommen von Permoskyth-Sandsteinen ebenfalls im distalen Ablagerungsbereich.



Abb. 6-11: Drohnenaufnahme östlich von Arnoldstein mit Blick nach Westen in das Ablagerungsgebiet der älteren Bergstürze. 1- Arnoldstein, 2 – Gailitz, 3 – Hohenthurn, 4 – Nötsch, I – ältere Bergsturzablagerungen, II – Schwebm-fächer auf Bergsturzablagerung älterer Bergstürze, a – Flusslauf der Gailitz, b – Flusslauf der Gail, c – Mündung der Gailitz in die Gail

Hohenthurn

Über den in Kapitel 6.1.1 beschriebenen prä-Bergsturzablagerungen lagern im Aufschluss A145 mit scharfer Grenze angulare bis subangulare Klasten, die in einer feinkörnigen Matrix aus schluffigem Sand eingebettet sind (Lithofazies-Code: Dc; Abb. 6-12, Abb. 6-13). Lokal sind Bereiche mit korngestützten Klasten bestehend aus Kiesen und Steinen (Lithofazies-Code: gSCc bis cSCc) eingeschaltet (vgl. Zone 1.1 in Abb. 6-12). Die dokumentierten sedimentologischen Merkmale sprechen für Bergsturzablagerungen. Eine differenzierte Fazies-einteilung im Sinne der Klassifikation von Dunning (2004) und Dufresne et al. (2016) ist aufgrund der geringen Mächtigkeit jedoch nur eingeschränkt möglich. Charakteristische Merkmale der Basalen-Fazies, wie etwa Scherbänder, deformiertes Substrat oder inkorporierte unterlagernde Sedimente, sind im untersuchten Profil nicht nachweisbar. Daraus lässt sich schließen, dass diese Fazies entweder im Ablagerungsverlauf nicht gebildet wurde oder im gegebenen Aufschlussbereich nicht erhalten geblieben ist. Die beobachteten Merkmale, insbesondere die stark fragmentierte Matrix sowie das Auftreten von Survivor-Klasten, sprechen stattdessen für eine Body-Fazies im weiteren Sinne. Diese ist charakteristisch für den massiven Hauptkörper von Bergsturzablagerungen und zeichnet sich typischerweise durch eine grobklastische Zusammensetzung bei weitgehend fehlender interner Strukturierung aus. Das Bergsturzmateriel ist stark verwittert und wird von einer geschlossenen Vegetationsdecke mit gut entwickelter Humusauflage überlagert.

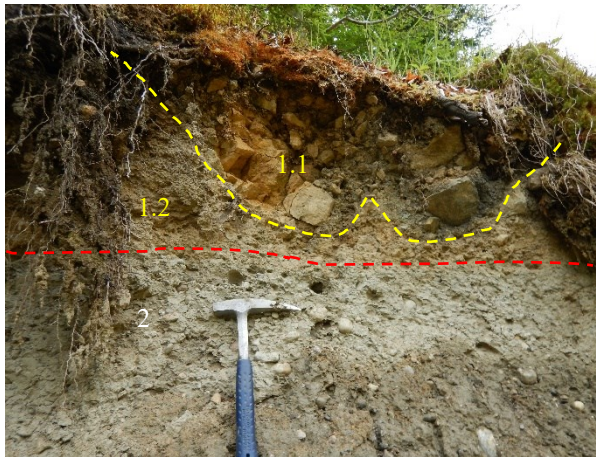


Abb. 6-12: Detailfoto Aufschluss A145 – Basaler Kontakt älterer Bergsturzablagerungen auf Grundmoräne. 1.1 – Blockige Fazies, 1.2 – Body-Fazies bzw. Basale-Fazies, 2 – Grundmoräne.



Abb. 6-13: Aufschluss A145 – Distaler Ablagerungsbereich älterer Bergstürze nördlich von Hohenthurn. 1 – ältere Bergsturzablagerungen, 2 – Grundmoräne, 3 – Vorstoßschotter.

Im nördlich angrenzenden Talboden sind für Bergsturzablagerungen charakteristische Landschaftsformen in Form von Hügeln erkennbar. Diese Hügel ragen sanft aus einer weitestgehend ebenen Fläche hervor, die von feinkörnigen Sedimenten geprägt ist (Abb. 6-14). Hinweise auf den Aufbau dieser Fläche liefern die Aufschlüsse A142, A143, A146 und A147, die in Kapitel 6.1.7 näher beschrieben werden. Auf den Hügeln sind vereinzelt stark verwitterte Bergsturzblöcke an der Oberfläche sichtbar. Morphometrisch zeigen die Hügel überwiegend eine isometrische, rundliche Grundform mit einem Länge-Breite-Verhältnis (L/B) von etwa 1-2 sowie eine Länge-Höhe-Verhältnis (L/H) von < 10 .

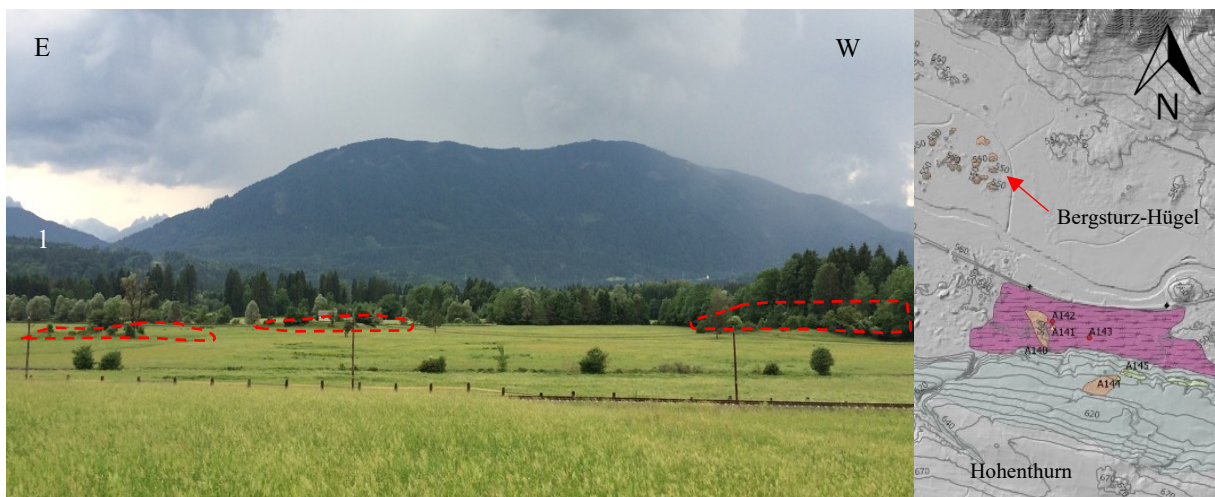


Abb. 6-14: Blick nach Süden in das Ablagerungsgebiet der älteren Bergstürze mit Lage in der der Geologischen Karte. 1 – Hohenthurn, rot strichlierte Bereiche – Bergsturzhügel.

Gailitz und Arnoldstein

Die distalsten Ablagerungen des älteren Bergsturzkörpers lassen sich südlich der Ortschaft Gailitz, kurz vor Arnoldstein, erkennen. Durch den fluviatilen Einfluss des gleichnamigen Flusses der Gailitz sowie der anthropogenen Flächennutzung wurden hier große Teile des Ablagerungsgebiets erodiert bzw. überprägt. Von der erosiven Wirkung zeugen mehrere Flussterrassen nordwestlich von Arnoldstein, die von 550 bis in 563 m Seehöhe ausgebildet sind. Im östlichen Anschluss ragen Bergsturzhügel mit bis zu 30 m Höhe aus dem Trümmerstrom hervor. Die markanten Landschaftselemente sind von stark verwitterten Bergsturzblöcken aus Wettersteinkalk

bedeckt, die oberflächlich intensive Verkarstungsprozesse erkennen lassen (vgl. Abb. 6-15). Die Verkarstung lässt sich unter anderem anhand herausgewitterter Kalzitadern erkennen, die aufgrund ihrer höheren Verwitterungsresistenz im Vergleich zur Kalkmatrix deutlich hervorsteht. Der relative Abtrag der umgebenden Gesteinsmasse beträgt dabei stellenweise bis zu 5 mm (vgl. Abb. 6-16). Entlang von Spalten und Rissen wird die intensive Verkarstung noch viel deutlicher sichtbar, da diese Bereiche häufig Öffnungsweiten von mehreren Zentimetern aufweisen und durch runde Kanten charakterisiert sind (vgl. Abb. 6-15).



Abb. 6-15: Aufschluss A017 – älterer Bergsturzblick mit intensiver Verkarstung.



Abb. 6-16: Detailfoto Aufschluss A017 – Herausgewitterte Kalzitadern auf älterem Bergsturzblick.

Anhand der Bohrung B7/Ost (ID: 10318, siehe Abb. 6-17), die in der Ortschaft Gailitz in einer Seehöhe von 565 m abgeteuft wurde, sind bis in 34 m Tiefe keine Hinweise auf diagenetisch verfestigte (zementierte) Sedimentgesteine der Turnberg-Einheit ersichtlich.

Im Bohrprofil von 1992 lassen sich von der Endteufe in 531 m ü. A. bis in 551 m ü. A. (entspricht 14 m unter GOK) ausschließlich fluviatile Sedimente erkennen. Darüber sind in 4 bis 8 m und 9 bis 14 m Tiefe zwei grobklastische Sedimentkörper dokumentiert, die aufgrund ihrer Kornzusammensetzung als Bergsturzablagerungen angesprochen werden können und durch eine etwa 1 m mächtige fluviatile Zwischenschicht aus schluffig-sandigem Kies voneinander getrennt sind. Im unteren Körper dominiert ein Korngemisch aus Sanden und Kiesen mit hellen-rötlichen Kalken, wohingegen im oberen Körper ein grobkörnigeres Material aus Steinen und Blöcken mit ebenfalls hellen-rötlichen Kalken vorliegt. Den Abschluss des Bohrprofils bilden fluviatile Kiese gefolgt von anmoorigen Ablagerungen in schluffig-toniger Kornzusammensetzung und schlussendlich anthropogene Anschüttungen.

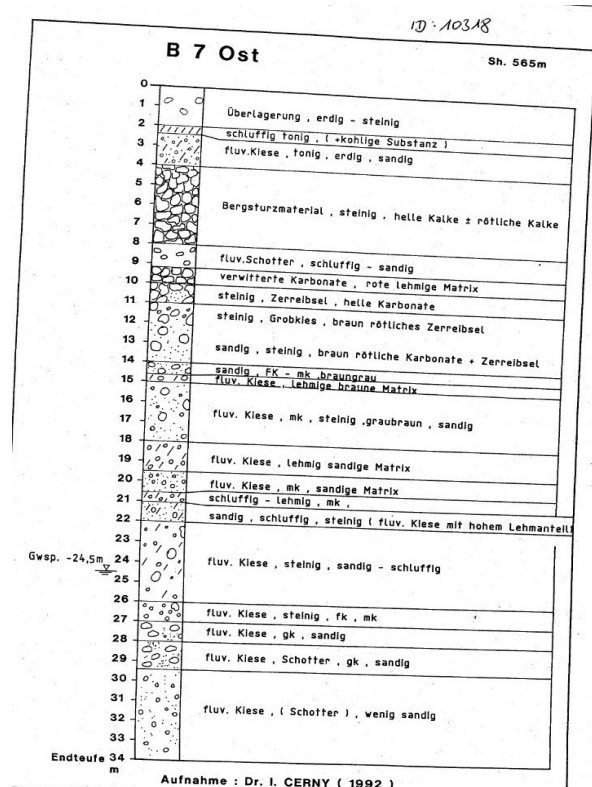


Abb. 6-17: Bohrung B7/Ost (ID: 10318) aus dem Archiv der Kärntner Landesregierung.

Die südlicher gelegene Bohrung Arn-GW-5 (ID: 20301) zeigt ab etwa 6 m Tiefe ebenfalls eine Dominanz grobklastischer Sedimente (Kiese, Steine und Blöcke > 0,3 m). Aufgrund der unzureichenden Bohrkernbeschreibung ist jedoch keine verlässliche Zuordnung zu den Bergsturzablagerungen möglich.

Neben den erwähnten Bohrungen gibt der Aufschluss A021 (Abb. 6-18) einen Einblick in den Internbau der älteren Bergsturzablagerungen. In einer künstlich freigelegten Böschung mit einer Höhe von etwa 5 m sind korngestützte Sedimentablagerungen aufgeschlossen. Diese bestehen aus einem weitgestuften Korngemisch aus Sanden, Kiesen und Steinen mit eingelagerten Blöcken (Survivor-Klasten) und weisen überwiegend angulare bis subangulare Kornformen auf. Die beobachteten Ablagerungen lassen sich dem Lithofazies-Code gSCc bis cSCc zuordnen.

Die fragmentierte Masse aus Wettersteinkalk ist infolge postgenetischer Zementationsprozesse bereichsweise verfestigt. Auffällig ist zudem das Auftreten sogenannter Jigsaw-Klasten (vgl. Abb. 6-19) die nach Dufresne et. al. (2016b) eine charakteristische Subfazies innerhalb der Body-Fazies darstellen.



Abb. 6-18: Aufschluss A021 – Straßenböschung entlang der B111 Gailtalstraße. Body-Fazies der alten Schütt.



Abb. 6-19: Detailfoto Aufschluss A021 – Jigsaw-fractured Klast.

Dobrawa

Die Dobrawa stellt mit ihrer Erhebung bis auf 670 m ü. A. eine markante topographische Barriere für die abgelagerten Bergsturzmassen im Talboden dar. Trotz eines Höhenunterschieds von max. rund 150 m – die tiefsten Bergsturzablagerungen wurden in der Bohrung B4/C (ID: 2684) bis in 520,31 m ü. A. nachgewiesen – lassen sich ältere Bergsturzablagerungen bis über die Dobrawa hinweg verfolgen. Insbesondere im Bereich unterhalb der Roten Wand reicht eine nahezu geschlossene Bergsturzdecke bis auf den Geländerücken hinauf. Östlich davon treten einzelne, isolierte Bergsturzinseln auf, die entweder durch spätere Erosionsprozesse von der Hauptmasse getrennt wurden oder sich ursprünglich bereits als abgesonderte Sekundärkörper abgelagert haben. Bereits im Gelände zeigt sich, dass das glazial geformte Urgelände der Dobrawa bis auf eine Höhe von etwa 580 m ü. A. gut nachvollziehbar ist. Der dort am Nordhang ausgeprägte Geländeknick markiert die Grenze, oberhalb der das ursprüngliche Relief noch deutlich in Erscheinung tritt, während es unterhalb davon von mächtigen Bergsturzablagerungen (in Form von Bergsturzhügeln erkennbar) vollständig überlagert wird. Für den darüber liegenden Hangabschnitt lässt sich, im Vergleich zu den tieferliegenden Bereichen mit potenzieller Stauwirkung, eine nur geringmächtige Bergsturzdecke vermuten.

Im Aufschluss A089 kann entlang eines Böschungsanschnitts die aufgebrandete Bergsturzmasse im distalen Ablagerungsbereich detailliert untersucht werden (Abb. 6-20, Abb. 6-21). Die Ablagerungen bestehen aus monomikten, überwiegend stark fragmentierten Klasten aus Wettersteinkalk. Sie zeigen ein korngestütztes Gefüge aus Kiesen, deren Zwischenräume von einer schluffig-sandige Matrix ausgefüllt sind (Lithofazies-Code: gSCc). Innerhalb des Aufschlusses wechseln grobkiesige und feinkiesige Bereiche kleinräumig miteinander ab, wobei keine klare Schichtung oder Sortierung erkennbar ist (Abb. 6-21). Lokal treten scherbandartige Strukturen (Scherzonen) auf, die gegenüber der umgebenden Bergsturzmasse durch eine feinkörnigere, schluffig-sandige Zusammensetzung charakterisiert sind (strichlierte rote Linie in Abb. 6-21). Die Kornformen der Klasten reichen von sehr angular über angular bis subangular. An der Oberfläche anstehende Klasten erscheinen infolge von Verwitterungsprozessen, insbesondere durch Verkarstung, tendenziell stärker gerundet (Abb. 6-20). Lokal sind außerdem völlig desintegrierte Jigsaw-Klasten zu beobachten, die durch die stützende Wirkung der umgebenden Masse in ihrer ursprünglichen Form erhalten geblieben sind. Vereinzelt liegen der Bergsturzmasse Blöcke mit Volumina von bis zu wenigen Kubikmetern auf. Diese bilden jedoch kein zusammenhängendes, selbsttragendes Netzwerk, wie es für die Carapace-Fazies typisch ist. Die Ablagerungen sind aufgrund der beschriebenen lithofaziellen Merkmale überwiegend als Body-Fazies anzusprechen.



Abb. 6-20: Aufschluss A089 – Bergsturzblöcke im aufgebrandeten Ablagerungsbereich der Dobrawa.



Abb. 6-21: Aufschluss A089 – Stark fragmentierte Body-Fazies im distalen Ablagerungsbereich. Rot strichlierte Linie – Scherzone.

6.1.5 Ablagerungsgebiet jüngerer Bergstürze

Innerhalb des Ablagerungsgebiets der jüngeren Bergstürze (Bereich I in Abb. 6-22) befinden sich im Untersuchungsgebiet 4 isolierte Bergsturzkegel, deren Lockersedimentmassen sich anhand fazieller Merkmale räumlich klar abgrenzen lassen. Dabei handelt es sich um die Ablagerungen aus den Abrissnischen der jüngeren Bergstürze, welche sich von Ost nach West der Storfhöhe, Kranzwand, Geklobenen Wand und Roten Wand (Bereich II in Abb. 6-22) zuordnen lassen.

Die Ablagerungen des Bergsturzes aus der Roten Wand stellen mit einer Fläche von etwa 3,37 km² den größten Bergsturzkegel jüngerer Bergstürze im Untersuchungsgebiet dar. In abnehmender Flächenausdehnung folgen die Ablagerungen der Bergstürze aus der Geklobenen Wand mit etwa 0,62 km², der Kranzwand mit etwa 0,28 km² sowie der Storfhöhe mit lediglich 0,016 km².

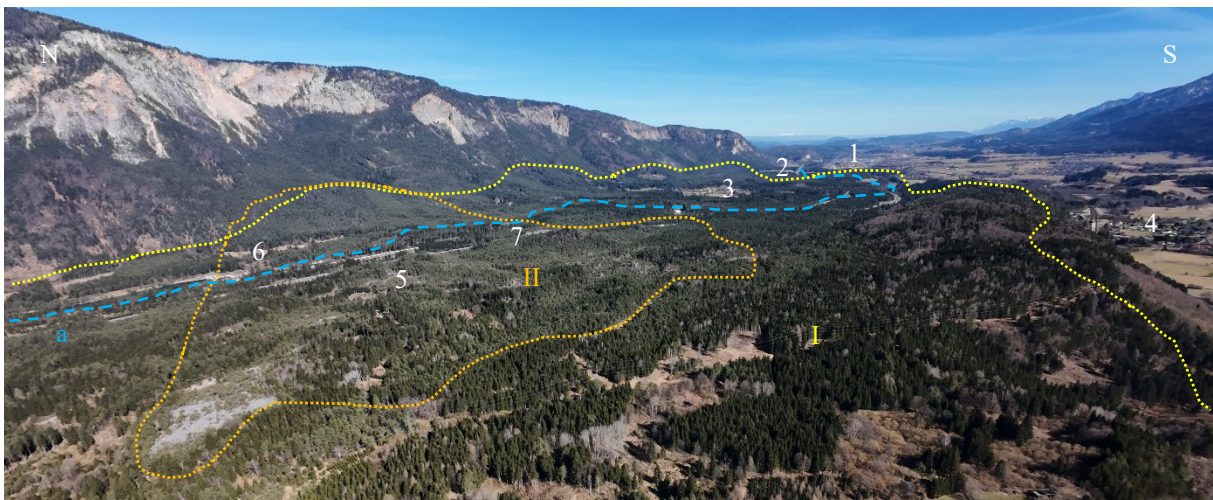


Abb. 6-22: Drohnenaufnahme östlich von Arnoldstein mit Blick nach Osten in das Ablagerungsgebiet der älteren und jüngeren Bergstürze. 1 – Fürnitz, 2 – Unterschütt, 3 – Oberschütt, 4 – Pöckau, 5 – Steinernes Meer, 6 – Seewiese, 7 – Bärenbrücke, I – ältere Bergsturzablagerungen, II – jüngere Bergsturzablagerung aus der Roten Wand, a – Flusslauf der Gail durch das Bergsturzgebiet.

Trotz der unterschiedlichen Flächenausdehnung zeigen alle Bergsturzkegel charakteristische Gemeinsamkeiten im internen Aufbau. An der Geländeoberfläche treten überwiegend grobklastische Sedimente (Steine und Blöcke) auf, die der Carapace-Fazies zugeordnet werden können (vgl. Abb. 6-23). Aufgrund der nur geringmächtigen beziehungsweise fehlenden Humusdecke sind diese Sedimente flächendeckend gut kartierbar. Sie zeigen lediglich eine schwach ausgeprägte Verkarstung, meist in Form von flachem Rillenkarrst mit Vertiefungen von etwa 3–5 mm Tiefe (vgl. Abb. 6-24). Die Gesteinsoberflächen der Blöcke aus den jüngeren Bergsturzablagerungen weisen im Vergleich zu den älteren Bergsturzblöcken eine deutlich rauere Textur auf, was auf einen frischeren Verwitterungsgrad hindeutet.

Unterhalb der Carapace-Fazies ist die Body-Fazies ausgebildet, die an mehreren Böschungseinschnitten beobachtet werden konnte. Hinweise auf eine zementgebundene Ausbildung der Body-Fazies, wie sie teilweise bei den älteren Ablagerungen zu finden ist, fehlen jedoch. Ein Aufschluss der tiefer liegenden Basalen-Fazies konnte im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen werden.

Wie bereits bei den älteren Bergsturzablagerungen dominiert als Gesteinsmaterial der Wettersteinkalk. In den Aufschlüssen A005 und A006 treten innerhalb des Bergsturzkegel aus der Geklobenen Wand im medialen Bereich Buntkalke auf.



Abb. 6-23: Aufschluss A103 – jüngerer Bergsturzblock mit geringer Verkarstung und spärlicher Vegetation.



Abb. 6-24: Detailfoto Aufschluss A103 – raue, frisch verwitterte und gering verkarstete Gesteinsoberfläche jüngerer Bergsturzblöcke mit Rillenkarst (3-5 mm).

Auch wenn für das Ablagerungsgebiet der jüngeren Bergsturzmassen, bedingt durch die älteren Ablagerungen im Untergrund, ein ungleichmäßiges Relief zu erwarten ist, lassen sich dennoch typische Ablagerungsformen erkennen, die Rückschlüsse auf die Bewegungsprozesse während der Ablagerung erlauben. Im Folgenden werden die morphologischen und sedimentologischen Detailergebnisse dargestellt.

Rote Wand

Besonders deutlich treten die morphologischen Strukturen von Bergstürzen im Ablagerungsgebiet der aus der Roten Wand stammenden Bergsturzmasse hervor. Die beobachteten Formen lassen sich dabei gemäß der Klassifikation von Dufresne & Davies (2009) grundsätzlich in longitudinale und transversale Strukturen gliedern.

Nördlich des Flusslaufs der Gail treten im proximalen Ablagerungsbereich, vereinzelt Hügel und longitudinale Wälle auf. Diese zeigen ein Länge-Breite-Verhältnis (L/B) von etwa 2 sowie ein Länge-Höhe-Verhältnis (L/H) im Bereich von 10–20.

Südlich der Gail dominieren im medialen Abschnitt drei markante longitudinale Wälle (I-III), die parallel zur Hauptausbreitungsrichtung (Nord-Süd) verlaufen und steil ausgeprägte Böschungen aufweisen (Abb. 6-25). Der östlich gelegene Wall (III) zeigt im Verlauf eine deutliche Ablenkung nach Osten.

Bezeichnung	Länge [m]	Breite [m]	Höhe [m]	L/B	L/H
Wall I	370	60	14	6	26
Wall II	685	100	20	7	34
Wall III	770	65	10	12	77

Tabelle 1: Morphometrische Daten der Bergsturzwälle im Ablagerungsgebiet des jüngeren Bergsturzes aus der Roten Wand.

Im distalen Anschluss an die drei Wälle treten unregelmäßig geformte, verstreut angeordnete Bergsturzhügel (engl. scattered hummocks) auf, deren Orientierung der Längsachse stark variiert.

Westlich davon treten im lateralen Ablagerungsgebiets, kleinere longitudinale Wälle sowie quer zur Fließrichtung orientierte transversale Hügel und Wälle auf. Am Ablagerungsrand bildet hier ein ausgeprägter longitudinaler Wall (Struktur IV, Abb. 6-25) die Hauptstruktur eines zungenförmigen Auslaufs, der im Sinne von Dufresne & Davies (2009) als frontal lobe bezeichnet wird.

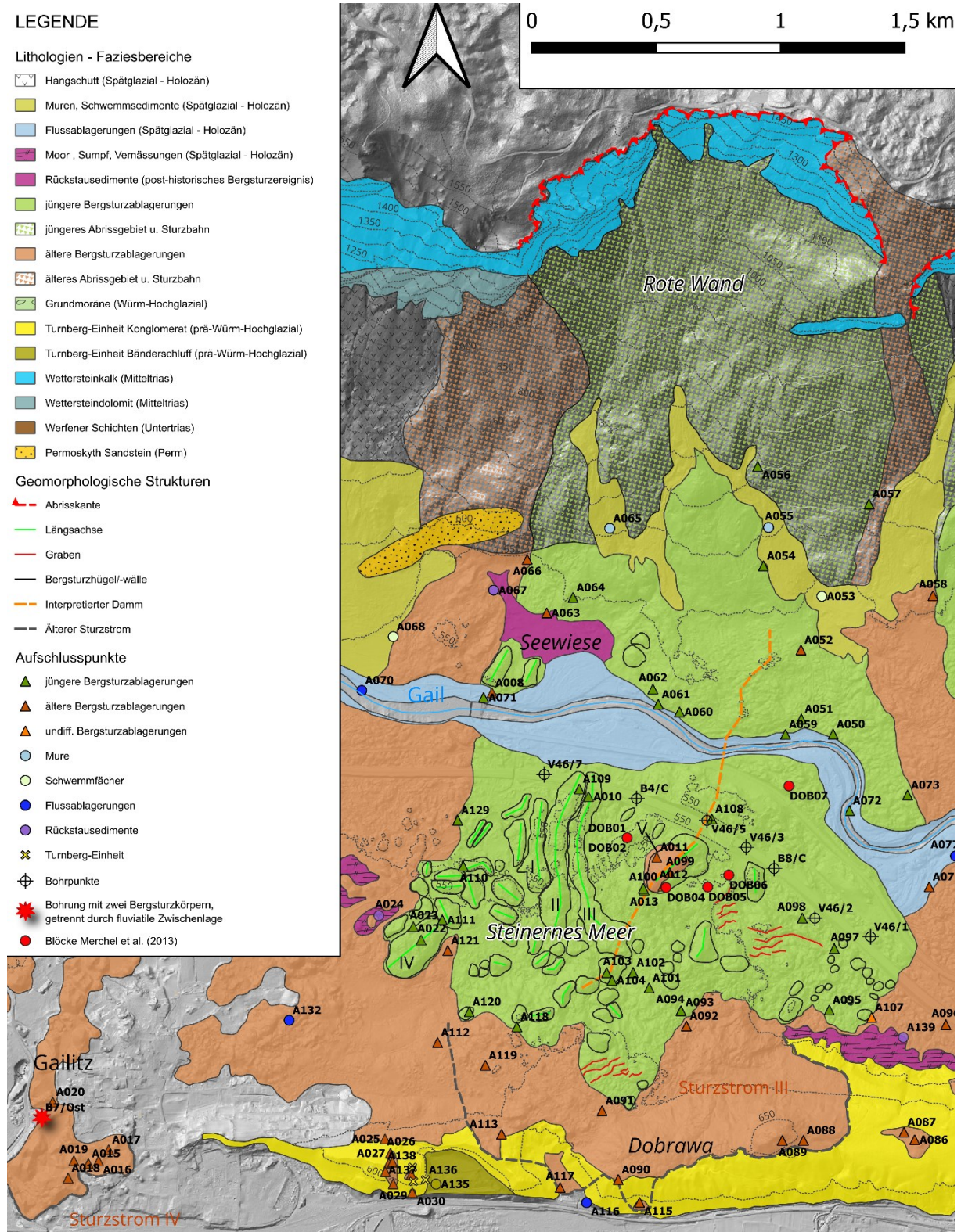


Abb. 6-25: Ausschnitt aus der Geologische Karte. I-IV – longitudinale Bergsturzwälle, V – älterer Bergsturzhügel.

Der östliche Bereich der Bergsturzablagerungen wird im Wesentlichen von deutlich kleineren und dicht angeordneten Hügeln aufgebaut. Auffallend sind hier in regelmäßigen Abständen parallel zueinander und normal auf die Fließrichtung des Trümmerstroms ausgerichtete Grabenstrukturen, welche ein gegenseitiges Aufschieben der Bergsturzmasse im medialen bis distalen Ablagerungsrand anzeigen.

Im medialen Bereich der Bergsturzmasse befindet sich ein isoliert stehender Bergsturzberg, der sich rund 30 m über die umgebenden Ablagerungen erhebt und eine absolute Höhe von etwa 582 m ü. A. erreicht. Die Längsachse des Bergs orientiert sich in nordost-südwestlicher Richtung. Die Westflanke des Bergs besteht aus grobklastischen Ablagerungen eines älteren Bergsturzes, wobei einzelne Blöcke aus Wettersteinkalk Volumina von wenigen tausend Kubikmetern erreichen (Megablock A011 ca. 15x15x6 m $\hat{=}$ 1350 m³ und A012 22x10x10 m $\hat{=}$ 2000 m³). Von Nordosten her wird die Bergstruktur von jüngeren Bergsturzablagerungen überlagert.

Die zuvor beschriebenen morphologischen Strukturen basieren auf einer spezifischen internen Gliederung der Bergsturzmasse, die sedimentologisch durch eine oberflächennahe Carapace-Fazies und eine darunter lagernde Body-Fazies geprägt ist. Die Carapace-Fazies wurde anhand zweier repräsentativer Aufschlüsse untersucht: Aufschluss A053 (Abb. 6-26) im proximalen und Aufschluss A103 (Lokalität 5 in Abb. 6-22; Abb. 6-27) im medialen bis distalen Ablagerungsbereich. Beide Aufschlüsse sind durch eine grobblockige, korngestützte Lagerung mit minimalem Matrixanteil gekennzeichnet.

Im Aufschluss A053 dominieren Steine und Blöcke mit Korngrößen im Dezimeter- bis unteren Meterbereich. Vereinzelt treten auch größere Blöcke mit Volumina von mehreren Dutzend Kubikmetern auf. Die Ablagerung ist im Wesentlichen korngestützt und an der Oberfläche nur geringmächtig mit einer Mächtigkeit von wenigen Dezimetern bis maximal einem Meter aufgeschlossen. Die Matrix besteht aus schluffigem Sand, tritt jedoch nur in geringem Umfang auf. Die Kornform der Klasten ist überwiegend sehr angular bis angular. Das interne Gefüge ist chaotisch und weist keine erkennbare Schichtung auf. Sedimentologisch lassen sich diese Ablagerungen dem Lithofazies-Code cSCc bis bSCc zuordnen. Das Oberflächenrelief ist zwar rau, jedoch deutlich weniger stark ausgeprägt als in den medialen bis distalen Bereichen des Ablagerungsgebiets.

Der Aufschluss A103 ist durch deutlich größere Klasten geprägt. Zahlreiche Blöcke mit Volumina von mehreren hundert bis über tausend Kubikmetern bilden eine Megablock-Fazies innerhalb der Carapace-Fazies. Die Ablagerung ist grobblockig, korngestützt und nahezu matrixfrei. Die Klasten bilden ein Netzwerk aus sich selbst stützenden Blöcken, deren Kornform überwiegend angular bis subangular ist. Die Mächtigkeit der Carapace-Fazies beträgt an dieser Stelle mehrere Meter, wobei sie aufgrund der Blockdimensionen und der unregelmäßigen Lagerung lateral stark variiert. Aufgrund der enormen Blockgrößen und der heterogenen Lagerung weist dieser Bereich ein stark reliefiertes, sehr raues Oberflächenprofil auf. Sedimentologisch wird diese Ablagerung dem Lithofazies-Code bSCc zugewiesen.



Abb. 6-26: Aufschluss A053 – Carapace-Fazies im proximalen Ablagerungsgebiet des jüngeren Bergsturzes aus der Roten Wand.



Abb. 6-27: Aufschluss A103 – Megablock-Fazies (Carapace-Fazies) im medialen Ablagerungsgebiet des jüngeren Bergsturzes aus der Roten Wand.

Die Body-Fazies wurde in zwei weiteren Aufschlüssen untersucht: Aufschluss A055 (Abb. 6-28) im proximalen sowie Aufschluss A108 (Abb. 6-29) im medialen Ablagerungsbereich. In beiden Profilen zeigt sich ein weit gestuftes Korngemisch aus Sand und Kies mit geringen Anteilen an Schluff. Innerhalb dieser zertrümmerten Masse sind Steine und Blöcke eingelagert, teils in schwimmender Lagerung, teils in korngestütztem Kontakt. Die Kornform der Klasten reicht von angular bis subangular.

In den Ablagerungen sind weder eine interne Schichtung noch eine Einregelung der Klasten feststellbar. Trotz des insgesamt chaotischen Gefüges lässt sich anhand der Korngrößenverteilung eine coarsening-upward-Struktur erkennen, da der Anteil größerer Klasten mit zunehmender Tiefe augenscheinlich abnimmt. Die Body-Fazies ist im Aufschluss A108 bis zu 8 Meter mächtig aufgeschlossen, wobei ihre Basis nicht erkennbar ist.



Abb. 6-28: Aufschluss A055 – Straßenböschung entlang eines Forstweges. Body-Fazies mit Carapace-Fazies im proximalen Ablagerungsgebiet des jüngeren Bergsturzes aus der Roten Wand. Böschungsoberkante in etwa 608 m Höhe.



Abb. 6-29: Aufschluss A108 – Straßenböschung der A2 Südautobahn im Bereich der Bärenbrücke. Body-Fazies im medialen Ablagerungsgebiet des jüngeren Bergsturzes aus der Roten Wand. Böschungsoberkante in etwa 556 m Höhe.

Hinweise auf die Mächtigkeit der jüngeren Bergsturzablagerungen und deren jeweilige Faziesräume lassen sich ergänzend aus den vorliegenden Bohrdaten ableiten, auch wenn diese nur punktuelle Aussagen ermöglichen.

Anhand der Bohrung V46/5 (ID: 2579, siehe Abb. 6-30, Abb. 6-25), die im Zuge der Untergrunderkundung für die geplante Trasse der A2 Südautobahn im Bereich der Bärenbrücke in einer Seehöhe von 557,91 m ü. A. abgeteuft wurde, sind bis zur Endteufe in 25,0 m Tiefe überwiegend grobkörnige Sedimente dokumentiert. Diese lassen sich aufgrund der beschriebenen Korngrößenverteilung und Kornform als Bergsturzablagerungen ansprechen.

Zwischen 9,5 und 11,0 m Tiefe tritt eine Blocklage auf, die als Carapace-Fazies angesprochen wird. Der obere Bergsturzkörper reicht von der Geländeoberfläche bis in 9,5 m Tiefe und setzt sich aus mehreren Schichten zusammen. Der darunterliegende Bergsturzkörper beginnt mit der Blocklage in 9,5 m Tiefe und erstreckt sich bis zur Endteufe.

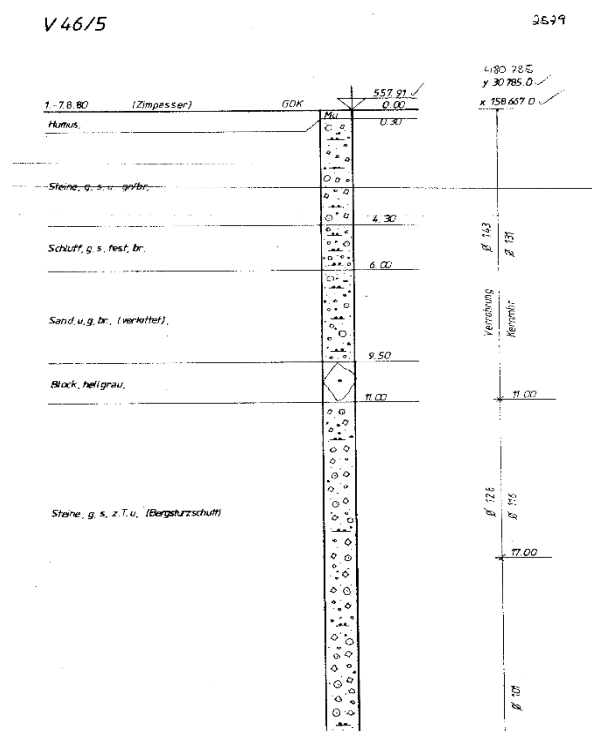


Abb. 6-30: Bohrung V 46/5 Ost (ID: 2579) aus dem Archiv der Kärntner Landesregierung.

Auch in den übrigen Bohrungen entlang der Autobahntrasse lassen sich für die jüngeren Bergsturzablagerungen vergleichbare vertikale Mächtigkeiten erkennen. Die größte Mächtigkeit ist in Bohrung V46/3 (ID: 2578, Abb. 6-25) dokumentiert, wo bis in 14,2 m Tiefe ein angulares, grobklastisches Korngemische aus Sand, Kies und Steinen auftritt, das nach unten durch eine Blocklage zwischen 14,2 m bis 15,0 m Tiefe begrenzt wird. In Bohrung V46/1 (ID: 2575, Abb. 6-25) markiert das Einsetzen gerundeter Kiese in rund 7,5 m den basalen Kontakt zu einem darüberliegenden angularen, grobklastischen Korngemisch aus Sand, Kies und Steinen. Auch Bohrung V46/7 (ID: 2583, Abb. 6-25) zeigt oberhalb von 9,5 Tiefe angulare grobklastische Sedimente aus Steinen, Kiesen und Sanden. Von 9,5 bis 10,0 m Tiefe sind fluviatile Sedimente im Bohrprofil vermerkt. Darunter sind bis zur Endteufe von 20 m wiederum grobklastische Sedimente aus Steinen, Kiesen und Sanden mit überwiegend angularer Kornform dokumentiert.

Kranzwand

Der jüngere Bergsturzkegel aus der Kranzwand zeigt nur im proximalen Ablagerungsbereich eine deutliche Erhebung gegenüber der älteren Bergsturzablagerung. Im medialen bis distalen Bereich liegt hingegen lediglich eine geringmächtige Überlagerung vor. Dies ist auf die fehlende topographische Ausprägung zurückzuführen, da sich die Ablagerung dort nur geringfügig über das Niveau der angrenzenden älteren Bergsturzmasse erhebt. Charakteristische morphologische Strukturen sind in diesem Bergsturzkegel nur ansatzweise erkennbar.

Geklobene Wand

Im proximalen bis medialen Ablagerungsbereich der aus der Geklobenen Wand stammenden Bergsturzmassen lässt sich ein markanter Bergsturzhügel erkennen. Dieser ragt rund 20 m aus der umgebenden Ablagerung hervor und weist ein Länge-Breite-Verhältnis (L/B) von etwa 1,1 sowie ein Länge-Höhe-Verhältnis (L/H) von etwa 11 auf. Die übrige Bergsturzmasse zeigt eine unregelmäßige Oberflächenmorphologie mit nur vereinzelt auftretenden, kleineren Hügelstrukturen.

Auffällig ist eine steil ausgeprägte Böschung, die sich mit rund 10 m Höhe radial vom Ablagerungsrand im Nordwesten bis in den Südosten verfolgen lässt.

Im distalen Ablagerungsbereich ist ein zungenförmiger Auslauf erkennbar, der sich mit etwa 250 m Länge über den Rand der Hauptmasse hinaus erstreckt. Markante morphologische Strukturen fehlen in diesem Abschnitt. Die Masse hebt sich lediglich geringmächtig von der angrenzenden älteren Bergsturzmasse ab, wodurch sich der Untergrund deutlich durchzeichnet. Es ist daher anzunehmen, dass in diesem Bereich nur geringe Ablagerungsmächtigkeiten des jüngeren Bergsturzes vorliegen.

Storfhöhe

Der jüngere Bergsturzkegel der Storfhöhe zeigt eine klare Abgrenzung zur umlagernden älteren Bergsturzmasse. Die geringe Ausdehnung der Ablagerung beschränkt sich auf einen einzelnen Bergsturzhügel, der sich am Fuß der Wand abgesetzt hat und etwa 100 m in den Talboden hineinreicht.

6.1.6 Publierte ^{36}Cl -Expositionsdaten

Die von Merchel et al. (2013) datierten Bergsturzböcke liegen nach der vorliegenden Kartierung überwiegend eindeutig im Ablagerungsbereich des jüngeren Bergsturzes aus der Roten Wand (vgl. Abb. 6-31). Dies betrifft DOB1, DOB2, DOB5, DOB6 und DOB7. Lediglich DOB4 befindet sich im Randbereich zu den älteren Bergsturzablagerungen. Beprobt wurden Wettersteinkalke aus der Carapace-Fazies in einer Höhe von 547 und 581 m ü. A. Die berechneten ^{36}Cl -Expositionsalter reichen von 1168 ± 109 a bis 12231 ± 1209 a und liegen damit deutlich über dem für das Ereignis von 1348 zu erwartenden Referenzalter (Tabelle 2). Die Abweichung vom historischen Bergsturzalter beträgt 78 bis 1759 %. Vergleichsweise geringe Abweichungen zeigen DOB6 und DOB7, während insbesondere DOB2 und DOB5 deutlich höhere Werte aufweisen. Auffällig ist außerdem, dass DOB1 und DOB2 trotz Entnahme am selben Block stark voneinander abweichen.

Probe	Breitengrad	Längengrad	Höhe [m ü. A.]	Expositionsalter [a]	Abweichung zum hist. Bergsturzalter [%]
DOB1	46,56600	13,73000	553	1795 ± 153	173
DOB2	46,56600	13,73000	551	12231 ± 1209	1759
DOB4	46,56419	13,73203	581	2206 ± 182	235
DOB5	46,56420	13,73421	556	6063 ± 314	821
DOB6	46,56463	13,73532	553	1336 ± 136	103
DOB7	46,56785	13,73850	547	1168 ± 109	78

Tabelle 2: Auflistung der datierten Bergsturzböcke aus Merchel et al. (2013).

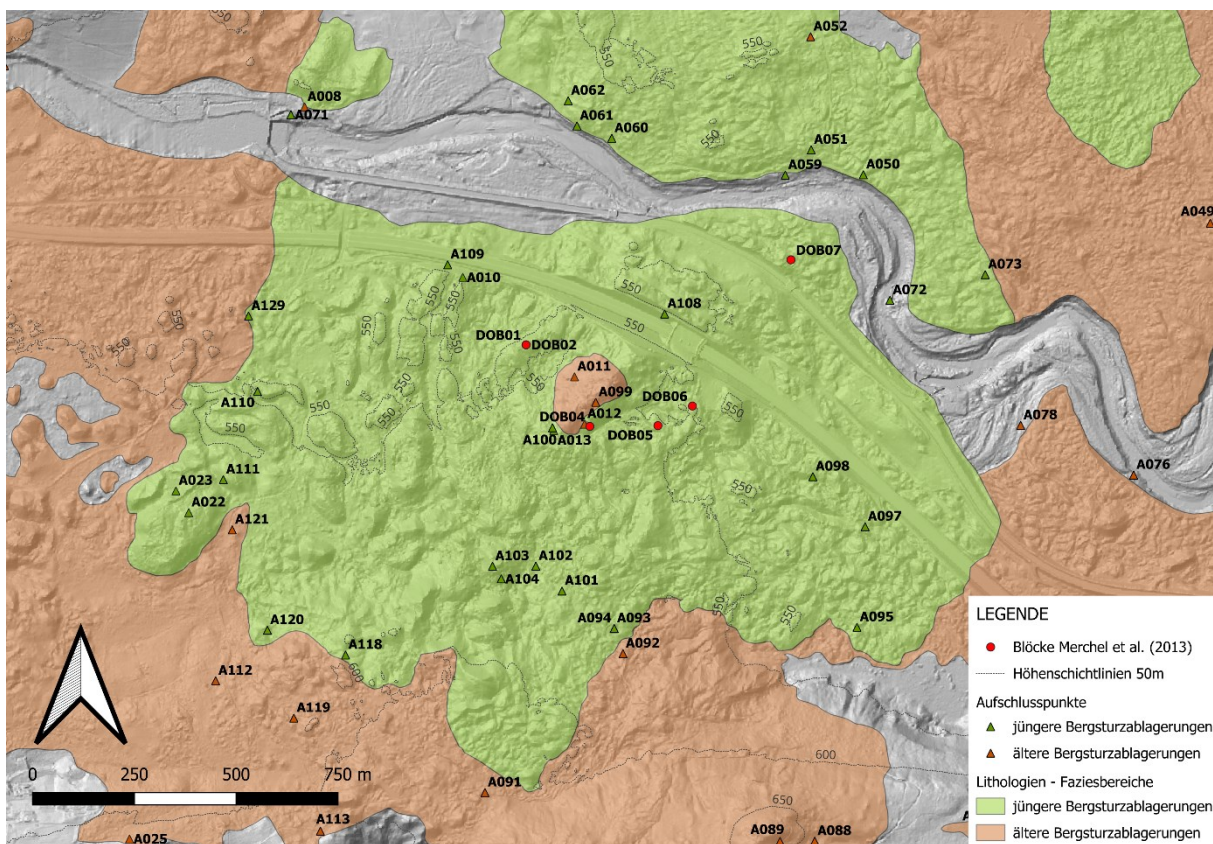


Abb. 6-31: Ausschnitt aus der Geologischen Karte. Rote Punkte markieren die Lage der datierten Böcke aus Merchel et al. (2013).

6.1.7 Post-Bergsturzablagerungen

Über den Bergsturzablagerungen beziehungsweise in deren unmittelbarem Umfeld sind im Untersuchungsgebiet mehrere jüngere Sedimentkörper aufgeschlossen. Dazu zählen (a) feinkörnige Rückstausedimente und anmoorige Ablagerungen in topographisch tieferen, eben ausgebildeten Bereichen wie beispielsweise Mulden und Gräben zwischen den Bergsturzhügeln, (b) grobklastische Murenablagerungen entlang von Erosionsrinnen am Dobratsch-Südhang, (c) flächenhafte Schwemmsedimente sowie (d) fluviatile Sedimente im Bereich des Talbodens. Feinkörnige Rückstausedimente wurden sowohl im Bereich älterer Bergsturzablagerungen als auch im Bereich jüngerer Bergsturzablagerungen dokumentiert. Im nördlich von Hohenthurn gelegenen Talboden tritt in rund 547 m ü. A. eine zwischen Bergsturzhügeln weitestgehend eingeebnete Fläche auf (vgl. Abb. 6-14). Mittels Pürkauer-Sondierungen wurde dort in den Aufschlüssen A142, A143, A146 und A147 bis in 1,0 m Tiefe toniger Schluff und schluffiger Ton (Lithofazies-Code: F) unterhalb von Torf und anmoorigen Ablagerungen nachgewiesen (Abb. 6-32; Abb. 6-33). Weiters zeigten die Aufschlüsse A024 (554 m ü. A.) und A139 (536 m ü. A.) im medialen bis distalen Ablagerungsgebiet der älteren Bergsturzablagerungen nördlich der Dobrawa ebenfalls Torf über feinsandigen Schluffen und Sand-Kies-Gemischen mit subangularen (sa) bis runden (r) Klasten im Kern des Pürkauers (Abb. 6-34, Abb. 6-35).



Abb. 6-32: Aufschluss A143 – Pürkauer-Sondierung mit Torf bzw. anmoorigen Ablagerungen und Feinkornsediment.



Abb. 6-33: Aufschluss A147 – Pürkauer-Sondierung mit Torf bzw. anmoorigen Ablagerungen und Feinkornsediment.



Abb. 6-34: Aufschluss A024 – Pürkauer-Sondierung mit Torf bzw. anmoorigen Ablagerungen und Sand-Kies-Gemische mit subangularen bis runden Klasten.



Abb. 6-35: Aufschluss A139 – Pürkauer-Sondierung mit Torf bzw. anmoorigen Ablagerungen und Feinkornsediment.

Im Bereich der „Seewiese“ nördlich der Gail, im proximalen Bereich der Bergsturzablagerungen aus der Roten Wand, ist ebenfalls eine ebene Fläche mit rund 0,07 km² ausgebildet (Abb. 6-36), die aus feinkörnigen Sedimenten aufgebaut ist (Abb. 6-37). Diese sind bis in eine Höhe von etwa 534 m ü. A. aufgeschlossen. Der Aufschluss A067 dokumentiert unterhalb der Humusdecke ein massives Feinsediment aus schluffigem Ton bis tonigem Schluff, das dem Lithofazies-Code Fm zugeordnet werden kann. Eine bislang unveröffentlichte ¹⁴C-Datierung an Süßwassermollusken aus diesen Feinsedimenten ergab ein kalibriertes Alter von 1255 – 1290 n. Chr (pers. Comm., Kurt Decker, 2026; Abb. 6-38). Das Ergebnis liegt damit vor dem jüngeren Bergsturzereignis von 1348, ist jedoch aufgrund eines nicht berücksichtigten möglichen Hartwassereffektes vorsichtig zu interpretieren (vgl. Philippsen, 2013).

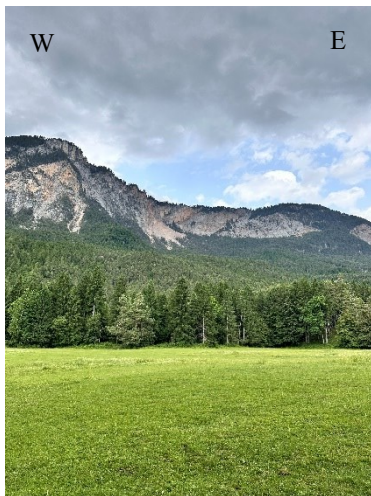


Abb. 6-36: Aufschluss A067 – Rückstaubereich der Gail innerhalb des Bergsturzgebiets (Lokalität 6 in Abb. 6-22; „Seewiese“).



Abb. 6-37: Aufschluss A067 – Feinkörnige Rückstausedimente aus schluffigem Ton bis tonigem Schluff.



Abb. 6-38: Aufschluss A067 – Gut erhaltene Mikrofauna (Süßwassermollusken) in feinkörnigem Sediment.

Im Aufschluss A055 (Abb. 6-39) lassen sich im Bereich einer Erosionsrinne schlecht sortierte, matrixgestützte Sedimente aus einem schluffig-sandigem Korngemisch mit Kiesen und Steinen erkennen (Lithofazies-Code: Dm). Die enthaltenen Klasten weisen bevorzugt eine kantengerundete (sa) Kornform auf. Diese als Murenablagerungen zu klassifizierende Sedimente treten lokal begrenzt entlang des proximalen Ablagerungsrandes der Bergstürze auf.

Im Aufschluss A053 (Abb. 6-40) sind hellbraune, schluffige Feinsande ohne erkennbare Schichtung aufgeschlossen (Lithofazies-Code: Sm). Diese Ablagerungen werden als Schwemmsedimente klassifiziert und bilden flach geneigte, eben ausgebildete Flächen innerhalb der Bergsturmassen im Anschluss an die Murenablagerungen aus.

In den Aufschlüssen A070, A077, A106 und A137 sind innerhalb des Bergsturzgebietes fluviatile Ablagerungen dokumentiert. Während A070, A077 und A106 entlang des (sub)rezenten Flusslaufes der Gail im proximalen bis medialen Ablagerungsbereich der Bergsturmassen liegen, befindet sich A137 nordöstlich von Arnoldstein am Nordhang der Dobrawa in rund 580 m ü. A. im medialen bis distalen Ablagerungsbereich älterer Bergsturmassen. Aufschluss A070 (Abb. 6-41) zeigt schluffige Feinsande, die teils laminiert, teils geschichtet sind und in Wechsellagerung mit massiven Sanden auftreten (Lithofazies-Codes: Sb, Sl, Sm). Aufschluss A077 (Abb. 6-42) enthält gut gerundete (wr) Gerölle und Sande (Lithofazies-Code: GS), die dem Bereich des Bachbetts und der Flussterrassen zuzuordnen sind. Im Aufschluss A137 treten in einer künstlich freigelegten Böschung im

Hangenden der älteren Bergsturzablagerungen zunächst massive Sande auf, darüber folgen sub-rounded (sr) bis gut gerundete (wr) Sand-Kies-Gemische mit vereinzelt eingelagerten Steinen (Lithofazies-Code: Sm, GS; Abb. 6-43). Den Abschluss bildet ein entwickelter Waldboden aus organischem Schluff (Abb. 6-44).



Abb. 6-39: Aufschluss A055 – Murenablagerungen im Bereich einer Erosionsrinne; proximales Ablagerungsgebiet des jüngeren Bergsturzes.



Abb. 6-40 Aufschluss A053 – Schwemmsedimente im proximalen Ablagerungsgebiet der jüngeren Bergsturzablagerung.



Abb. 6-41: Aufschluss A070 – Wechsellagerung aus laminierten bis geschichteten schluffigen Feinsanden und massiven Sanden im Überflutungsbereich der Gail.



Abb. 6-42: Aufschluss A077 – Flussterrassen der Gail im jüngeren Bergsturzgebiet mit gut gerundeten Geröllen und Sanden. Rote Linie – Oberkante einer Flussterrasse.



Abb. 6-43: Aufschluss A137 – Massive Sande gefolgt von Sand-Kies-Gemischen.



Abb. 6-44: Aufschluss A137 – Waldboden aus organischem Schluff.

6.2 Laboranalyse

Als Ergänzung zur geologischen Kartierung wurden insgesamt sieben Gesteinsproben (200/17/01 bis 200/17/07, Abb. 6-46) aus der zementierten Body-Fazies der älteren Bergsturzablagerungen hinsichtlich ihrer sedimentpetrographischen Merkmale analysiert. Die Proben ließen sich im Aufschluss A021 (Abb. 6-45) nordwestlich von Arnoldstein in einer künstlich freigelegten Böschung neben der B 111 Gailtalstraße entnehmen. Die Probenentnahme erfolgte in einer Tiefe von etwa 3 bis 4 m unterhalb der Böschungsoberkante innerhalb eines korngestützten Schutts (SCc, Body-Fazies) der in der gesamten Böschung aufgeschlossen war. Darüber ließen sich aufgrund fehlender Zementation keine Brekzien finden. Makroskopisch weist das Material eine angular bis subangulare Kornrundung auf, wobei die Klasten eine niedrige Sphärizität und eine unregelmäßige Morphologie zeigen.



Abb. 6-45: Aufschluss A021 - Body-Fazies der alten Schütt mit zementierten Brekzien.



Abb. 6-46: Detailfoto Probe 200/17/01 - zementierte Brekzie aus Bergsturzmateriel.

In den Großschliffen (vgl. Abb. 6-47 und Abb. 6-48) ist eine weitgestufte Korngrößenverteilung zu sehen, die mit Kornfraktionen von größer 7 cm Durchmesser (Steine) bis hin zu Partikeln kleiner 2 μm (Ton) gekennzeichnet ist. Die Kornform variiert, wobei viele Körner eine unregelmäßige Geometrie aufweisen. Das Sedimentgemisch ist schlecht sortiert und zeigt keine Einregelung der Körner, was auf eine ungeordnete Ablagerung ohne bevorzugte Orientierung hinweist. Wie bereits makroskopisch beobachtet, bestätigt sich unter dem Mikroskop ein korngestütztes Gefüge, bei dem die größeren Klasten (> 4 mm) direkten Kontakt zueinander aufweisen und nicht von einer Matrix gestützt werden. Zudem lässt sich der Rundungsgrad der Körner mikroskopisch als angular bis subangular bestätigen, was mit den makroskopischen Beobachtungen übereinstimmt.

Unter dem Durchlichtmikroskop zeigen die Dünnschliffe, abgesehen von wenigen akzessorischen Quarzkörnern (Abb. 6-50), eine ausschließlich karbonatische Zusammensetzung, die sowohl kalzitische als auch dolomitische Komponenten umfasst. Aufgrund einer meist feinkörnigen, mikrokristallinen Mineralisation (Mikrit) ist eine exakte Unterscheidung zwischen Kalzit und Dolomit nur schwer durchführbar. Dennoch lässt die häufig beobachtete undulöse Auslöschung (Abb. 6-49), die typischerweise bei Kalzit auftritt, auf einen hohen Anteil dieses Minerals in den untersuchten Proben schließen. Dolomit ist zumindest im Dünnschliff 200/17/07-4 (Abb. 6-51) durch das Auftreten rhombischer Kristallkörner nachgewiesen. Die einzelnen Partikel werden von einem dunkel- bis hellbraunem Saum aus Kalzit-Zement umgeben, der sich vermutlich erst nach dem Bergsturzereignis durch chemische Lösungsprozesse gebildet hat.

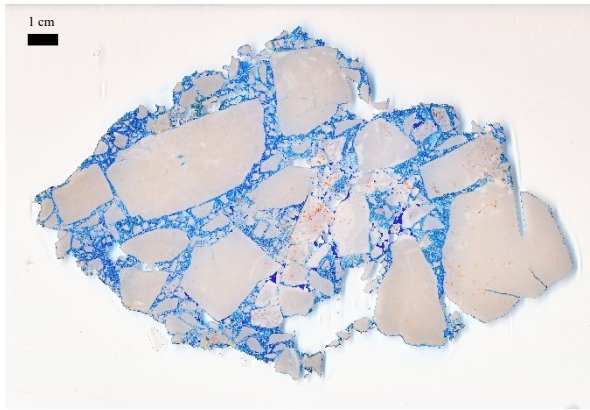


Abb. 6-47: Großschliff 200/17/04-3.

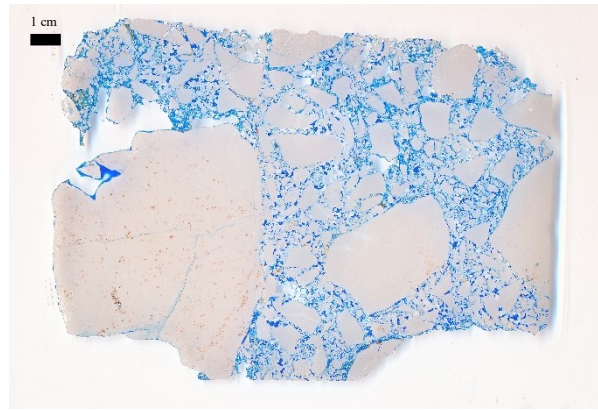


Abb. 6-48: Großschliff 200/17/07-1.

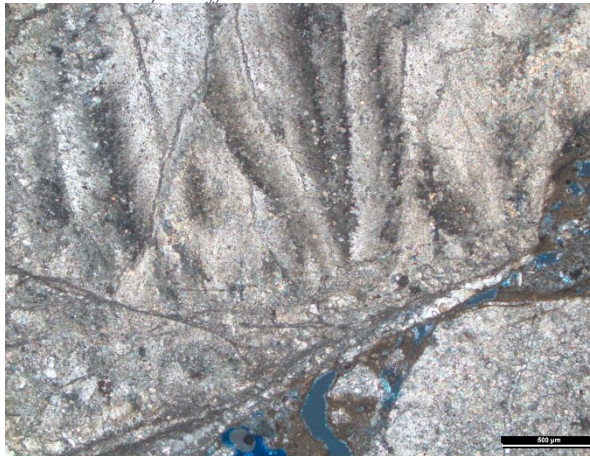


Abb. 6-49: Dünnschliff 200/17/02-2, undulöse Auslöschung unter gekreuzten Polarisatoren.

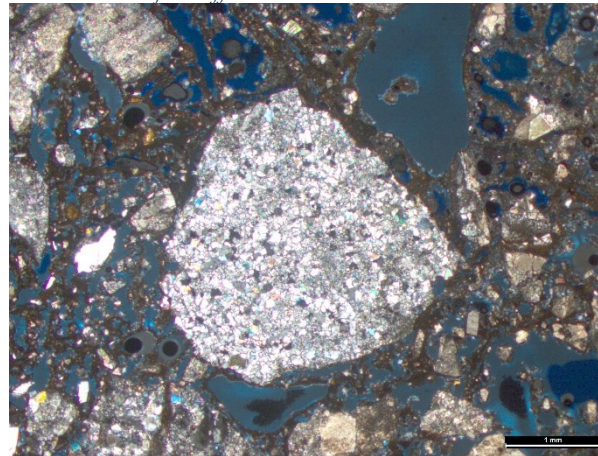


Abb. 6-50: Dünnschliff 200/17/02-2, polykristallines Quarzkorn, das vermutlich aus dem Permoskyth-Sandstein stammt.

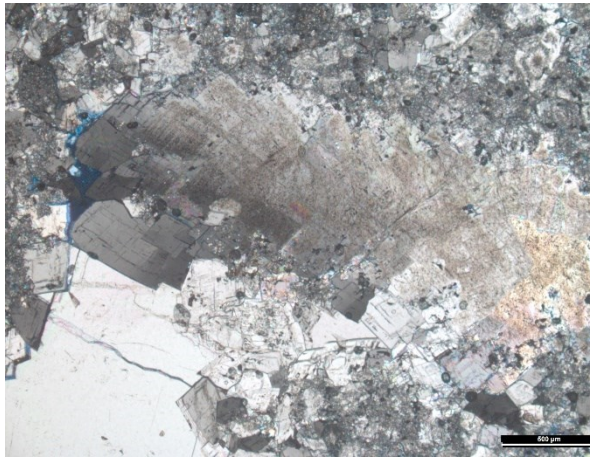


Abb. 6-51: Dünnschliff 200/17/07-4.

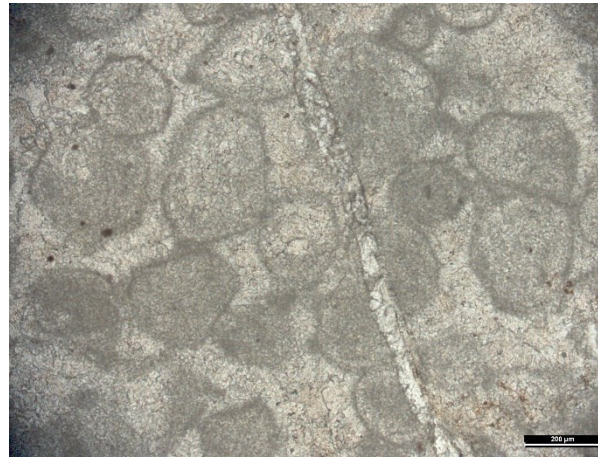


Abb. 6-52: Dünnschliff 200/17/06-3.

Die Fazies der karbonatischen Ausgangsgesteine wird neben einer rein mikritischen Textur häufig auch durch das Vorkommen von Biospariten mit randlich mikritisierten Körnern geprägt (vermutlich Kalkschwämme; Abb. 6-52). Aufgrund der beschriebenen Fazies lässt sich das Ablagerungsmilieu der vorliegenden Kalke in flache marine Bereiche mit niedriger bis mäßig erhöhter Energie einordnen. Insbesondere Lagunen sowie der Übergangsbereich zum Riff kommen als mögliche Sedimentationsräume in Betracht, da sie sowohl feinkörnige Karbonatsedimente (Mikrit) als auch biogene Komponenten unter variierenden hydrodynamischen Bedingungen enthalten. Das Vorkommen von matrixfreien spartitisch zementierten Karbonaten weist zudem auf Phasen mit erhöhter Wasserbewegung hin, wie sie in Randbereichen von Lagunen oder in Gezeitenkanälen nahe dem Riff auftreten.

Die intragranularen Hohlräume innerhalb einzelner Fragmente sind stellenweise mit grobkristallinem Kalzit verfüllt (Abb. 6-53). Diese Porenfüllungen sind von dem feinkörnigen intergranularen Kalzit-Zement zu unterscheiden, der das Sedimentgefüge zwischen den Klasten verfestigt (Abb. 6-54). Die intragranularen Kalzitkristalle zeigen gerade, parallel verlaufende und durchgehende Zwillingslamellen, die den Kristallflächen folgen und als Wachstums-lamellen angesprochen werden können. Daneben treten in den Dünnschliffen auch Kalzitklasten auf, die keilförmige, zu den Enden hin ausspitzende oder unregelmäßig auslaufende Lamellen aufweisen (Abb. 6-54). Diese sind als Deformationslamellen zu interpretieren. Da eine nachträgliche Bildung solcher Deformationszwillinge innerhalb der bereits abgelagerten Bergsturzsedimente nur schwer erklärbar ist, werden sie als Hinweis auf eine vorbergsturzliche Deformation des Protoliths gewertet.

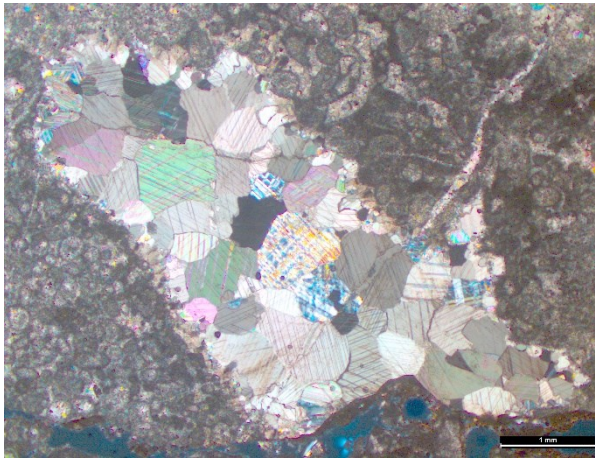


Abb. 6-53: Dünnschliff 200/17/03-3, Kalzite mit Zwillingslamellen füllen intragranularen Hohlraum der einzelnen Fragmente.

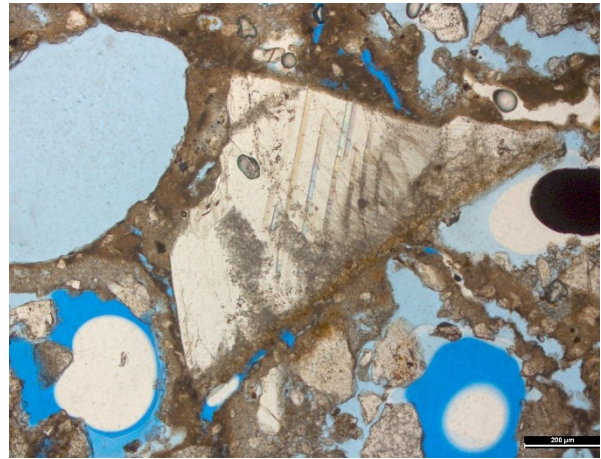


Abb. 6-54: Dünnschliff 200/17/02-2, Kalzit mit Deformationslamellen umgeben von Kalzit-Zement.

Wie bereits makroskopisch erkennbar, zeigen sich auch im Dünnschliff vollständig zertrümmerte Klasten, die eine charakteristische Jigsaw-Struktur ausbilden (Abb. 6-55, Abb. 6-56). Diese nahezu fugenlos aneinanderpassenden Fragmente dokumentieren eine intensive mechanische in situ Beanspruchung. Die unregelmäßig geformten Bruchstücke variieren stark in ihrer Korngröße, bleiben jedoch in ihrer ursprünglichen Anordnung erhalten, was darauf hinweist, dass der Zertrümmerungsprozess bis zum Stillstand der Gesteinsmasse andauerte.

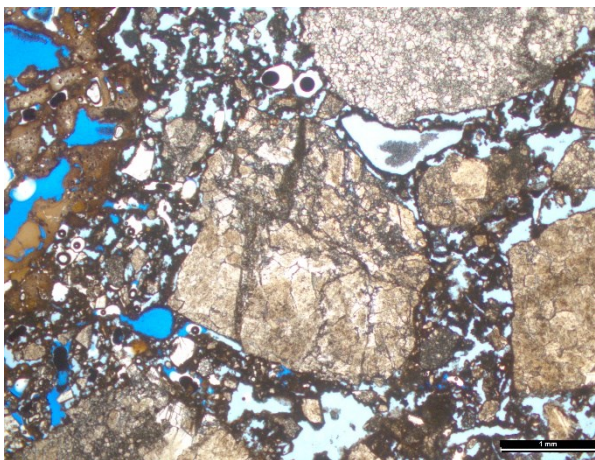


Abb. 6-55: Dünnschliff 200/17/02-2, Jigsaw-Klast.

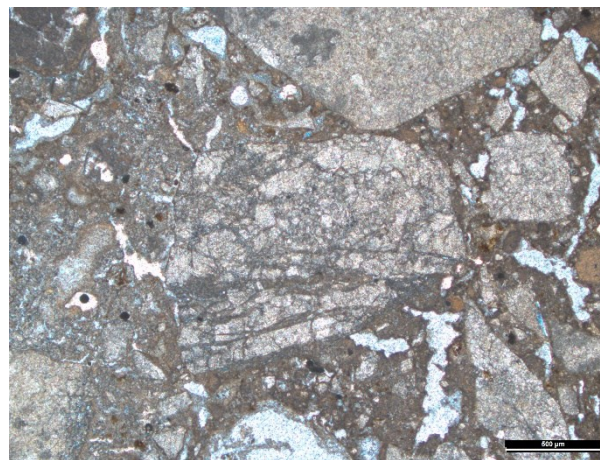


Abb. 6-56: Dünnschliff 200/17/03-1, Jigsaw-Klast.

6.3 Modellierung der jüngeren Bergstürze

6.3.1 Volumen und Geometrie

Rote Wand

Das Abrissgebiet der Roten Wand befindet sich in einer Höhe von 960 bis 1465 m ü. A. Es zeigt eine stark übersteilte Rückwand, die mit etwa 88° nahezu senkrecht ausgebildet ist und nach Westen an Höhe zunimmt. Die Abrisskante verläuft annähernd halbkreisförmig und begrenzt eine deutlich erkennbare, nach Süden geöffnete Nische. Diese erstreckt sich über eine Länge von rund 670 m in Nord-Süd-Richtung und über eine Breite von 1470 m in Ost-West-Richtung. Für die Volumenberechnung wurde, wie in Kapitel 5.3.2 beschrieben, eine prä-bergsturzliche Oberfläche der Abrissnische mittels TIN-Interpolation rekonstruiert. Für die Abrissnische mit einer Fläche von etwa $0,83 \text{ km}^2$ ergibt sich daraus ein Abbruchvolumen von rund 53 Mio. m^3 .

Die Reichweite (L) im Sinne von Heim (1932) beträgt etwa 4,0 km bei einer Fallhöhe (ΔH) von 865 m. Daraus ergibt sich ein Fahrböschungswinkel (α_1) von 12° (Abb. 6-58).

Die Bergsturzmassen bedecken eine Fläche von rund $3,37 \text{ km}^2$ und lagern über den älteren Bergsturzablagerungen. Die mittlere Mächtigkeit des Bergsturzkörpers wurde anhand geotechnischer Bohrungen und morphologischer Strukturen im Gelände abgeschätzt. Entlang der heutigen Autobahntrasse befinden sich mehrere Bohrpunkte (V46/1, V46/2, V46/3, V46/5, V46/7, B4/C und B8/C; siehe Abb. 6-57), die im medialen Bereich des Ablagerungskörpers abgeteuft wurden. Diese Bohrungen zeigen eine durchschnittliche Mächtigkeit von rund 11 m. Ergänzend wurden die erhaltenen Geländestrukturen, insbesondere Bergsturzwälle und Hügelbildungen, analysiert. Diese ragen im medialen bis distalen Abschnitt bis zu 20 m über das umgebende Bergsturzmateriale hinaus. Aus der Kombination dieser beiden Beobachtungen ergibt sich eine mittlere Mächtigkeit von etwa 15 m für das gesamte Ablagerungsgebiet. Daraus lässt sich für die heute kartierte Ablagerungsfläche ein Volumen von rund 51 Millionen Kubikmetern ableiten. Zusätzlich ist zu berücksichtigen, dass Teile des ursprünglichen Ablagerungsraumes heute nicht mehr als Bergsturzoberfläche erhalten beziehungsweise nicht mehr direkt kartierbar sind. Dazu zählen die ebene Feinsedimentfläche der Seewiese mit rund $0,07 \text{ km}^2$ sowie der heute von der Gail eingenommene Bereich mit rund $0,43 \text{ km}^2$. Werden diese Flächen dem ursprünglichen Ablagerungsgebiet zugerechnet, vergrößert sich die rekonstruierte Gesamtfläche auf rund $3,87 \text{ km}^2$. Bei einer mittleren Mächtigkeit von 15 m ergibt sich daraus ein rekonstruiertes ursprüngliches Ablagerungsvolumen von rund 58 Mio. m^3 .

Der Bergsturzkegel erstreckt sich über den gesamten Talboden bis an den Fuß der Dobrawa und ist gegenüber der Abrissnische leicht aufgeweitet. Er besitzt eine Länge von rund 2600 m und eine maximale Breite von 2040 m. Die Streuung im Sinne von Abele (1974) ergibt sich aus dem Flächenverhältnis zwischen dem Ablagerungsgebiet und der Abrissnische und beträgt 4,1.

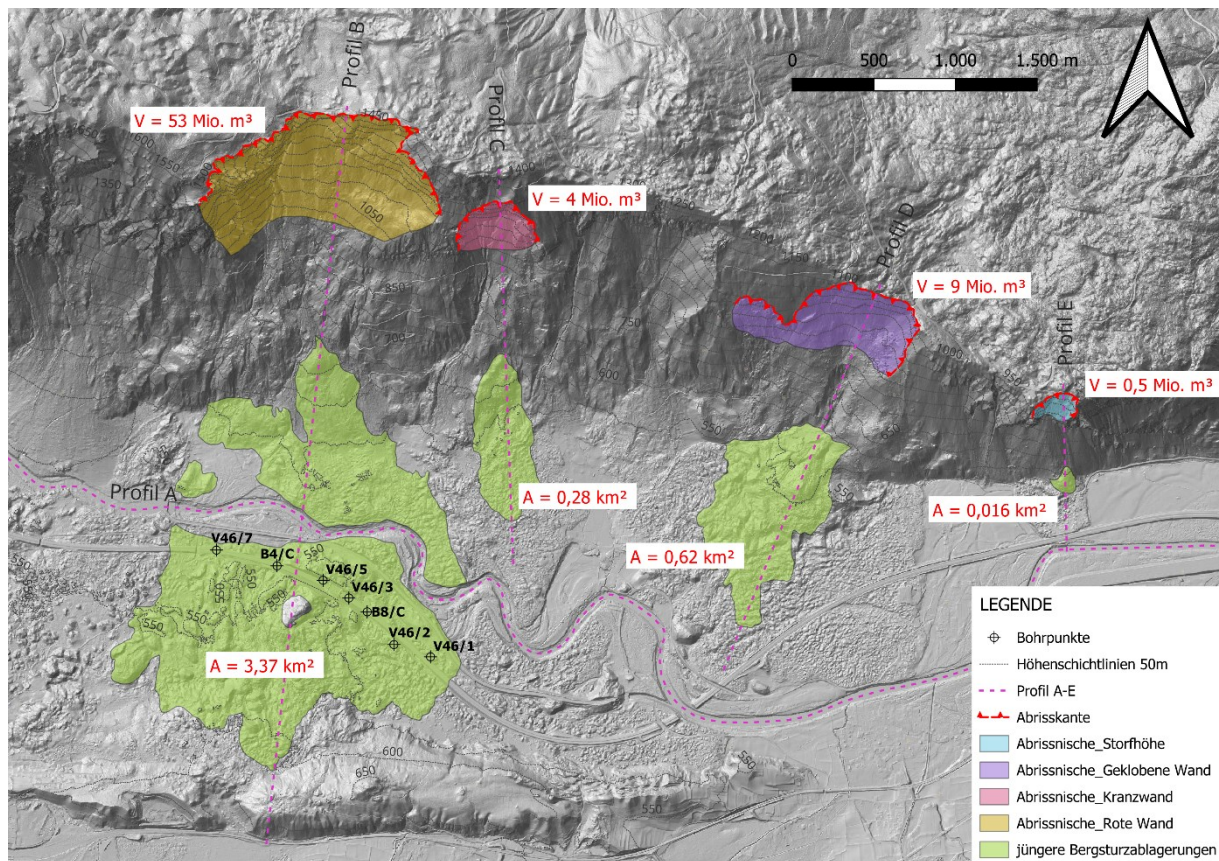


Abb. 6-57: Digitales Geländemodell mit den definierten Abrissnischen und den kartierten Ablagerungskörpern der jüngeren Bergstürze. Strichlierte Linien markieren die topographischen Bergsturzprofile der jüngeren Bergstürze sowie das Talweg-Profil der Gail in Abb. 7-1.

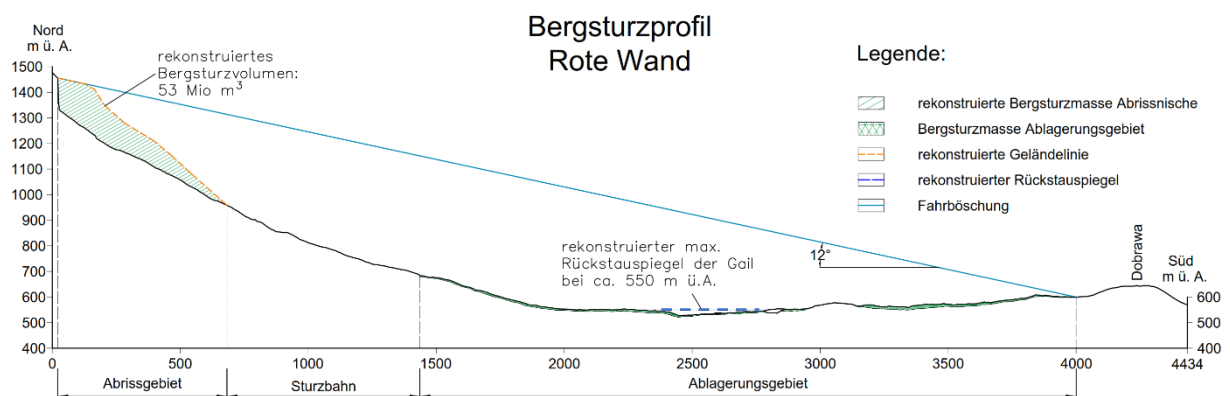


Abb. 6-58: Längsprofil durch den jüngeren Bergsturz der Roten Wand, Profil B in Abb. 6-57.

Kranzwand

Das Abrissgebiet der Kranzwand liegt in einer Höhe von 965 und 1300 m ü. A und befindet sich unterhalb einer Wandstufe, die bis zum Gebirgskamm hinaufreicht. Von der Abrisskante ausgehend lässt sich eine konkav nach Süden geöffnete Nische erkennen, deren Rückwand eine Neigung von etwa 70° aufweist und eine Eintiefung von bis zu 80 m gegenüber dem angrenzenden Gelände zeigt. Die Nische weist eine Länge von rund 285 m, eine Breite von 460 m und eine Fläche von etwa 0,11 km² auf. Das Abbruchvolumen wurde analog zur Roten Wand mittels TIN-Interpolation der rekonstruierten prä-bergsturzlichen Oberfläche berechnet und beträgt rund 4 Mio. m³.

Die Reichweite (L) des Bergsturzes beträgt etwa 2,0 km bei einer Fallhöhe (ΔH) von 768 m. Daraus ergibt sich ein Fahrböschungswinkel (α_1) von 21° (Abb. 6-59).

Die Bergsturzmassen bedecken eine Fläche von rund 0,28 km². Sie lagern im Übergangsbereich zwischen dem nördlich angrenzenden Hangfuß und dem Talboden auf älteren Bergsturzablagerungen. Der Ablagerungskegel ist schmal ausgebildet und folgt der Sturzbahn ohne nennenswerte seitliche Aufweitung gegenüber der Abrissnische. Die Länge des Ablagerungskörpers beträgt rund 1025 m, die maximale Breite 370 m. Während die äußeren Konturen im oberen Abschnitt deutlich ausgeprägt sind, treten sie im distalen Bereich nur schwach oder gar nicht in Erscheinung.

Aufgrund fehlender Tiefendaten wurde auf eine separate Volumenberechnung im Ablagerungsgebiet verzichtet. Ausgehend von der im Abrissgebiet berechneten Sturzmasse von rund 4 Mio. m³ ergibt sich bei gleichmäßiger Verteilung auf die kartierte Ablagerungsfläche von rund 0,28 km² eine theoretische mittlere Mächtigkeit von etwa 14 m. Die Streuung im Sinne von Abele (1974) beträgt 2,5.

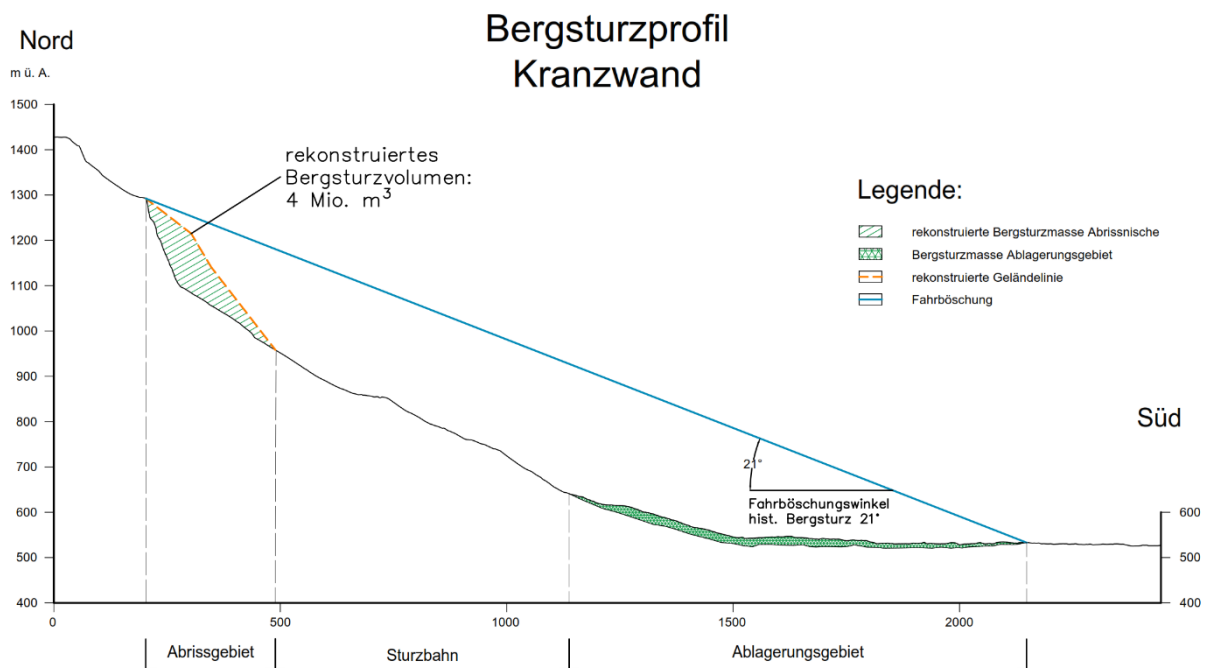


Abb. 6-59: Längsprofil durch den jüngeren Bergsturz der Kranzwand, Profil C in Abb. 6-57.

Geklobene Wand

Das Abrissgebiet der Geklobenen Wand befindet sich in einer Höhe von 800 und 1114 m ü. A. und lässt sich in zwei Nischen gliedern. Die Hauptabbrissnische ist nach SSW ausgerichtet, reicht bis zum Gebirgskamm des Dobratsch und wird von einer U-förmigen Abrisskante begrenzt. Im östlichen Abschnitt laufen die Rückwände keilförmig zusammen und erreichen Hangneigungen von bis zu 75° . Im zentralen bis westlichen Abschnitt zeigt die Rückwand eine leicht konkave Ausprägung mit deutlich flacheren Neigungen von rund 56° . Unmittelbar anschließend ist eine kleinere, nach Süden ausgerichtete Nebennische mit unregelmäßig ausgebildeter Rückwand erkennbar. Die Hauptabbrissnische weist eine Länge von rund 350 m und eine Breite von 700 m. Die westlich anschließende Nebennische ist rund 220 m lang und 320 m breit. Zusammen nehmen beide Nischen eine Fläche von etwa 0,34 km² ein. Für diesen Bereich wurde ein Abbruchvolumen mit rund 9 Mio. m³ berechnet.

Die Reichweite (L) beträgt etwa 2,2 km bei einer Fallhöhe (ΔH) von 550 m, woraus sich ein Fahrböschungswinkel (α_1) von 14° ergibt (Abb. 6-60).

Die Bergsturmassen bedecken eine Fläche von rund $0,62 \text{ km}^2$ und lagern auf älteren Bergsturzablagerungen. Die Länge des Ablagerungskörpers beträgt rund 1300 m, die maximale Breite 750 m. Im proximalen Ablagerungsbereich erreicht der Bergsturzkörper eine Höhe von 575 m ü. A. und liegt damit 69 m über dem heutigen Talboden in 508 m ü. A. In Ausbreitungsrichtung nimmt das Höhenniveau sukzessive ab und erreicht im distalen Bereich maximal 524 m ü. A.

Aufgrund mangelnder Tiefenaufschlüsse konnte die Mächtigkeit der Bergsturmassen nicht erfasst werden, sodass auf eine separate Volumenberechnung für das Ablagerungsgebiet verzichtet wurde. Bei gleichmäßiger Verteilung des im Abrissgebiet abgeschätzten Abbruchvolumens ergibt sich eine theoretische mittlere Mächtigkeit von etwa 15 m. Die Streuung im Sinne von Abele (1974) beträgt etwa 1,8.

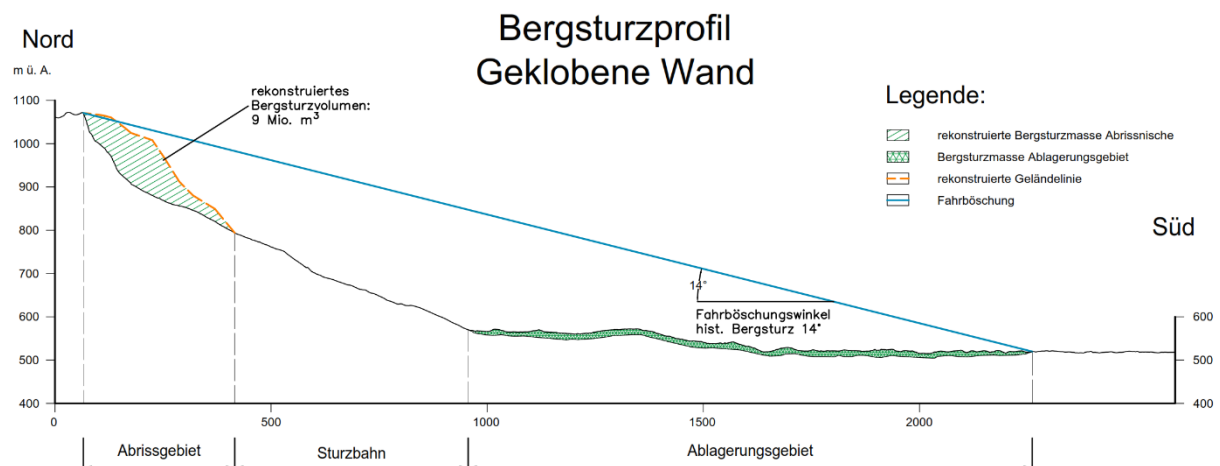


Abb. 6-60: Längsprofil durch den jüngeren Bergsturz der Geklobene Wand, Profil D in Abb. 6-57.

Storfhöhe

Das kleinste der vier untersuchten Bergsturzeignisse stammt aus dem Bereich der Storfhöhe. Das Abrissgebiet liegt zwischen 790 und 965 m ü. A. und zeigt eine steile, stark gekrümmte Rückwand mit einer Neigung von etwa 62° . Innerhalb der rund $0,03 \text{ km}^2$ großen, 130 m langen und 260 m breiten konkaven Abrissnische wurde ein Abbruchvolumen von rund $0,5 \text{ Mio. m}^3$ berechnet.

Die Reichweite (L) beträgt etwa 600 m bei einer Fallhöhe (ΔH) von 436 m, was einem Fahrböschungswinkel (α_1) von 36° entspricht (Abb. 6-61).

Die Ablagerungsfläche umfasst rund $0,016 \text{ km}^2$ und erstreckt sich nur geringfügig über den Hangfuß hinaus. Der Ablagerungskörper ist kompakt ausgebildet, misst rund 170 m in der Länge und 150 m in der Breite. Eine mittlere Mächtigkeit von rund 20 m wurde auf Grundlage lokaler Höhenunterschiede von bis zu 25 m gegenüber den älteren Bergsturzablagerungen abgeschätzt. Daraus ergibt sich ein Ablagerungsvolumen von rund $0,3 \text{ Mio. m}^3$. Mit einem Flächenverhältnis von 0,5 liegt die Streuung im unteren Bereich der vier untersuchten Ereignisse.

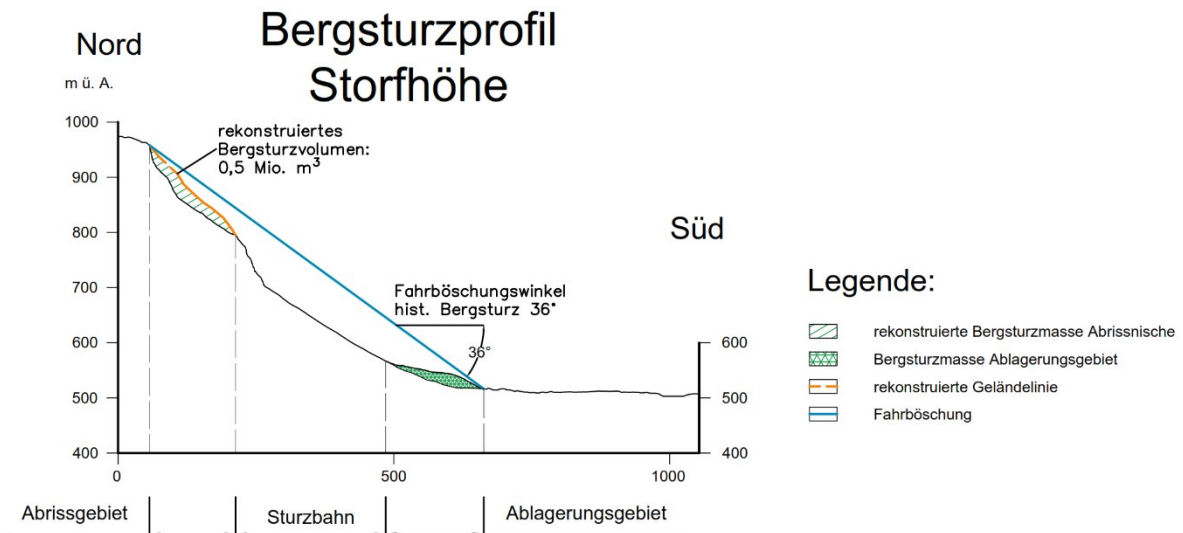


Abb. 6-61: Längsprofil durch den jüngeren Bergsturz der Storfhöhe, Profil E in Abb. 6-57.

6.3.2 Kinematik

Die außergewöhnlich großen Transportweiten von Massenbewegungen lassen sich ab einem bestimmten Volumen nicht mehr allein durch einfache Gleit- oder Rollmodelle erklären. Dennoch ermöglichen vereinfachte Ansätze wie jener von Evans et al. (1989) durch Anwendung des Coulomb'schen Reibungsgesetzes eine grobe Abschätzung von Geschwindigkeit und Bewegungsdauer.

Die Geschwindigkeit v lässt sich aus der Beziehung $v^2 = 2 \cdot g \cdot h$ berechnen, wobei g für die Erdbeschleunigung und h für die maximale Ablagerungshöhe an gegenüberliegenden Hängen (Brandung) steht.

Die für die Anwendung der Gleichung vorausgesetzten Messungen sind ausschließlich für den jüngeren Bergsturz aus der Roten Wand durchführbar. Im Profil B beträgt die maximale Ablagerungshöhe $h_{\max} = 81$ m (Talsole bei 528 m ü. A., höchste Ablagerung bei 609 m ü. A.). Daraus ergibt sich eine Geschwindigkeit von 39,9 m/s bzw. 144 km/h. Aus der Sturzweite von 4,2 km entlang der Geländeoberfläche lässt sich eine Bewegungsdauer von rund 1,75 min ableiten.

7 Diskussion

7.1 Die Stratigraphie der quartären Ablagerungen und die Chronologie der Prozesse

In der geologischen Kartierung könnten fünf quartäre Einheiten erfasst werden, die für das Verständnis der jungpleistozänen und holozänen Landschaftsentwicklung in dem Raum wesentlich sind.

7.1.1 Turnberg-Einheit (prä-Würm-Hochglazial) und Grundmoränenablagerungen (Würm-Hochglazial)

Die Kartierung zeigt, dass der niedrige, glazial überschlifene Rücken der Dobrawa, der sich getrennt durch die Gailitz bis nach Hohenthurn verfolgen lässt, aus überwiegend sandig-kiesigen Ablagerungen mit gerundeten Kalken, Kristallingesteinen und Sandsteinen besteht, die bis dato als Vinza-Nagelfluh (prä-Riß) bezeichnet wurden. Die wenigen guten Aufschlüsse am Nordrand zeigten Deltaablagerungen bestehend aus Foresets mit 30° und mehr Einfallen gegen SSE (A001) sowie Topsets mit einem flacheren Einfallen von rund 10° gegen SE (A140). Aus der Abfolge im Bereich der ehemaligen Tongrube nordöstlich von Arnoldstein, wo lakustrine Feinsedimente (Bottomset) mit Slumping-Strukturen von Kies-Sand-Gemischen (wahrscheinlich Foreset) und letztlich horizontal gelagerten Kiesen (einem möglichen Topset) überlagert werden, ist eindeutig eine Deltasequenz rekonstruierbar, die vermutlich eine ehemalige Verfüllung eines Sees bzw. in weiterer Folge eines Tales, darstellt. Aus den Geröllspektren und der geometrischen Orientierung ist eine Verfüllung sowohl aus SW über ein Fan Delta, gespeist von Flüssen der Nordkarawanken, als auch aus W durch die Gail erkennbar.

Da die Turnberg-Einheit von Grundmoränenablagerungen des Würm-Hochglazials (~ LGM) überlagert wird und die Ablagerungen während des LGM überschliffen und erodiert wurden, kann nur zweifelsfrei das Minimalalter mit Würm (MIS 5d – MIS 2) angegeben werden. Aufgrund der räumlichen Nähe zu dem ca. 15 km flussaufwärts gelegenen, ebenfalls von LGM-Grundmoränenablagerungen bedeckten Sedimentkörper bei St. Stefan an der Gail liegt ein Vergleich mit der dortigen Stratigraphie und Chronologie nahe. Die dortige Stratigraphie beginnt mit lakustrinen Ablagerungen, die eine Seeverfüllung eines glazial ausgeschürften Tales am Ende der Riß-Vergletscherung darstellt, welche von Eem-zeitlichen Schieferkohlen (MIS 5e) und groben Schottern überlagert werden (van Husen, 2000). Letztere wurden von van Husen und Draxler (1981) als Vorstoßschotter des Würm-Hochglazials (MIS 2) bezeichnet. Aus dem Vergleich mit den Verhältnissen bei St. Stefan an der Gail und unter Berücksichtigung der Erkenntnisse von van Husen und Draxler (1981) am Rande des Untersuchungsgebietes westlich der Gailitz ist eine Korrelation des tieferen Turnbergabschnittes, bestehend aus der Deltasequenz (Bottom bis Topset) nördlich von Arnoldstein mit den Spät-Riß-Ablagerungen aufgrund der Fazies und Höhenlage gut argumentierbar. Die höheren, zumeist grobklastischen Ablagerungen entsprechen dann – ohne weitere Untergliederung – dem Würm (MIS 5d – MIS 2) vor dem Höhepunkt des Letzten Glazialen Maximums. Eine Korrelation mit der Vinza-Nagelfluh, die traditionellerweise als deutlich älter eingestuft wird (Vor-Riß-Interglazial; Hauser et al., 1982), wäre erst nach einer modernen sedimentologischen und stratigraphischen Untersuchung an der Typlokalität möglich. Im Gegensatz zu van Husen & Draxler (1981) wurden die Deltaablagerungen bei Turnberg dem prä-LGM zugeordnet, womit im Untersuchungsraum keine Ablagerungen der Eiszerfallsphase vorliegen.

7.1.2 Ältere Bergsturzablagerungen

Die im Untersuchungsgebiet zwischen Nötsch und Fürnitz kartierten Sturzstromablagerungen zeichnen sich durch einen massigen, weitgehend ungeschichteten Aufbau, ein heterogenes und weitgestuftes Korngemisch sowie sehr angulare bis subangulare Klasten aus. Im Zusammenhang mit ihrer großflächigen Verbreitung im Talraum von mehr als 10 km² und dem Bezug zu den ausgedehnten älteren Abrissnischen der Dobratsch-Südwand sind sie als Ablagerungen großvolumiger Bergstürze im Sinne von Heim (1932) anzusprechen. Das stark überprägte Erscheinungsbild mit tief verkarsteten Blockoberflächen, herausgewitterten Kalzitadern, entwickelter Bodenbedeckung und dichtem Vegetationsbewuchs spricht für eine ältere Genese des Bergsturzkörpers und stimmt gut mit den Beschreibungen der alten Schütt bei Till (1907), Brandt (1981) und Hütschler (1981) überein.

Die alte Schütt bildet im kartierten Untersuchungsgebiet zwei zusammenhängende Ablagerungsgebiete, innerhalb derer sich zumindest abschnittsweise unterschiedliche Sturzströme abzeichnen. Besonders klar ist dies im östlichen Ablagerungsgebiet unterhalb der Storfhöhe, wo ein isolierter, halbkreisförmiger Bergsturzkegel anhand seiner Geometrie eine uneingeschränkte Ablagerung eines einzelnen Sturzstroms im Talboden erkennen lässt (Sturzstrom I in Beilage 1: Geologische Karte). Im Hauptablagerungsgebiet lassen sich drei weitere Sturzströme im Ansatz differenzieren. Unterhalb der Geklobenen Wand ist am Übergang von der Dobratsch-Südwand zum Talboden im proximalen Ablagerungsbereich ein markanter Kegel ausgebildet, in dessen Fortsetzung nach SSW über den gesamten Talboden hinweg bis hin an den Nordrand der Dobrawa mehrere isolierte Bergsturzhügel erkennbar sind. Diese ragen mit bis zu rund 30 m Höhe (A033) aus einer sonst eingeebneten Bergsturzdecke (A034; Basalkegel bei Till, 1907) hervor und entsprechen dem östlichen Sturzstrom (Sturzstrom II in Beilage 1). Unterhalb der Roten Wand zeichnet sich im Talboden ein sprunghafter topografischer Anstieg von mehr als 10 m gegenüber dem östlich anschließenden Basalkegel ab. Da dieser Bereich zusätzlich von jüngeren Ablagerungen überdeckt wird, ist die morphologische Abgrenzung erschwert. Dennoch sprechen die stark gestauten und aufgebrandeten Bergsturzmassen der alten Schütt am Nordhang der Dobrawa (A091, A092 und A119), die im distalen Ablagerungsbereich bis auf die Dobrawa und darüber hinaus reichen (A089, A090 und A117), für einen weiteren Sturzstrom (vgl. Sturzstrom III in Beilage 1). Gestützt wird dies durch das Auftreten eines Bergsturzhügels der alten Schütt im zentralen Talboden, der bis in 580 m ü. A. reicht und damit mit rund 50 m über dem östlichen Basalkegel liegt (Wall V in Abb. 6-25; A012). Ein dritter Sturzstrom lässt sich im Ablagerungsbereich östlich der Gailitz am Durchbruch der Dobrawa im Ansatz verfolgen. Trotz intensiver anthropogener Überprägung und des erosiven Einflusses der Gailitz sind dort vereinzelt noch massive Bergsturzhügel bis kurz vor der ÖBB-Trasse erhalten (Sturzstrom IV in Beilage 1; A018). Diese Ablagerungen dokumentieren den weitesten Vorstoß innerhalb der alten Schütt und werden einem Abrissbereich westlich der Roten Wand zugeordnet.

Auch der Untergrundaufbau spricht gegen einen einfachen, homogenen Ablagerungskörper der älteren Bergsturzablagerungen. Die Bohrung B7/Ost zeigt im distalen Bereich zwei grobklastische Körper in 4 bis 8 m und 9 bis 14 m Tiefe, die durch eine rund 1 m mächtige fluviatile Zwischenschicht voneinander getrennt sind. Dies spricht für eine mehrphasige Entwicklung der alten Schütt. Die Beobachtung passt gut zu den von Brandt (1981) erwähnten Bohrbefunden, nach denen unter den bekannten Bergsturzmassen möglicherweise noch ein weiterer grobklastischer Körper liegt. Eine sichere Trennung mehrerer zeitlich verschiedener Ereignisse ist daraus zwar

nicht abzuleiten, die Möglichkeit eines mehrphasigen Aufbaus der älteren Bergsturzablagerungen wird dadurch jedoch gestützt.

Lithologisch ist der Zusammenhang zwischen Abriss- und Ablagerungsraum für die älteren Bergstürze noch in Ansätzen nachvollziehbar. Während in den Abrissnischen vor allem Wettersteinkalk exponiert ist und darunter im tieferen Bereich Wettersteindolomite bis hin zu Werfener Schichten und Permoskyth-Sandsteinen zu erwarten sind, wird das Ablagerungsgebiet deutlich von Wettersteinkalk dominiert. Buntkalke treten dort nur lokal im lateralen bis distalen Randbereich auf, Permoskyth-Sandstein ist lediglich punktuell nachgewiesen (vgl. Dünnschliff 200/17/02-2, Abb. 6-50; A031). Im Vergleich von Abriss- und Ablagerungsraum zeigt sich damit, dass vor allem Material aus den höheren Wettersteinkalken den Bergsturzkörper aufbaut, während tiefer liegende stratigraphische Einheiten nur untergeordnet in die Ablagerung eingegangen sind. Eine durchgehende stratigraphische Abfolge der Abrissnische ist im Ablagerungsgebiet nicht erhalten, einzelne lithologische Komponenten spiegeln den Aufbau der Herkunftsbereiche jedoch noch wider.

Neben der lithologischen Zusammensetzung lässt sich innerhalb des Bergsturzkörpers auch die fazielle Gliederung noch nachvollziehen. Speziell im medialen Ablagerungsbereich sind lokal noch grobblockige Ablagerungen mit Megablöcken von vereinzelt bis zu wenigen tausend Kubikmetern an der Geländeoberfläche erhalten, die als Reste einer Carapace-Fazies interpretiert werden können (A011 und A012). Dass diese Fazies innerhalb der alten Schütt heute nur mehr bereichsweise an der Oberfläche in Erscheinung tritt, ist vermutlich weniger auf ihr Fehlen als vielmehr auf die langandauernde postgenetische Überprägung durch Bodenbildung, Vegetationsbewuchs und die Überlagerung durch jüngere Sedimente zurückzuführen. Im Unterschied zur jungen Schütt ist die Carapace-Fazies damit nicht mehr flächig an der Oberfläche nachvollziehbar, dürfte im Bergsturzkörper jedoch weiterhin erhalten sein (vgl. Bohrung V46/5). Darunter treten fragmentierte Schuttmassen (SCc) auf, die wie in A021 als Body-Fazies mit charakteristischen Subfazies wie Survivor-Klasten und Jigsaw-Klasten angesprochen werden können. Letztere ließen sich im Dünnschliff (200/17/02-2 & 200/17/03-1) auch mikroskopisch nachweisen und belegen eine bis in späte Phasen des Bergsturzprozesses andauernde dynamische Fragmentierung (vgl. McSaveney & Davies, 2006). Vereinzelt beobachtete Deformationslamellen in Kalzitklasten (200/17/02-2) werden hier hingegen nicht als bergsturzspezifisches Merkmal gewertet, da ihre Entstehung ebenso gut auf ältere tektonische Beanspruchung zurückgeführt werden kann. Mit zunehmender Transportdistanz zeigt sich eine fortschreitende Fragmentierung in Form einer insgesamt feineren und stellenweise besser sortierten Kornzusammensetzung, wie sie in A089 dokumentiert ist. Die dort beschriebenen Scherzonen weisen nach Dufresne et al. (2016) auf lokal stark gescherte Bereiche innerhalb der Bergsturzmasse hin und sprechen für eine intensive interne Deformation im distalen Ablagerungsbereich. Als Strukturmerkmal einer stark fragmentierten Body-Fazies sind sie dabei nicht zwingend an eine basale Fazies gebunden.

Durch den basalen Kontakt des Bergsturzkörpers zu den LGM-Grundmoränenablagerungen in Aufschluss A145 lässt sich die Ablagerung sicher in einen post-hochglazialen Zeitraum nach dem LGM (MIS 2) stellen. Der scharfe Kontakt ohne die Ausbildung eines Zwischenhorizontes, etwa eines Verwitterungsbodens, spricht am ehesten für ein spätglaziales bis frühpostglaziales Ereignis. Diese Einordnung steht gut mit den älteren Auffassungen zur alten Schütt bei Till (1907) und Brandt (1981) in Einklang. Eine genauere zeitliche Eingrenzung ist aufgrund der eingeschränkten Aufschlussverhältnisse jedoch nicht möglich.

7.1.3 Jüngere Bergsturzablagerungen

Die jüngeren Bergsturzablagerungen ließen sich im Untersuchungsgebiet vor allem anhand ihrer stark reliefierten, nur gering überprägten Morphologie und der überwiegend nur schwach verwitterten Blockoberflächen von den älteren Bergsturzablagerungen unterscheiden. Im Gelände zeigt sich dies an hellgrauen Kalkblöcken, fehlender zusammenhängender Humusdecke und nur spärlichem Bewuchs. Diese Merkmale entsprechen den historischen Beschreibungen der jungen Schütt bei Till (1907) und den Beobachtungen von Brandt (1981) und Hütschler (1981).

Innerhalb der alten Schütt ließen sich vier jüngere Ablagerungsgebiete differenzieren, die den Abrissnischen der Storfhöhe, Kranzwand, Geklobenen Wand und Roten Wand zugeordnet werden können. Der Sturzstrom aus der Roten Wand stellt mit rund 3,37 km² Ablagerungsfläche den größten jüngeren Bergsturzkörper dar. Für ihn wurde ein Abrissvolumen von rund 53 Mio. m³ und ein Ablagerungsvolumen von rund 51 Mio. m³ ermittelt. Der Sturzstrom aus der Geklobenen Wand erreicht rund 0,62 km² und ein Abrissvolumen von rund 9 Mio. m³. Der Sturzstrom aus der Kranzwand umfasst rund 0,28 km² bei rund 4 Mio. m³. Der Bergsturz aus der Storfhöhe ist mit nur rund 0,016 km² und rund 0,5 Mio. m³ deutlich kleiner, wobei sich aus der kartierten Mächtigkeit ein Ablagerungsvolumen von rund 0,3 Mio. m³ abschätzen ließ. Damit zeichnet sich innerhalb der jüngeren Teilstürze eine deutliche Abnahme der Abrissvolumina nach Osten ab, die primär auf die geringere Höhe der Abrisswände und die damit einhergehende niedrigere Reliefenergie zurückzuführen ist. Nach dem Ansatz von Heim (1932) wurden für die jüngeren Teilabstürze Fahrböschungswinkel von $\alpha_1 = 12^\circ$ für die Rote Wand, $\alpha_1 = 14^\circ$ für die Geklobene Wand, $\alpha_1 = 21^\circ$ für die Kranzwand und $\alpha_1 = 36^\circ$ für die Storfhöhe berechnet. Damit zeigt sich die von Heim (1932) und Abele (1974) beschriebene Tendenz, dass mit zunehmendem Volumen geringere Fahrböschungswinkel erreicht werden. Der Vergleich von Abriss- und Ablagerungsvolumen zeigt zugleich, dass die rekonstruierten Teilkörper in ihrer Größenordnung plausibel mit den jeweiligen Abrissbereichen verknüpft werden können. Eine unmittelbare Gleichsetzung beider Volumina ist jedoch nicht zu erwarten, da Bergsturzablagerungen infolge der Gesteinszertrümmerung und der damit verbundenen Auflockerung gegenüber dem ursprünglichen Festgesteinsvolumen volumetrisch um bis zu 25 bis 30 % zunehmen können (Abele, 1974; Hungr & Evans, 2004). Für den Bergsturz aus der Roten Wand ist dabei zu berücksichtigen, dass sich das angeführte Ablagerungsvolumen von rund 51 Mio. m³ nur auf die heute tatsächlich kartierte Ablagerungsfläche bezieht. Werden zusätzlich die Seewiese mit rund 0,07 km² sowie der heute von der Gail eingenommene, ehemals dem Ablagerungsgebiet zuzurechnende Bereich mit rund 0,43 km² berücksichtigt, ergibt sich bei Annahme einer mittleren Mächtigkeit von 15 m ein rekonstruiertes ursprüngliches Ablagerungsvolumen von rund 58,0 Mio. m³. Dieses liegt damit um rund 10 % über dem Abrissvolumen und ist besser mit der zu erwartenden volumetrischen Auflockerung vereinbar. Dass sich aus der heute kartierten Restfläche dennoch ein geringfügig kleineres Ablagerungsvolumen ergibt, ist daher am ehesten als Ausdruck nachträglicher fluvialer Überprägung und Erosion zu werten. Dies kann jedoch nicht für den Bereich der Storfhöhe gelten, da hier keine fluviale Erosion stattgefunden hat. Die dortige Abweichung ist am ehesten als Ausdruck der Unsicherheit der Volumenabschätzung zu werten. Besonders im Ablagerungsgebiet beruhen die Rekonstruktionen auf vereinfachenden Annahmen zur mittleren Mächtigkeit und auf räumlich begrenzten Untergrunddaten, sodass die ermittelten Volumina insgesamt als Näherungswerte zu verstehen sind.

Die in Tabelle 3 zusammengestellten Werte bestätigen die bereits von Brandt (1981) und Hütschler (1981) erkannte Hierarchie der historischen Teilstürze. Die größten Abweichungen betreffen die Volumina, die in der vorliegenden Arbeit vor allem für die Sturzströme aus der Roten Wand und der Geklobenen Wand deutlich geringer eingeschätzt werden. Dies dürfte in erster Linie darauf zurückzuführen sein, dass die Volumina hier primär aus der Geländemodellierung der Abrissnischen abgeleitet wurden, während Unterschiede bei den Fahrböschungswinkeln am ehesten über die kartierten Ablagerungskörper und damit über veränderte Reichweiten zu erklären sind.

Teilsturz	Ablagerungsfläche [km²]		Volumen [Mio. m³]			Fahrböschungswinkel α_1 [°]	
	Diese	Brandt/Hütschler	Diese Arbeit		Brandt/Hütschler	Diese	Brandt/Hütschler
	Arbeit		Abriss	Ablagerung	Ablagerung	Arbeit	
Storfhöhe	0,016	0,07	0,5	0,3	1	36	31
Kranzwand	0,28	0,19	4	-	3,5	21	27
Geklobene Wand	0,62	0,82	9	-	20	14	15
Rote Wand	3,37	3,81	53	51	100	12	11
Anm.: Die in der vorliegenden Arbeit angegebenen Volumen beziehen sich, soweit möglich, auf die aus der Geländemodellierung der Abrissnischen abgeleiteten Abrissvolumina. Ablagerungsvolumina konnten nur in Teilbereichen abgeschätzt werden.							

Tabelle 3: Vergleich der jüngeren Teilstürze mit den Angaben von Brandt (1981) und Hütschler (1981).

Stratigraphisch lagern die jüngeren Bergsturzaablagerungen größtenteils auf älteren Bergsturzaablagerungen. Diese Lagerungsbeziehung ist im Untersuchungsgebiet allerdings nicht durch einen eindeutigen Aufschluss belegt, in dem etwa eine Basale-Fazies der jungen Schütt unmittelbar auf einer älteren Carapace-Fazies aufgeschlossen wäre. Im Gelände lässt sich der Kontakt daher vor allem randlich über morphologische und fazielle Unterschiede nachvollziehen. Maßgeblich sind hier der frischere Oberflächencharakter der jungen Schütt gegenüber der alten Schütt sowie topografische Überhöhungen der jüngeren Ablagerungskörper. Besonders deutlich ist dies im Ablagerungsgebiet der Storfhöhe, wo sich der jüngere Bergsturzkegel klar vom Älteren absetzt. Auch im Bereich der Geklobenen Wand ist im proximalen bis medialen Ablagerungsbereich eine topographische Erhöhung der jüngeren Bergsturzmassen gegenüber der älteren Bergsturzmasse noch gut erkennbar, während der zungenförmige distale Auslauf nur mehr geringmächtig auf der älteren Bergsturzmasse auftritt. Dort konnten zudem ältere Bergsturzböcke kartiert werden, die ein lokales Durchragen der unterlagernden älteren Bergsturzaablagerungen erkennen lassen (A041). Ein ähnliches Bild zeigt auch der ältere Bergsturz Hügel im medialen Ablagerungsbereich der Roten Wand (A011 und A012). Im proximalen bis medialen Ablagerungsbereich wird diese stratigraphische Einordnung durch Bohrdaten gestützt. In der Bohrung V46/5 ist unter jüngeren grobklastischen Bergsturzsedimenten in 9,5 bis 10,0 m Tiefe eine rund 1,5 m mächtige Blocklage dokumentiert, die als Hinweis auf ältere Bergsturzaablagerungen bzw. als Rest einer älteren Carapace-Fazies interpretiert werden kann. Auch Bohrung V46/3 lässt mit einer Blocklage in 14,2 m Tiefe einen unmittelbaren Kontakt jüngerer auf älterer Bergsturzaablagerungen vermuten. In den Bohrungen V46/1 und V46/7 treten an der Basis des jüngeren Bergsturzkörpers hingegen gerundete Kies und feinkörnige Ablagerungen in Form von sandigen Schluffen auf, die als fluviatile Sedimente bzw. Rückstausedimente gedeutet werden können. In V46/7 setzten sich darunter wiederum angulare grobklastische Sedimente fort. Damit sind im lateralen Ablagerungsbereich des Sturzstromes aus der Roten Wand nicht nur ältere Bergsturzaablagerungen, sondern lokal auch fluviatile Zwischenlagen im Untergrund belegt.

Lithologisch besteht das klastische Material der jungen Schütt nahezu vollständig aus Wettersteinkalk und spiegelt damit im Wesentlichen Material aus den höher gelegenen Kalkpartien der jüngeren Abrissbereiche wider. Andere stratigraphische Einheiten treten nur untergeordnet auf. Buntkalke konnten lediglich punktuell im medialen Ablagerungsbereich der Gekobenen Wand in den Aufschlüssen A005 und A006 nachgewiesen werden. Auch faziell zeigt die junge Schütt einen für Bergsturzablagerungen typischen Aufbau. An der Oberfläche dominieren grobblockige, korngestützte und nahezu matrixfreie Ablagerungen der Carapace-Fazies. Ihr Auftreten weist darauf hin, dass mit dem massigen Wettersteinkalk ausreichend mechanisch kompetentes Material zur Verfügung stand, um auch während des Transports größere, nur gering fragmentierte Blöcke bis hin zur Megablock-Fazies im Steinernen Meer (A103) zu erhalten. Darunter folgt die Body-Fazies, die in A055 und A108 als weitgestuftes, chaotisch gelagertes Korngemisch aus Sand, Kies, Steinen und Blöcken beschrieben wurde. Diese Fazies spricht für eine starke interne Fragmentierung der Bergsturzmasse während des Transports (Dufresne et al., 2016).

Da die datierten Blöcke von Merchel et al. (2013) nach der Geländekartierung mit Ausnahme von DOB4 der jungen Schütt zugeordnet werden können, lassen sich die zu hohen Alter der ^{36}Cl -Expositionsdaten nicht allgemein durch eine Lage der Blöcke in älteren Bergsturzmassen erklären. Für DOB4 ist eine solche Beeinflussung aufgrund der Randlage zur alten Schütt zwar grundsätzlich mitzudenken, für die übrigen Proben erscheint dies jedoch wenig wahrscheinlich. Die stark erhöhten Expositionsalter sind daher eher auf die begrenzte Aussagekraft der ^{36}Cl -Datierungen am Dobratsch zurückzuführen. Dafür sprechen vor allem die hohen natürlichen Chlorgehalte der Proben, die erschwerte Berechnung der ^{36}Cl -Produktion sowie lokal unterschiedliche Expositionsbedingungen (Merschel et al., 2013). Besonders deutlich wird dies bei DOB1 und DOB2, die vom selben Block stammen, aber deutlich voneinander abweichende Alter von 1795 ± 153 und 12231 ± 1209 Jahren liefern.

7.1.4 Rückstausedimente

Nördlich von Hohenthurn füllen Feinsedimente weite Teile der hügeligen Bergsturzlandschaft im Talboden aus und bilden dabei eine weitestgehend eingeebnete Fläche. In den Pürkauer-Sondierungen A142, A143, A146 und A147 wurden hier unter Torf und anmoorigen Ablagerungen toniger Schluff und schluffiger Ton nachgewiesen. Aufgrund ihrer feinkörnigen und organogenen Ausbildung lassen sich diese Sedimente als Rückstausedimente ansprechen. Aus ihrer Höhenlage kann für diesen Bereich ein Mindestniveau des Rückstaus in der Größenordnung von etwa 547 m ü. A. abgeleitet werden. Die stratigraphische Beziehung zu den unmittelbar unterlagernden älteren Bergsturzablagerungen (vgl. A141) sowie ihre geographische Lage westlich des Hauptablagerungsgebiets der älteren Bergsturzablagerungen sprechen dabei für eine ältere, nicht an die junge Schütt gebundene Rückstauphase.

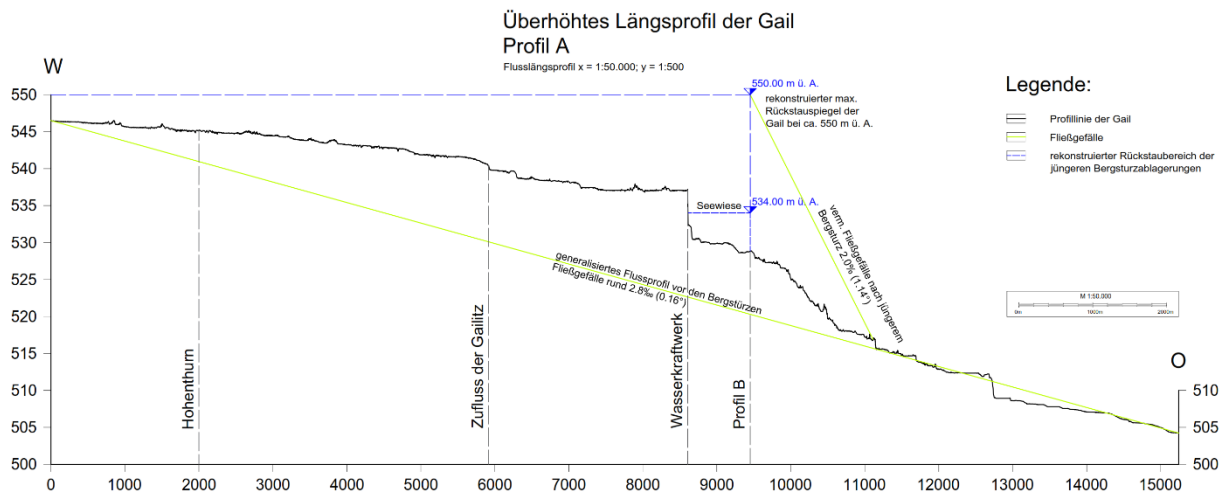
Auch Aufschluss A139 zeigte am distalen Ablagerungsrand der älteren Bergsturzablagerungen bis in 536 m ü. A. Torf und dokumentiert damit einen lokalen Vernässungsbereich am Nordrand der Dobrawa. Im medialen Ablagerungsbereich der älteren Bergsturzmassen wurde in Aufschluss A024 in 554 m ü. A. unterhalb von Torf ein Sand-Kies-Gemisch mit gerundeten Klasten angetroffen, was auf fluviatilen Einfluss hinweist. Ob dieser Einfluss durch die Gail aus Nordwesten oder durch die Gailitz aus Südwesten verursacht wurde, lässt sich derzeit jedoch nicht eindeutig beurteilen.

Die Seewiese liegt mit einer kartierten Fläche von rund 0,07 km² talaufwärts im lateralen Ablagerungsbereich der jungen Schütt innerhalb des Teilsturzes der Roten Wand. Im Aufschluss A067 sind dort bis in etwa 534 m ü. A.

massive Feinsedimente aus schluffigem Ton bis tonigem Schluff aufgeschlossen, die von jüngeren Bergsturzablagerungen umgeben werden. Aus dem Längsprofil durch den jüngeren Bergsturz der Roten Wand (Abb. 6-58) lässt sich im Talboden eine mögliche Dammwirkung bis in eine Höhe von etwa 550 m ü. A. rekonstruieren. Ein dadurch verursachter maximaler Anfangsaufstau der Gail könnte topografisch grundsätzlich bis nördlich von Hohenthurn, rund 5 km flussaufwärts, gereicht haben (Abb. 7-1). Dieser Hochstand ist jedoch als kurzlebige Anfangsphase zu bewerten, da bei einem grobklastischen Bergsturzdamm mit rascher Durchsickerung und fluvialer Erosion der Dammkrone zu rechnen ist. Auch die historischen Hinweise auf einen raschen Durchbruch des aufgestauten Wassers sprechen gegen einen über längere Zeit stabilen Seespiegel in diesem Niveau (Till, 1907; Hütschler, 1981). Im Bereich der Seewiese blieb nach der Absenkung dieses anfänglichen Hochstandes offenbar ein tiefer liegender Stillwasser- bis Verlandungsraum erhalten. Dafür sprechen die massiven Feinsedimente und die darin eingebetteten, gut erhaltenen Gastropoden, die ruhige Sedimentationsbedingungen und eine zumindest zeitweise länger anhaltende Wasserbedeckung anzeigen. Aufgrund ihrer Lage unmittelbar hinter dem rekonstruierten Bergsturzdamm sowie ihrer Einbindung in die junge Schütt werden diese Feinkornablagerungen einer jüngeren, an den historischen Bergsturz aus der Roten Wand gebundenen Rückstausituation zugeordnet. Auch in der älteren Literatur wird die Seewiese mit einem durch den Bergsturz von 1348 verursachten Aufstau der Gail in Verbindung gebracht (Till, 1907; Hütschler, 1981). Die bislang unveröffentlichte ¹⁴C-Datierung an Süßwassermollusken aus den Feinsedimenten der Seewiese ergab ein kalibriertes Alter von 1255 bis 1290 n. Chr. und liegt damit nur wenige Jahrzehnte vor dem historischen Bergsturzereignis von 1348. Da bei Süßwassermollusken ein möglicher Hartwassereffekt zu scheinbar zu hohen Altern führen kann, wird die Datierung hier nicht als Widerspruch zur Zuordnung der Seewiese zur jungen Schütt gewertet, sondern als zeitlich grundsätzlich damit vereinbarer Hinweis verstanden.

Ergänzend dazu zeigt das überhöhte Längsprofil der Gail, dass das heutige Flussprofil im Untersuchungsabschnitt stark überprägt ist (vgl. Abb. 7-1). Das rekonstruierte generalisierte Fließgefälle von rund 2,8 ‰ macht deutlich, dass der Talraum erheblich aufgefüllt wurde und sich dies auf den Verlauf der Gail ausgewirkt hat. Besonders oberhalb des Gailitzzulaufs verläuft das Profil deutlich flacher als das rekonstruierte generalisierte Gefälle. Das spricht dafür, dass insbesondere die Bergsturzablagerungen in diesem Abschnitt Bedingungen geschaffen haben, unter denen die Ablagerung feinkörniger Sedimente begünstigt wurde. Auch der unterhalb der Staustufe ausgebildete flachere Verlauf der Gail kann trotz anthropogener Überprägung als Hinweis auf einen ehemaligen, an die junge Schütt gebundenen Sedimentationsraum interpretiert werden, da er mit dem Bereich der Seewiese zusammenfällt. Das Profil belegt einen Rückstau damit nicht unmittelbar, ergänzt die sedimentologischen Befunde aber in geomorphologischer Hinsicht.

Insgesamt sind die Rückstausedimente damit nicht als einheitlicher Sedimentkörper zu verstehen. Die Vorkommen nördlich von Hohenthurn belegen einen älteren, an die alte Schütt geknüpften Rückstauraum, während die Seewiese an die jüngere Bergsturzgeneration gebunden ist. Ein kurzzeitiger hydraulischer Zusammenhang zwischen beiden Bereichen während eines maximalen Anfangsaufstaus der Gail ist topographisch nicht auszuschließen, sedimentologisch derzeit aber nicht eindeutig nachweisbar. Aufgrund der stratigraphischen Stellung, der unterschiedlichen Lagebeziehung zu alter und junger Schütt sowie der anzunehmenden Kurzlebigkeit eines Rückstaus bis etwa 550 m ü. A. werden beide Vorkommen genetisch vergleichbar, stratigraphisch aber voneinander getrennt interpretiert.



7.2 Erkenntnisse der Bergsturzdynamik im speziellen am Beispiel der jungen Schütt

Aus der Geometrie der Abrissnischen lässt sich für alle jungen Teilstürze zunächst eine gleitende Initialbewegung ableiten. Darauf weisen die konkav ausgebildeten Nischen mit zum Teil gut erhaltenen Harnischflächen in den Rückwänden hin (Brandt, 1981; Hütschler, 1981). Im weiteren Ablauf zerfiel die Bergsturzmasse entlang von präexistierenden Trennflächen in Blöcke und Steine und ging, je nach Abrissvolumen, in eine mehr oder weniger stark fließende Bewegung über. Die Bewegungen sind damit im Sinn von Cruden und Varnes (1996) als komplexe Übergänge aus Felsgleitung und Sturzstrom zu verstehen. Innerhalb der jungen Schütt zeigt sich jedoch, dass diese Entwicklung nicht bei allen Teilstürzen gleich weit ging.

Der Teilsturz aus der Roten Wand hebt sich durch sein Abrissvolumen, seine Reichweite und den geringen Fahrböschungswinkel deutlich von den übrigen Teilstürzen ab. Damit sind hier bereits geometrisch die günstigsten Voraussetzungen für eine stark sturzstromartige Bewegung gegeben. Im Ablagerungsgebiet sind ausgeprägte longitudinale Wälle und dazwischenliegende Gräben kartiert, die im proximalen bis medialen Bereich parallel angeordnet sind und zunächst eine Ausbreitung nach Süden erkennen lassen. Solche so genannten longitudinalen Wälle und Gräben verlaufen nach Dufresne und Davies (2009) in der Regel parallel bis subparallel zur Fließrichtung und zeichnen damit die Bewegungsbahnen einer granular fließenden Masse nach. Für die junge Schütt aus der Roten Wand spricht das dafür, dass sich die Masse nach dem Austritt aus der Abrissnische nicht mehr als kompakter Gleitkörper, sondern als intern deformierender Sturzstrom über den Talboden ausbreitete. Im medialen bis distalen Bereich beginnt sich dieses Wall- und Grabensystem aufzuweiten. Daraus lässt sich ableiten, dass die längsgerichtete Bewegung dort zunehmend in eine laterale Spreizung überging. Die Masse lief also nicht mehr nur gerichtet talauswärts, sondern breitete sich fächerförmig über den Talboden aus. Dass die longitudinalen Wälle distal in ausgerichtete Hügel übergehen, passt ebenfalls zu diesem Bild, da diese als Zerfallsprodukte longitudinaler Wälle interpretiert werden (Dufresne & Davies, 2009).

Der Wall III zeigt an seinem distalen Ende eine Ablenkung nach SE (vgl. Abb. 6-25). Ein konkretes Hindernis geht aus der Kartierung dort zwar nicht unmittelbar hervor, die Richtungsänderung spricht aber dennoch für eine topographische Steuerung. Kleinräumige Reliefunterschiede innerhalb der älterer Bergsturzablagerungen dürften dafür bereits ausgereicht haben. Die am Ablagerungsrand beobachteten quer zur Fließrichtung ausgebildeten

Formen sprechen zusätzlich dafür, dass die Bewegung in diesem Bereich nicht mehr frei auslief, sondern lokal bereits gebremst wurde. Dufresne und Davies (2009) deuten solche transversalen, kompressionsbetonten Formen als Ausdruck von „deceleration“ und lokaler Stauchung. Der longitudinale Wall IV ist mit seiner radial zur Hauptmasse nach SW ausgerichteten Längsachse ein besonders klarer Hinweis auf seitliche Spreizung im lateralen Ablagerungsbereich (vgl. Abb. 6-25). Dass sich talaufwärts in diese Richtung ein eigener Wallkörper ausbildet, spricht dafür, dass sich die Bergsturzmasse dort zunächst ungehindert lateral ausbreiten konnte. Auch auf reliefierter Unterlage wäre die Ausbildung solcher Strukturen grundsätzlich denkbar. Die hier vergleichsweise klare Ausbildung spricht jedoch eher dafür, dass die Altoberfläche vor der Ablagerung der jungen Schütt zumindest abschnittsweise bereits deutlich geglättet war. Als Ursache kommen eine erosive Einebnung, die Überdeckung durch Rückstausedimente oder das Zusammenwirken beider Prozesse in Betracht. Die weiter medial dahinter ausgebildeten transversalen Wälle und Hügel dürften dann keine eigene Bewegungsrichtung anzeigen, sondern eine spätere Phase der Abbremsung und Stauchung markieren. Sie sind am ehesten als kompressive Antwort auf das Nachdrängen der Sturzstrommassen von hinten zu deuten, nachdem der laterale Ausläufer an seinem Frontbereich bereits an Mobilität verloren hatte (Dufresne & Davies, 2009).

Im medialen Ablagerungsbereich wurde ein älterer Bergsturz Hügel von der jungen Schütt beidseits umflossen. Auf dem Hügel selbst konnten nur im östlichen Bereich junge Bergsturzaablagerungen kartiert werden. Daraus lässt sich ableiten, dass der Sturzstrom an diesem topographischen Hindernis in Teilströme aufgespalten und seitlich abgelenkt wurde und im Schatten des Bergsturzhügel wieder zusammenlief. Die Altbergsturz-Topographie steuerte somit die Bewegungsbahnen der jungen Schütt direkt mit.

Im östlichen Ablagerungsbereich treten die longitudinalen Wälle deutlich zurück und sind nur noch in Ansätzen erkennbar. Im Unterschied zum westlich anschließenden Bereich des Steinernen Meeres fehlen hier auch die mehrere Meter mächtigen grobblockigen Oberflächenformen mit Megablöcken. Im distalen Bereich fallen zwei gestaffelte Grabensysteme auf, an die verteilte Hügel ohne eine klare Vorzugsrichtung anschließen. Solche morphologischen Strukturen werden von Dufresne und Davies (2009) mit einem Bewegungszustand verknüpft, in dem die laterale Bewegungskomponente gegenüber der längsgerichteten Bewegung an Bedeutung gewinnt. Hier ist am ehesten von einem ausdünnenden und stärker fragmentierten Stromteil auszugehen, in dem sich das zuvor noch klar gerichtete Wall- und Grabenbild im Zuge von Spreizung und Abbremsung zunehmend verlor. Aus der Morphologie allein lässt sich daraus jedoch kein weicherer Untergrund ableiten. Festhalten lässt sich, dass der Bewegungszustand dort weniger kohärent war als im zentralen Ablagerungsbereich (Dufresne & Davies, 2009).

Die Sedimentologie stützt diese Deutung. Im Bereich des Steinernen Meeres ist die junge Schütt besonders grobblockig ausgebildet und geht lokal in eine Megablock-Fazies über. Im westlichen Teil des Ablagerungsgebiets treten damit gerade dort die markantesten longitudinalen Wälle auf, wo auch mechanisch kompetentes, nur gering fragmentiertes Material an der Oberfläche erhalten blieb. Dufresne und Davies (2009) heben hervor, dass größere longitudinale Rücken bevorzugt in starkem, kompetentem und blockreichem Material ausgebildet werden. Darunter folgt mit der Body-Fazies ein chaotisch gelagertes, weit gestuftes und deutlich stärker fragmentiertes Korngemisch. Nach Dunning (2004) ist genau dieses Verhältnis aus blockreicher Carapace und intern stark fragmentierter Masse typisch für reife Bergsturzaablagerungen. Für die junge Schütt der Roten Wand spricht die Kombination aus grobblockiger Oberfläche, longitudinalen Wällen, lateraler Auffächerung, Umfließen topographischer Hindernisse und stärker fragmentierter Body-Fazies deshalb für einen granular fließenden

Sturzstrom, dessen Bewegungsverhalten gut mit dem Modell der dynamischen Fragmentierung nach McSaveney und Davies (2006) vereinbar ist.

Die übrigen Teilstürze bleiben dahinter deutlich zurück. An der Storfhöhe und an der Kranzwand fehlen vergleichbar ausgeprägte Wall- und Grabensysteme, was gut zu ihrem geringeren Volumen, ihrer kleineren Reichweite und den höheren Fahrböschungswinkeln passt. Die Geklobene Wand nimmt eine Zwischenstellung ein. Dort sprechen vor allem die am Bergfuß verhockten Massen für einen stärkeren Rock-Slide-Anteil. Auch die flachere, listrische ausgebildete Abrissnische und die dort besonders deutlichen Harnischflächen weisen auf eine stärker gleitdominierte Initialbewegung entlang einer klar ausgeprägten Gleitfläche hin. Nur ein kleinerer Teil der Masse dürfte in einen sturzstromartigen Auslauf übergegangen sein.

8 Fazit

An der Dobratsch-Südwand liegt ein mehrphasiger Bergsturzkomples vor. Neben einer älteren, deutlich weiter verbreiteten Bergsturzgeneration ist eine jüngere, historische Bergsturzgeneration aus mehreren gut abgrenzbaren Teilstürzen ausgebildet, die dem Erdbeben vom 25. Januar 1348 zugeordnet wird. Die prä-würmhochglazialen quartären Ablagerungen westlich und östlich der Gailitz werden aufgrund ihrer lithologischen und faziellen Übereinstimmungen als Turnberg-Einheit zusammengefasst. Aus der Abfolge lakustriner Feinsedimente, darüber folgender schräggeschichteter Kies-Sand-Gemische und horizontaler Kiese lässt sich für ihren tieferen Abschnitt eine Deltasequenz aus Bottomset, Foreset und Topset rekonstruieren, die eine ehemalige See- beziehungsweise Talverfüllung dokumentiert. Die Turnberg-Einheit wird von Grundmoränenablagerungen des Würm-Hochglazials überlagert, sodass für sie sicher nur ein Minimalalter im Würm (MIS 5d–MIS 2) anzugeben ist. Die älteren Bergsturzablagerungen liegen auf diesen würmhochglazialen Sedimenten beziehungsweise auf glazial geprägtem Untergrund der Dobrawa auf und zeigen selbst keine glaziale Überprägung. Sie sind damit post-hochglazial nach dem LGM (MIS 2) einzuordnen. Die alte Schütt ist nicht nur als ausgedehnter postglazialer Bergsturzkörper, sondern als wahrscheinlich mehrphasig aufgebauter Ablagerungskomplex zu fassen. Dafür sprechen mehrere im Talraum noch ansatzweise unterscheidbare Sturzströme sowie die durch eine fluviatile Zwischenlage getrennten grobklastischen Bergsturzkörper der Bohrung B7/Ost in der Ortschaft Gailitz (Beilage 1: Geologische Karte). Die jüngeren Bergsturzablagerungen überlagern ältere und sind lokal durch fluviatile Zwischenlagen von diesen getrennt. Gegenüber Brandt (1981) und Hütschler (1981) ergeben sich für die jungen Teilstürze insgesamt geringere Volumina. Besonders deutlich ist dies bei der Roten Wand mit rund 53 Mio. m³ statt 100 Mio. m³ und bei der Geklobenen Wand mit rund 9 Mio. m³ statt 20 Mio. m³.

Nördlich von Hohenthurn dokumentieren feinkörnige Sedimente auf älteren Bergsturzablagerungen einen älteren Rückstau mit einem Stauniveau bis mindestens 547 m ü. A. Die tonig-schluffigen Feinsedimente der Seewiese belegen dagegen einen jüngeren, an die junge Schütt gebundenen Stillwasser- bis Verlandungsraum mit einem Mindeststauniveau von 534 m ü. A. Für die Zeit unmittelbar nach dem jüngeren Bergsturz ist zwar ein kurzzeitig höheres Stauniveau bis etwa 550 m ü. A. möglich (vgl. interpretierter Damm in Beilage 1), ein sedimentologisch belegter Zusammenhang zwischen beiden Rückstaubereichen wurde jedoch nicht nachgewiesen. Die ¹⁴C-Datierung an Süßwassermollusken aus der Seewiese stützt mit ihrem spätmittelalterlichen Alter grundsätzlich eine jüngere Genese der Feinsedimente. Im Talboden lassen sich damit mindestens zwei stratigraphisch getrennte Rückstausituationen unterscheiden.

Die konkav ausgebildeten Abrissnischen mit Harnischen in den Rückwänden belegen für alle jungen Teilstürze eine gleitende Initialbewegung. Da nur für den Teilsturz aus der Roten Wand eine eindeutige Brandungshöhe mit 81 m bestimmbar war, ließ sich nur dort eine kinematische Abschätzung ableiten. Diese ergibt mit einer Sturzweite von 4,2 km eine maximale Transportgeschwindigkeit von 39,9 m/s und eine Bewegungsdauer von rund 1,75 min. Die longitudinalen Wälle mit frontalen Fächern belegen einen frei auslaufenden, gerichtet transportierten Sturzstrom mit beginnender distaler Auffächerung. Die vom proximalen bis an den distalen Ablagerungsrand reichende, aus Wettersteinkalk aufgebaute Carapace- bis Megablockfazies zeigt, dass mechanisch kompetentes Material auch in den Randbereichen des Auslaufs erhalten blieb, während die innere Masse deutlich stärker fragmentiert wurde. Die Ablenkung des östlichen Walls und das Umfließen eines älteren Bergsturzhügels sprechen für eine lokale topographische Steuerung durch ältere Bergsturzablagerungen (Wall III und V in Beilage 1: Geologische Karte). Der westliche Wall weist demgegenüber auf eine freie laterale Ausbreitung in einem bereits eingeebneten Bereich hin (Wall IV in Beilage 1). Im östlichen Ablagerungsbereich zeigen verstreut angeordnete Bergsturzhügel eine stärkere laterale Ausbreitung des Sturzstromes an, während Kompressionsgräben und Aufbrandung im distalen Bereich die Abbremsung und lokale Stauung der Masse dokumentieren. Die Kombination aus Morphologie und Faziesaufbau spricht für einen hochmobilen, sturzstromartig transportierten Bergsturz und ist gut mit dem Modell der dynamischen Fragmentierung nach McSaveney und Davies (2006) vereinbar. Die übrigen Teilstürze blieben deutlich kleiner, erreichten geringere Reichweiten und waren stärker an die gleitende Initialbewegung gebunden.

Eine direkte Datierung liegt bislang weder für die ältere noch die jüngere Bergsturzgeneration vor, da sich die publizierten ^{36}Cl -Expositionsalter wegen ihrer starken Streuung und der zu hohen Alter nicht für eine belastbare zeitliche Gliederung eignen. Offen bleibt außerdem, wie viele Einzelereignisse innerhalb der älteren Bergsturzgeneration zu unterscheiden sind. Morphologisch lassen sich innerhalb der alten Schütt zumindest vier Sturzströme im Ansatz unterscheiden: ein isolierter Sturzstrom unterhalb der Storfhöhe (Sturzstrom I in Beilage 1), ein östlicher Sturzstrom unterhalb der Geklobenen Wand (Sturzstrom II in Beilage 1), ein weiterer Sturzstrom unterhalb der Roten Wand (Sturzstrom III in Beilage 1) sowie der östlich der Gailitz verfolgbare Sturzstrom am Durchbruch der Dobrawa (Sturzstrom IV in Beilage 1). Die Bohrungen in der alten Schütt belegen zwar einen weiteren, tiefer liegenden Bergsturzkörper, seine räumliche Ausdehnung und seine Stellung als eigenständiges Ereignis sind derzeit aber noch nicht eindeutig abzugrenzen. Zusätzliche Bohrungen, geophysikalische Untersuchungen und unabhängige Datierungen an geeigneten Rückstau- und Talfüllsedimenten könnten die innere Gliederung der alten Schütt und die zeitliche Abfolge von Bergsturz, Rückstau und fluviatiler Überprägung genauer bestimmen. Die Bergsturz- und Rückstausedimente im unteren Gailtal dokumentieren damit die spät- und postglaziale Talentwicklung unter wiederholtem Einfluss gravitativer Massenbewegungen.

9 Literaturverzeichnis

- Abele G. (1974) - Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Deutscher Alpenverein und Österreichischer Alpenverein, München, 230 pp.
- Adushkin V.V. (2006) - Mobility of rock avalanches triggered by underground nuclear explosions. In: (ed.): S.G. Evans, G.S. Mugnozza, A. Strom & R.L. Hermanns Landslides from Massive Rock Slope Failure. NATO Science Series, Springer Netherlands, Dordrecht, 267–284, doi: 10.1007/978-1-4020-4037-5_15.
- AEC (2024) - Austrian Earthquake Catalogue from 1000 to 2024 A.D. .
- Ahrendt H. (1980) - Die Bedeutung der Insubrischen Linie für den tektonischen Bau der Alpen. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 160, 336–362.
- Anderle N. (1951) - Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenzzone. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 94 (1), 195–236.
- Anderle N. (1977) - Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 200, Arnoldstein. , Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Bechstädt T. (1978) - Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 121 (1), 121.
- Bechstädt T., Brandner R., Mostler H. (1976) - Das Frühstadium der alpinen Geosynkinalentwicklung im westlichen Drauzug. Geologische Rundschau, 65 (1), 616–648, doi: 10.1007/BF01808484.
- Bianchi-Fasani G. (2004) - Unpublished conference presentation. .
- Brandt A. (1981) - Die Bergstürze an der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten/Österreich: Untersuchungen zur Ursache und Mechanik der Bergstürze. Dissertation, Universität Hamburg, Hamburg, 104 pp.
- Colins E., Nachtmann W. (1974) - Die permotriadische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, 4 (3), 43.
- Colins E., Nachtmann W. (1978) - Geologische Karte der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. , Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, Wien.
- Cruden D.M., Hungr O. (1986) - The debris of the Frank Slide and theories of rockslide–avalanche mobility. Canadian Journal of Earth Sciences, 23 (3), 425–432, doi: 10.1139/e86-044.
- Cruden D.M., Varnes D.J. (1996) - Landslide types and processes. In: (ed.): A.K. Turner & R.L. Schuster Landslides: Investigation and Mitigation. Special Report, Transportation Research Board, National Research Council, Washington, DC, 36–75.
- Davies T.R., McSaveney M.J. (2009) - The role of rock fragmentation in the motion of large landslides. Engineering Geology, 109 (1–2), 67–79, doi: 10.1016/j.enggeo.2008.11.004.
- Decker K., Gangl G., Reitner J.M. (2016) - Constraints on the location of the earthquake 1348 of Carinthia / Friuli / Villach derived from its ESI-2007 environmental intensity. In: GeoTirol 2016, 47.
- Dufresne A., Bösmeier A., Prager C. (2016) - Sedimentology of rock avalanche deposits – Case study and review. Earth-Science Reviews, 163, 234–259, doi: 10.1016/j.earscirev.2016.10.002.
- Dufresne A., Davies T.R. (2009) - Longitudinal ridges in mass movement deposits. Geomorphology, 105 (3–4), 171–181, doi: 10.1016/j.geomorph.2008.09.009.

- Dunning S.A. (2004) - Rock avalanches in high mountains. PhD thesis, University of Luton, Luton, UK, 309 pp.
- Dunning S.A. (2006) - The grain size distribution of rock-avalanche deposits in valley-confined settings. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, (2006), 117–121, doi: 10.4408/IJEGE.2006-01.S-15.
- Eisbacher G.H., Clague J.J. (1984) - Destructive mass movements in high mountains: hazard and management. Canadian Government Publishing Centre, Ottawa.
- Evans S.G., Clague J.J. (1994) - Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology*, 10 (1–4), 107–128, doi: 10.1016/0169-555X(94)90011-6.
- Evans S.G., Clague J.J., Woodsworth G.J., Hungr O. (1989) - The Pandemonium Creek rock avalanche, British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, 26 (3), 427–446, doi: 10.1139/t89-056.
- Gottschling O. (2006) - Massenbewegungen. In: (ed.): G. Wessely *Geologie der österreichischen Bundesländer: Niederösterreich*, Geologische Bundesanstalt, Wien, 416.
- Grünthal G., Musson R.M.W., Schwarz J., Stucchi M. (1998) - European macroseismic scale 1998 (EMS-98). *Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, doi: 10.2312/EMS-98.FULL.EN.
- Hauser C., Anderle N., Heinz H., Plöschinger B., Schmid M.E., Schönlaub H.P. (1982) - Erläuterungen zu Blatt 200 Arnoldstein. Geologische Bundesanstalt, Wien, 59 pp.
- Hausmann H., Hintersberger E., Iglseder C., Schuster R. (2024) - Seismisch aktive Störungen in Kärnten und die Lage und Mechanismen der rezenten Erdbeben. In: (ed.): A. Budsky *Kärnten bebt(e): Neue Fragen und Aspekte zur Archäoseismologie*, Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Klagenfurt am Wörthersee, 39–70.
- Heim A. (1932) - Bergsturz und Menschenleben. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, 77 (Beiblatt 20), 1–218.
- Heinisch H., Schmidt K., Schuh H. (1984) - Zur geologischen Geschichte des Gailtalkristallins im unteren Lesachtal westlich von Kötschach-Mauthen (Kärnten, Österreich). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 126 (4), 477–486.
- Hewitt K. (1988) - Catastrophic landslide deposits in the Karakoram Himalaya. *Science*, 242 (4875), 64–67, doi: 10.1126/science.242.4875.64.
- Hewitt K. (2006) - Disturbance regime landscapes: mountain drainage systems interrupted by large rockslides. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 30 (3), 365–393, doi: 10.1191/0309133306pp486ra.
- Hofer von Heimhalt H. (1879) - Die Erdbeben Kärntens und deren Stoßlinien. *Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 42 (2), 1–90.
- Hungr O., Evans S.G. (2004) - Entrainment of debris in rock avalanches: An analysis of a long run-out mechanism. *Geological Society of America Bulletin*, 116 (9), 1240, doi: 10.1130/B25362.1.
- van Husen D. (1979) - Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen aus den Ostalpen. *E&G Quaternary Science Journal*, 29 (1), 9–22, doi: 10.3285/eg.29.1.02.
- van Husen D. (2000) - Geological processes during the Quaternary. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 92, 135–156.
- van Husen D., Draxler I. (1981) - Zur Ausbildung und Stellung der würmzeitlichen Sedimente im unteren Gailtal. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 16, 85–97.

- Hutchinson J.N., Hungr O., Evans S.G., Bovis M.J. (2001) - A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7 (3), 221–238, doi: 10.2113/gsegeosci.7.3.221.
- Hütschler C.M. (1981) - Bergstürze am Dobratsch/Kärnten/Österreich: Eine tektonische und geomechanische Analyse. Dissertation, Universität Hamburg, Hamburg, 162 pp.
- Kárník V. (1969) - Seismicity of the European Area. In: (ed.): P.J. Hart *The Earth's Crust and Upper Mantle*, American Geophysical Union, Washington, D. C., 139–144, doi: 10.1029/GM013p0139.
- Keller B. (1996) - Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. In: *Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik*, Horw, 5–12.
- Korup O., Clague J.J., Hermanns R.L., Hewitt K., Strom A.L., Weidinger J.T. (2007) - Giant landslides, topography, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters*, 261 (3–4), 578–589, doi: 10.1016/j.epsl.2007.07.025.
- Korup O., Densmore A.L., Schlunegger F. (2010) - The role of landslides in mountain range evolution. *Geomorphology*, 120 (1–2), 77–90, doi: 10.1016/j.geomorph.2009.09.017.
- Kraus O. (1969) - Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen): Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 112 (1), 81–152.
- Lenhardt W.A. (2007) - Earthquake-triggered landslides in Austria: Dobratsch revisited. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 147 (1+2), 193–199.
- McSaveney M.J., Davies T.R.H. (2006) - Rapid rock mass flow with dynamic fragmentation: Inferences from the morphology and internal structure of rockslides and rock avalanches. In: (ed.): S.G. Evans, G.S. Mugnozza, A. Strom & R.L. Hermanns *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. NATO Science Series, Springer Netherlands, Dordrecht, 285–304, doi: 10.1007/978-1-4020-4037-5_16.
- Merchel S., Braucher R., Alfimov V., Bichler M., Bourlès D.L., Reitner J.M. (2013) - The potential of historic rock avalanches and man-made structures as chlorine-36 production rate calibration sites. *Quaternary Geochronology*, 18, 54–62, doi: 10.1016/j.quageo.2013.07.004.
- Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva S., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Azuma T., Clague J., Comerci V., Gürpınar A., McCalpin J., Mohammadioun B., Möner N.A., Ota Y., Roghazin E. (2007) - *Environmental Seismic Intensity Scale – ESI 2007*. Roma.
- Monachesi G., Stucchi M. (1997) - DOM4.1: An intensity database of damaging earthquakes in the Italian area. Internal report, GNDT, Milano-Macerata.
- Nachtmann W. (1975) - Zur Sedimentologie des Alpenin Muschelkalks in den östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten) und Geologie der westlichen Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. Dissertation, Universität Innsbruck, Innsbruck, 98 pp.
- Neubauer F., Genser J. (1990) - Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen: Eine Übersicht. *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, 120, 203–219.
- Neumann D. (1988) - Lage und Ausdehnung des Dobratschbergsturzes von 1348. *Neues aus Alt-Villach: Jahrbuch des Museums der Stadt Villach*, 25, 69–77.
- Nicoletti P.G., Sorriso-Valvo M. (1991) - Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches. *Geological Society of America Bulletin*, 103 (10), 1365–1373, doi: 10.1130/0016-7606(1991)103<1365:GCOTSA>2.3.CO;2.
- Penck A., Brückner E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. C. H. Tauchnitz, Leipzig, 1199 pp.

- Philippsen B. (2013) - The freshwater reservoir effect in radiocarbon dating. *Heritage Science*, 1 (1), 24, doi: 10.1186/2050-7445-1-24.
- Poisel R., Eppensteiner W. (1989) - Gang und Gehwerk einer Massenbewegung: Teil 2. Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“. *Felsbau*, 7 (1), 16–20.
- Powers M.C. (1953) - A new roundness scale for sedimentary particles. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 23, doi: 10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D.
- Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H., Merle O. (1991a) - Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis. *Tectonics*, 10 (2), 257–271, doi: 10.1029/90TC02623.
- Ratschbacher L., Frisch W., Neubauer F., Schmid S.M., Neugebauer J. (1989) - Extension in compressional orogenic belts: the eastern Alps. *Geology*, 17 (5), 404–407, doi: 10.1130/0091-7613(1989)017<0404:EICOB>2.3.CO;2.
- Ratschbacher L., Merle O., Davy P., Cobbold P. (1991b) - Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 1: boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, 10 (2), 245–256, doi: 10.1029/90TC02622.
- Reinecker J., Lenhardt W.A. (1999) - Present-day stress field and deformation in eastern Austria. *International Journal of Earth Sciences*, 88 (3), 532–550, doi: 10.1007/s005310050283.
- Reitner J., Lang M., Van Husen D. (1993) - Deformation of high slopes in different rocks after Würmian deglaciation in the Gailtal (Austria). *Quaternary International*, 18, 43–51, doi: 10.1016/1040-6182(93)90052-H.
- Reitner J.M. (2022) - The imprint of Quaternary processes on the Austrian landscape. In: (ed.): C. Embleton-Hamann *Landscapes and Landforms of Austria*. World Geomorphological Landscapes, Springer International Publishing, Cham, 47–72, doi: 10.1007/978-3-030-92815-5_3.
- Reitner J.M., Ostermann M., Schuster R., Bichler M.G., Knoll T., Robl J., Ivy-Ochs S. (2018) - Der Bergsturz vom Auernig (Mallnitz/Kärnten), seine Altersstellung und Folgen. *Carinthia II*, 208./128., 503–548.
- Schmid S.M., Fügenschuh B., Kissling E., Schuster R. (2004) - Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97 (1), 93–117, doi: 10.1007/s00015-004-1113-x.
- Schneider H.-J. (1964) - Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the Ladinian geosyncline of the Eastern Alps. In: (ed.): G.C. Amstutz *Sedimentology and ore genesis*. Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 29–45.
- Schulz O. (1968) - Die synsedimentäre Mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 12, 230–289.
- Schuster R., Daurer A., Krenmayr H.G., Linner M., Mandl G.W., Pestal G., Reitner J.M. (2019) - Rocky Austria: Geologie von Österreich – kurz und bunt. *Geologische Bundesanstalt*, Wien, 80 pp.
- Schuster R., Stüwe K. (2010) - Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, 140, 5–21.
- Schuster R., Stüwe K. (2022) - Geological and Tectonic Setting of Austria. In: (ed.): C. Embleton-Hamann *Landscapes and Landforms of Austria*. World Geomorphological Landscapes, Springer International Publishing, Cham, 3–26, doi: 10.1007/978-3-030-92815-5_1.
- Schwenk H., Spendlingwimmer R., Salzer F. (1992) - Massenbewegungen in Niederösterreich 1953–1990. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 135 (2), 597–660.
- Smith G.M., Davies T.R., McSaveney M.J., Bell D.H. (2006) - The Acheron rock avalanche, Canterbury, New Zealand—morphology and dynamics. *Landslides*, 3 (1), 62–72, doi: 10.1007/s10346-005-0012-1.

- Sprenger W.L. (1996) - Das periadriatische Lineament südlich der Lienzer Dolomiten: Strukturgeologie, Fernerkundung, Geochemie. Geologische Bundesanstalt, Wien, 220 pp.
- Steinbichler M.G., Reitner J.M., Lotter M., Steinbichler A. (2019) - Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 159 (1–4), 5–49.
- Stöckhert B. (1984) - K-Ar determinations on muscovites and phengites from deformed pegmatites, and the minimum age of the Old Alpine deformation in the Austridic basement to the south of the western Tauern Window (Ahrn valley, Southern Tyrol, Eastern Alps). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 150 (2), 103–120.
- Strehl E. (1980) - Ein bemerkenswerter Lavafund in der Mitteltrias des Dobratsch (Villacher Alpe), Kärnten. Der Karinthiner, 83, 201–204.
- Strom A. (2006) - Morphology and internal structure of rockslides and rock avalanches: grounds and constraints for their modelling. In: (ed.): S.G. Evans, G.S. Mugnozza, A. Strom & R.L. Hermanns Landslides from Massive Rock Slope Failure. NATO Science Series, Springer Netherlands, Dordrecht, 305–326, doi: 10.1007/978-1-4020-4037-5_17.
- Tertulliani A., Cecić I., Meures R., Sović I., Kaiser D., Grünthal G., Pazdírková J., Sira C., Guterch B., Kysel R., Camelbeeck T., Lecocq T., Szanyi G. (2018) - The 6 May 1976 Friuli earthquake: re-evaluation and unification of transnational macroseismic data. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 59 (4), 417–444, doi: 10.4430/bgta0234.
- Till A. (1907) - Das große Naturereignis von 1348 und die Bergstürze des Dobratsch. Mitteilungen der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, 50 (10–11), 534–645.
- Varnes D.J. (1958) - Landslide types and processes. In: (ed.): E.B. Eckel Landslides and engineering practice. Highway Research Board Special Report, Highway Research Board, National Research Council, Washington, DC, 20–47.
- Varnes D.J. (1978) - Slope movement types and processes. In: (ed.): R.L. Schuster & R.J. Krizek Landslides: Analysis and Control. Special report, Transportation Research Board, National Research Council, Washington, DC, 11–33.
- Warch A. (1973) - Die Permotrias der nördlichen Gailtaler Alpen. Dissertation, Universität Innsbruck, Innsbruck, 171 pp.
- WP/WLI Unesco Working Party on World Landslide Inventory (1993) - Multilingual landslide glossary. BiTech Publishers Ltd., Richmond, British Columbia, Canada, 59 pp.
- Zangerl C., Prager C., Brandner R., Brückl E., Eder S., Fellin W., Tentschert E., Poscher G., Schönlaub H. (2008) - Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. Geo.Alp, 5, 1–51.

10 Anhang

Anhang A: Aufschlussliste

Aufschluss	Formation	Lithologie	x (Hochwert)	y (Rechtswert)
Nr.			MGI / Austria GK M31 (EPSG: 31258)	
A001	Turnberg-Einheit	Konglomerat	157521.051	483746.873
A002	j. Schütt	Wettersteinkalk	159487.037	483323.29
A003	j. /a. Schütt	Buntkalk	159503.589	483498.666
A004	j. Schütt		159478.575	483512.971
A005	j. Schütt		159393.962	483522.471
A006	j. Schütt		159356.409	483568.685
A007	Mure		159609.475	483306.833
A008	j. /a. Schütt	Wettersteinkalk	159181.434	479920.392
A009	Deponie	Anschüttung	158267.985	478733.635
A010	j. Schütt	Wettersteinkalk	158763.003	480308.849
A011	a. Schütt	Wettersteinkalk	158518.445	480583.37
A012	a. Schütt		158402.229	480608.111
A013	a. Schütt		158386.413	480532.27
A014	Turnberg-Einheit	Konglomerat	157306.798	482386.127
A015	a. Schütt		157284.048	478297.154
A016	a. Schütt		157294.327	478337.85
A017	a. Schütt		157339.762	478378.789
A018	a. Schütt		157225.728	478215.719
A019	a. Schütt		157295.311	478238.594
A020	a. Schütt		157532.11	478153.799
A021	a. Schütt		158046.691	477900.246
A022	j. Schütt	Wettersteinkalk	158184.922	479635.57
A023	j. Schütt	Wettersteinkalk	158238.293	479604.123
A024	Moor	Torf	158283.142	479465.325
A025	a. Schütt	Wettersteinkalk	157383.271	479490.143
A026	a. Schütt		157326.357	479512.107
A027	a. Schütt		157285.026	479505.338
A028	a. Schütt		157251.239	479491.634
A029	a. Schütt	Wettersteinkalk	157202.418	479523.189
A030	a. Schütt	Wettersteinkalk	157166.472	479600.118
A031	a. Schütt	Permoskyth-Sandstein	157240.168	479596.169
A032	a. Schütt	Wettersteinkalk	158899.824	482890.674
A033	a. Schütt	Wettersteinkalk	158313.362	482936.435
A034	a. Schütt	Wettersteinkalk	158347.607	483553.914
A035	a. Schütt	Buntkalk	158753.294	484318.388
A036	a. Schütt	Wettersteinkalk	159153.164	484039.289
A037	a. Schütt	Wettersteinkalk	158042.609	484237.188
A038	a. Schütt	Wettersteinkalk	159423.387	482632.311
A039	j. Schütt	Wettersteinkalk	159489.996	483526.333
A040	j. Schütt		159273.378	483442.343

A041	a. Schütt		159180.743	483442.851
A042	j. Schütt		158933.714	483444.206
A043	j. Schütt		158871.49	483359.359
A044	j. Schütt		158963.545	483252.373
A045	j. Schütt		159238.966	483698.079
A046	j. Schütt		159516.873	483696.543
A047	j. Schütt		159737.729	483652.735
A048	j. Schütt		159368.483	483889.02
A049	a. Schütt	Wettersteinkalk	158895.851	482145.307
A050	j. Schütt	Wettersteinkalk	159014.936	481292.826
A051	j. Schütt		159076.04	481164.737
A052	a. Schütt		159353.946	481163.317
A053	Schwemmfächer	fsU	159570.533	481247.388
A054	j. Schütt	Wettersteinkalk	159692.852	481012.529
A055	Mure		159847.353	481033.036
A056	j. Schütt		160094.165	480989.196
A057	j. Schütt		159942.061	481437.123
A058	a. Schütt		159572.84	481694.558
A059	j. Schütt	Wettersteinkalk	159013.956	481101.164
A060	j. Schütt	Wettersteinkalk	159104.436	480674.784
A061	j. Schütt	Wettersteinkalk	159134.887	480589.447
A062	j. Schütt	Wettersteinkalk	159196.538	480567.843
A063	a. Schütt	Wettersteinkalk	159503.205	480140.416
A064	j. Schütt		159565.49	480246.58
A065	Mure		159844.137	480394.252
A066	a. Schütt	Wettersteinkalk	159718.976	480062.267
A067	Seesedimente	Schluff Ton	159594.793	479927.021
A068	Schwemmfächer		159407.551	479523.337
A069	a. Schütt		159282.398	479183.218
A070	fluviale Sedimente		159190.784	479396.612
A071	j. Schütt	Wettersteinkalk	159162.284	479886.551
A072	j. Schütt	Wettersteinkalk	158706.478	481358.3
A073	j. Schütt	Wettersteinkalk	158769.444	481592.246
A074	a. Schütt	Wettersteinkalk	158434.138	482424.62
A075	a. Schütt		158279.405	482361.545
A076	a. Schütt		158277.272	481956.877
A077	fluviale Sedimente		158523.411	481785.203
A078	a. Schütt	Wettersteinkalk	158399.343	481679.357
A079	a. Schütt	Wettersteinkalk	157937.275	481894.757
A080	a. Schütt		157909.769	482533.908
A081	a. Schütt		157757.318	482896.834
A082	Turnberg-Einheit	Konglomerat	157599.401	482237.344
A083	a. Schütt		157599.288	482216.043
A084	a. Schütt		157597.277	481832.629
A085	a. Schütt		157535.52	481832.951
A086	a. Schütt		157380.02	481620.742

A087	a. Schütt	Buntkalk	157410.678	481577.979
A088	a. Schütt		157377.72	481173.41
A089	a. Schütt	Wettersteindolomit	157377.286	481088.204
A090	a. Schütt		157219.566	480428.626
A091	a. Schütt	Buntkalk	157497.155	480363.338
A092	a. Schütt	Wettersteinkalk	157838.522	480702.448
A093	a. Schütt	Buntkalk	157900.172	480680.837
A094	j. Schütt		157900.172	480680.837
A095	j. Schütt		157903.199	481277.227
A096	a. Schütt	Wettersteinkalk	157843.861	481746.142
A097	j. Schütt	Wettersteinkalk	158150.336	481297.261
A098	j. Schütt		158273.197	481168.836
A099	a. Schütt	Wettersteinkalk	158455.772	480635.448
A100	j. Schütt		158393.481	480529.268
A101	j. Schütt		157992.167	480552.576
A102	j. Schütt		158053.604	480488.369
A103	j. Schütt		158053.073	480381.873
A104	j. Schütt	Buntkalk	158022.301	480403.327
A105	j. /a. Schütt	Wettersteinkalk	158585.947	481933.962
A106	fluviale Sedimente		158247.626	482191.321
A107	j. /a. Schütt	Wettersteinkalk	157873.196	481447.784
A108	j. Schütt		158672.78	480804.739
A109	j. Schütt		158793.63	480271.702
A110	j. Schütt	Wettersteinkalk	158482.538	479804.686
A111	j. Schütt	Wettersteinkalk	158265.974	479720.548
A112	a. Schütt	Wettersteinkalk	157771.814	479701.653
A113	a. Schütt	Wettersteinkalk	157402.52	479959.071
A114	Turnberg-Einheit		157066.025	480599.817
A115	a. Schütt	Wettersteinkalk	157127.356	480514.297
A116	Schwemmsande	fmgS	157126.295	480301.274
A117	a. Schütt		157187.525	480194.456
A118	j. Schütt	Wettersteinkalk	157835.133	480020.85
A119	a. Schütt		157680.113	479893.808
A120	j. Schütt		157895.951	479828.85
A121	a. Schütt	Wettersteinkalk	158142.564	479742.448
A122	a. Schütt	Wettersteinkalk	157728.636	483301.708
A123	Turnberg-Einheit		157543.365	483302.718
A124	Turnberg-Einheit		157354.753	482685.982
A125	a. Schütt	Wettersteindolomit	157352.937	482345.156
A126	a. Schütt	Wettersteinkalk	157413.793	482174.419
A127	a. Schütt	Wettersteinkalk	157475.438	482152.791
A128	Turnberg-Einheit		157567.962	482131.003
A129	j. Schütt		158667.707	479782.485
A130	a. Schütt	Buntkalk	158201.445	479145.787
A131	a. Schütt	Wettersteinkalk	158201.445	479145.787

A132	fluviale Sedimente		157861.577	479104.808
A133	a. Schütt	Wettersteinkalk	158227.727	478165.91
A134	a. Schütt	Wettersteinkalk	157290.254	479520.138
A135	Bänderschlufl	Sand-Schluff	157201.396	479695.538
A136	Turnberg-Einheit	Konglomerat	157218.536	479652.818
A137	Turnberg-Einheit	Kies	157212.304	479604.459
A138	Turnberg-Einheit	Kies-Schluff	157269.433	479600.79
A139	Moor	Torf	157792.823	481575.18
A140	Turnberg-Einheit	Sand-Kies	158448.03	475025.698
A141	a. Schütt		158599.839	475149.925
A142	Rückstausedimente	Ton, Schluff	158631.971	475149.174
A143	Rückstausedimente	Ton, Schluff	158552.111	475344.29
A144	a. Schütt		158345.34	475499.034
A145	Grundmoräne	Dmm	158378.829	475538.424
A146	Rückstausedimente	Torf	158568.536	476282.275
A147	Rückstausedimente	Torf, Schluff	158542.329	476341.676
A148	Turnberg-Einheit	Konglomerat	157467.902	482294.752

Anhang B: Bohrprofile

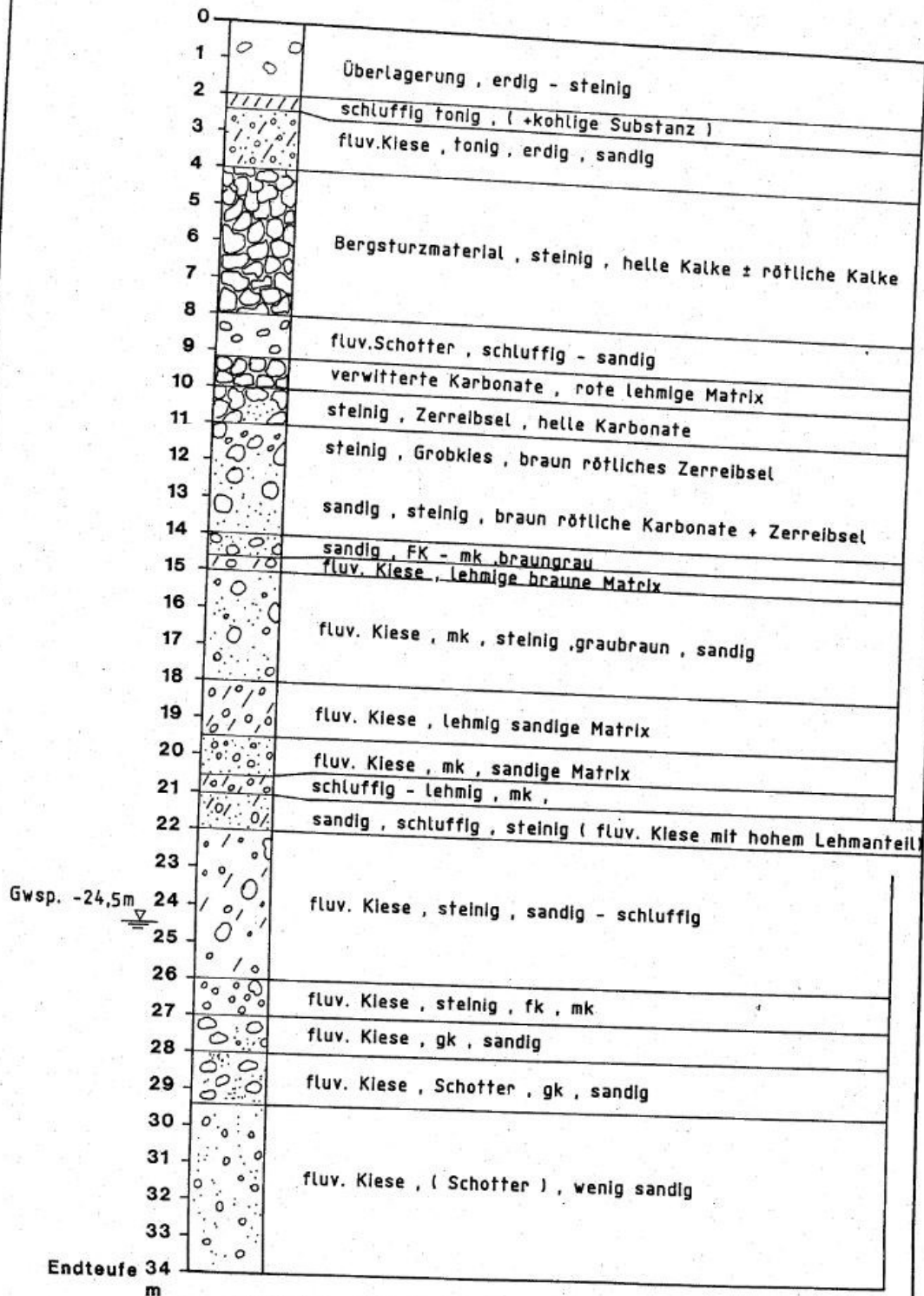
Bohrprofile aus dem Archiv der Kärntner Landesregierung

Bohrung	ID	x (Hochwert)	y (Rechtswert)	Endteufe
Name	Nr.	MGI / Austria GK M31 (EPSG: 31258)		[m]
B7/Ost	10318	157470.000	478110.000	34,0
Am-GW-5	20301	156705.131	477751.910	9,5
V46/1	2575	158197.500	481443.500	15,0
V46/2	2576	158273.000	481219.000	18,0
V46/3	2578	158558.500	480943.000	15,0
V46/5	2579	158667.000	480785.000	25,0
V46/7	2583	158852.050	480130.920	20,0
B4/C	2684	158755.240	480502.460	20,0
B8/C	2685	158473.460	481055.440	15,0

ID: 10318

B 7 Ost

Sh. 565m



Aufnahme : Dr. I. CERNY (1992)

MSR [013]

h 534,01

y 31 443,5

x 158 197,0

2575

Geologische Beschreibung der Aufschlussbohrung: V 46 - 1 15 m

BAUGEOLOGISCHE BERATUNG

DR. WERNER FÜRLINGER

SPITALSKYSTRASSE 10 · A-4400 STEYR · TELEFON 072 52 22 74 12

m	Zeichen	Benennung	Farbe	Interpretation
		Mutterboden	Schwarz	
		Steine, humos	Schwarz	
		Steine, Blöcke, g	grau	
		Kies, steinig, sandig	grau	
		Kies, sandig, u	rötlichbraun	
		Schluff, kiesig	grau	Moräne (?)
		Grundwasserboden mit gerundeten Geröllen	steif	

V46/1; ID: 2575

W 539,40

Y 31219,0

X 158273,0

12.5 2570

Geologische Beschreibung der Aufschlussbohrung: V46-2

18m

BAUGEOLOGISCHE BERATUNG

DR. WERNER FÜRLINGER

SPITALSKYSTRASSE 10 · A-4400 STEYR · TELEFON 07252227412

Zeichen	Benennung	Interpretation
	Mutterboden, humos Steine, u. sandig Schwarz Braun	
	Steine, Kies, sandig, u. lose graubraun	Blöcke bzw. Schutt; - schluffig verunreinigt
	Kies, schluffig, sandig plastisch, bildsam braun - graubraun	fluviatile Ablagerung
	Steine, Kies, u. "Gerüstboden" mit fluviatilen schluffigen Einschweunungen rötlichbraun	Bergschutt blockwerk bzw. -schutt mit schluffigen Einschweunungen

V46/2; ID: 2576

W 540,84 Y 30943,0 X 158558,15 ID: 2578
 Geologische Beschreibung der Aufschlussbohrung: V 46-3 15m

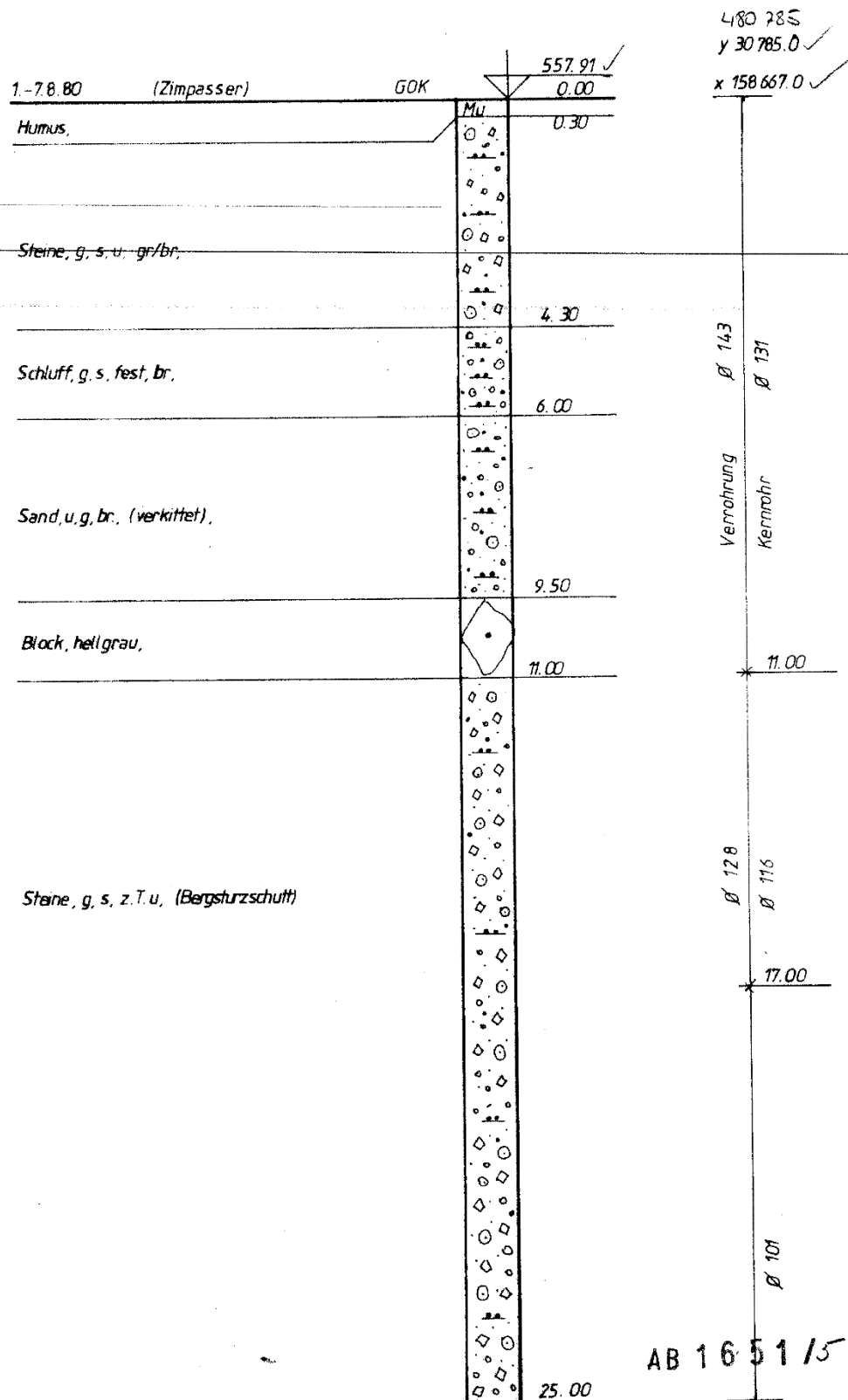
BAUGEOLOGISCHE BERATUNG **DR. WERNER FÜRLINGER**
 SPITALSKYSTRASSE 10 · A-4400 STEYR · TELEFON 072 52 227 412

m	Zeichen	Benennung	Farbe	Interpretation
2		Steine, humos verunreinigt	Schwarz	
5		Kies, Steine, sandig, u. lose; kantige Koruform	hellbraun	
5		Steine (mit Rotlehmfüllung d. Zwischenräume)		
10		Kies, Steine, sandig, u. ↓ GW	hellgrau, lila bräunlich	Bergsturmschutt mit Verwitterungs- leihen
10		Kies, sandig-schluffige Grundmasse	rotbraun graubraun	fluviatile Ernschw.
15		Kies, steinig, sandig, u.	grau	
15		VK (blockig fleckiger Kalkstein)		Block
20			4/5 f. d. d.	
20				

W 540,84 Y 30943,0 X 158558,15

V46/5

2579



h 553,08

y 30251,0

x 158 780,5

A9-T 2583

Geologische Beschreibung der Aufschlussbohrung: V 46-7 20m

BAUGEOLGISCHE BERATUNG

DR. WERNER FÜRLINGER

SPITALSKYSTRASSE 10 · A-4400 STEYR · TELEFON 072 622 27 4 12

m	Zeichen	Benennung	Interpretation
15		Mutterboden, humos, durchwurzelt	schwarz
		Steine, Kies ; lose	braungrau
		Steine, Kies, sandig, u' z.T. verkittet, mittel, blockf.	grau
		Kies, Steine, s, u vsgl. kantige Kornform	grau
		Steine - Kies, sandig-schluffig	grau
10		Steine, kiesig, fs	braun
		Kies, steinig, sandig, u'	rötlichgrau
		Steine	Block
		Gerüstboden, Feinante eingeschlämmt vsgl. kantige Kornform z.T. verkittet	
20			
25			

Bergsturzschutt
vermischt mit
fluvialen
Ablagerungen
nur zwischen 8,5 -
10,00 m Tiefe vs.
fluviale Beeinflussung

B4/C

Bohrdruck in atü

0,00m		0,00 = GSW	
	St, fxi, mki, gki, s	braun	0,60
11	St	grau	1,60
11,95	St	rot-braun	1,90
10	St, ki, s	rot-grau	4,30
5,75	gki, su, s, mki, fxi	braun	6,50
14	fki, mki, s, su	grau	6,80
7,10	fki, st, mki, s, su	braun	9,80
12	geringer Wasserzulauf	9,20 9,40	9,80
10,15	fki, st, t, su, s	grau	13,00
14,37 12,10	fki, st, mki, t, su, s	grau	14,35
10	St	grau	14,55
	St, su, fxi	grau	14,80
	St, su, fxi	rot-braun	15,05
16,50	fki, st, s, su, t	grau	18,15
12			18,60
13			19,15
12	St, ki	braun-grau	19,60
20,00m	Ki, st, su, t, s	grau	20,00

Kote Ansatzpunkt:
540,312 m

Trocken-Drehbohrung
von 0,00 bis 20,00 m Tiefe

Verrohrung:
143 mm ϕ bis 3,00 m
128 mm ϕ bis 13,00 m Tiefe

Kote Endteufe:
520,312 m

