2.3.1 Bergstürze in den Alpen

Die Verbreitung von Bergstürzen in den Alpen unterscheidet sich im Quer- und Längsprofil dieses Gebirgszuges. Im Querschnitt ist die Verbreitung an die geologischen Einheiten gekoppelt, daher kommen Bergstürze in den Nördlichen Kalkalpen und dem kalkgeprägten Teil der Südalpen am häufigsten vor und auch deren Gesamtfläche ist dort am größten, wobei innerhalb dieser Einheiten mehr Bergstürze in den Kalk-Südalpen, aber größere Bergstürze in den Nördlichen Kalkalpen auftreten (Abele 1974: 7).

Im Längsschnitt ist eine Abnahme der Bergsturzdichte und Bergsturzgesamtfläche einmal in Richtung Ostalpen und einmal in Richtung südliche Westalpen auffällig. In Richtung Ostalpen ist der Rückgang der Bergsturzereignisse zurückzuführen auf das vermehrte Vorherrschen der Zentralalpen gegenüber den bergsturzanfälligen Kalkalpen (Abele 1974: 8).

Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen liegt die höchste Bergsturzdichte in den Schweizer Kalkalpen, östlich und westlich davon ist eine Abnahme zu verzeichnen, wobei in Nordtirol eine Auffälligkeit besteht: Die Bergstürze Eibsee – Fernpass – Tschirgant – Ötztal bis Köfels liegen annähernd in einer Linie, wobei sie von den Nordtiroler Nördlichen Kalkalpen in die kristallinen Zentralalpen übergehen (siehe Abb.20) (Abele 1974: 8).

Im kristallinen Bereich, wie zum Beispiel im Ötztal, sind die Kluftkörper oft stark verzahnt, daher treten dort normalerweise weniger und kleinere Bergstürze auf. Im Gegensatz dazu herrscht im sedimentären Bereich der Kalkalpen ein weitmaschiges Netz an Kluft-, Störungs- und Schichtflächen vor, an dem sich unter anderem größere Schollen leichter ablösen können (Abele 1974: 8).

Lange herrschte in der Wissenschaft die Annahme, dass der Gletscherrückzug im späten Pleistozän Ursache für viele nachfolgende Massenbewegungen wie Erdrutschungen oder Bergstürze in den Alpen sei, da sich infolgedessen ein unausgeglichenes Relief und dadurch eine hohe Belastung der zum Teil übersteilten Hänge bildet (Abele 1974: 61). Diese allgemeine Annahme konnte allerdings im Laufe der Zeit durch neuere Datierungsmethoden teilweise widerlegt werden, da sich die Bergstürze nicht unmittelbar nach dem Gletscherrückzug ereigneten. Es wird allerdings nicht ausgeschlossen, dass Massenbewegungen dadurch vorbereitet werden können (Prager et al. 2007: 25).

Einige der größten Massenbewegungen der Alpen fanden in Tirol in unmittelbarer Umgebung voneinander statt (Prager et al. 2007: 25). Auf einer Fläche von 40x20 km ereigneten sich mindestens neun große Sturzereignisse wie zum Beispiel die Bergstürze von Eibsee, Fernpass, Köfels und auch vom Tschirgant (Prager et al. 2007: 26).

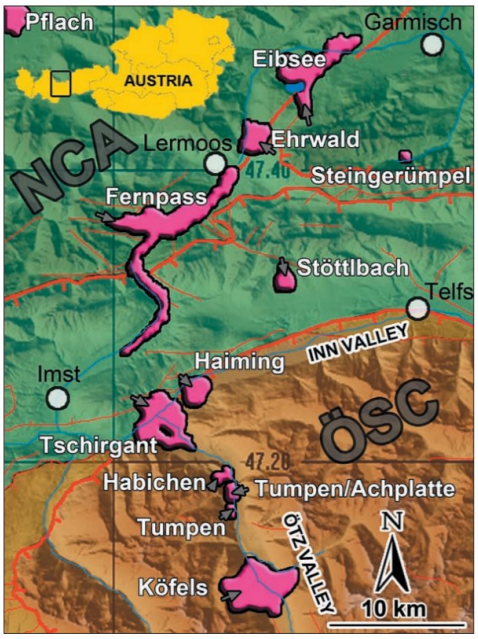

Abb. 20: Übersichtskarte der Bergstürze (rosa), die zum Fernpass Cluster zusammengefasst werden. NCA: Nördliche Kalkalpen, ÖSC:Ötzal-Stubai-Grundgebirgskomplex (Ostermann/Prager 2014: 116).

Diese tiefgründigen Massenbewegungen fanden nicht nur in räumlicher Nähe statt, sondern auch in zeitlicher. Sie können dem frühen und mittleren Holozän und innerhalb dessen besonders dem Subboreal 4200-3000 v. Chr. zugeordnet werden. Radiometrische Daten liefern Beweise für eine mehrstufige Reaktion der Gebirge auf Diskontinuitäten im Gesteinsmaterial und auch für eine Wiederholungen von Ereignissen (Prager et al. 2007: 29).

Daher lässt sich insgesamt gesehen das instabile hohe Relief als Ursache für viele Massenbewegungen in den Alpen seit dem frühen Postglazial festmachen. Auch Erdbeben im Zeitraum der großen Massenbewegungen in Tirol können mit den Sturzereignissen in Verbindung gebracht werden: Bereits Erschütterungen von wenig energiegeladenen Erdbeben können nämlich die Frakturbildung in den Gesteinen vorantreiben und es dadurch schwächen (Prager et al. 2007: 31).

Eine wiederholte seismische Aktivität kann also gravitative Massenbewegungen begünstigen und diese vorbereiten (Prager et al. 2007: 31, Abele 1974: 62). Prager et al. (2007: 31f) stellen ebenso einen Zusammenhang zwischen Klima und Bergsturzereignissen insofern her, dass zu den von ihnen herausgefundenen Zeitclustern erhöhter Bergsturzaktivität in Tirol Phasen hohen Niederschlags herrschten. Eine Konsequenz davon ist ein hoher Grundwasserspiegel, der die Sturzereignisse im Holozän vielleicht begünstigt haben könnte (Prager et al. 2007: 32). Erhöhter Porendruck verstärkt nämlich die Geschwindigkeit von Rissbildungen im Gestein (Atkinson/Meredith 1987: 149ff) und mindert die Reibung des wassergesättigten Gesteins (Prager et al. 2007: 32). Man kann sich also vorstellen, dass das Material an Reibung verliert

und somit eine „rutschige“ Oberfläche aufweist und dadurch Rutschprozesse begünstigt werden (Prager et al. 2007: 32).

Die beiden Bergstürze vom Tschirgant und von Haiming sind also Teil des räumlichen und zeitlichen „Fernpassclusters“ von Prager et al. 2007. Diese beiden Ereignisse werden im Folgenden näher beleuchtet:

2.3.2 Tschirgant Bergsturz

Der Tschirgant Bergsturz gilt als eine der größten Massenbewegungen der Nördlichen Kalkalpen, die aufgrund seines mit großteils Föhrenwald bedeckten, morphologisch vielseitigen Ablagerungsgebiet Auswirkungen auf den Talbereich des Inntals hat (Patzelt 2012: 14). In den letzten Jahren war der Tschirgant vermehrt im Zentrum des Interesses vieler Forschungsarbeiten und so konnten beispielsweise die bereits in den 1970er Jahren erschienenen Erkenntnisse von Heuberger mittels neuerer Methoden bestätigt und präzisiert oder widerlegt und richtiggestellt werden. Auf Grundlage dessen wird in diesem Kapitel zuerst das Abbruchgebiet mit seiner Gesteinsbeschaffenheit behandelt, bevor anschließend im Übergang zum vielseitigen Ablagerungsgebiet, in dem die Bewegungsart der Sturzmassen thematisiert wird, folgt.. Am Ende dieses Kapitels werden Auslöser des Ereignisses diskutiert und sein zeitlicher Rahmen angeführt.

Abbruchgebiet

Das Abbruch- oder Abrissgebiet („Weißwand“) des Tschirgant Bergsturzes ist mit seinen scharfen Abbruchkanten klar abgrenzbar.

Abb. 21: Abbruchgebiet des Tschirgant Bergsturzes (Eigene Aufnahme).

Es besteht aus den triassischen Schichtfolgen der Wetterstein-Formation und der Raibler Schichten, die komplex gefaltet und spröd deformiert auftreten sowie aus Alpinem Muschelkalk und Hauptdolomit im Mittel- und Unterhangbereich des Abrissgebiets (Pagliarini 2008: 67). Die Kalke und Dolomite der Wetterstein-Formation sind teilweise intensiv tektonisch zerschert und verklüftet, zum Teil auch verkarstet (Dufresne et al. 2014: 28ff). Die Raibler Gruppe baut sich aus unterschiedlich resistenten Schichtfolgen von siliziklastischen Tonschiefern bzw. Silt-/Sandsteinen, Dolomiten, Kalken und Rauhwacken auf (Dufresne et al. 2014: 28ff). Strukturell gesehen ist der Großfaltenbau des Tschirgantmassivs von steilen Faltensegmenten und teilweise überkippten Lagerungsverhältnissen geprägt (Prager 2010: 234).

Im Abrissgebiet sind Trennflächen und Klüfte erkennbar, wobei die Flächenausbildung ein Gleiten der Sturzmassen begünstigte (Prager 2010: 235). Diese Erscheinung liefert einen ersten Hinweis zur Annahme, dass dem eigentlichen Massenbewegungsprozess eine Felsgleitung vorausging (Prager 2010: 243). Ein weiteres Argument, dass für eine Gleitung spricht, ist der Fund pleistozäner Lockersedimente im Bereich des Abbruchgebiets, die das karbonatische Festgestein überlagern (Prager 2010: 237). Diese Lockergesteine wurden ebenfalls auf den Bergsturzablagerungen im Tal entdeckt, wobei Heuberger der Annahme war, dass es sich dabei um eine glaziale Überprägung des gestürzten Materials handelte (Heuberger 1975: 227). Prager (2010) jedoch zog die Möglichkeit in Erwägung, dass die Lockersedimente auf dem Rücken der Bergsturzmasse ins Tal transportiert wurden (Prager 2010: 237). Es wird daher

angenommen, dass es sich beim Tschirgant Bergsturz eigentlich nicht um einen „Bergsturz“ handelt, sondern um eine initiale Felsgleitung im Abbruchgebiet, die in eine Felslawine (Sturzstrom) überging und das Inntal verschüttete. Es fand also ein nicht-turbulentes Gleitverhalten statt, was eigentlich gegen den Charakter eines Bergsturzes spricht (Prager 2010: 243). Dieser Bewegungsmechanismus wird bestätigt durch botanische Untersuchungen (Mair 1997): Auf den Bergsturzablagerungen wachsen Pflanzenformationen kalkalpiner Schuttfluren, die normalerweise auf dieser Seehöhe nicht vorkommen, sondern nur in höheren Lagen. Daher kann angenommen werden, dass die Oberfläche des Abbruchgebietes durch eine Gleitbewegung auf den unteren Sturzmassen ins Tal rutschte und auf den Ablagerungen im Tal erhalten blieb (Prager 2010: 244). Einen letzten Hinweis für ein Gleitverhalten des Sturzkörpers liefert die besondere Morphologie des Ablagerungsgebiets, die in diesem Kapitel noch thematisiert wird.

Ablagerungen:

Für das abgelagerte Volumen der Bergsturzmassen gibt es unterschiedliche Schätzungen, wobei hier die Daten von Patzelt angeführt werden, da sie auch von aktueller Forschungsliteratur herangezogen werden. Er eruierte ein Volumen von 200-250 x 10^6 m^3(Patzelt 2012: 14) das eine Ablagerungsfläche von 9,8 km^2 bedeckt (Patzelt 2012: 14). Die Entfernung vom weitreichendsten Punkt der Ablagerungen zum Abbruchgebiet beträgt 6,8 km (Patzelt 2012: 14). Die Bergsturzablagerungen am unmittelbar unterhalb der Abbruchnische befindlichen Hang sind kleinflächig aufgelöst oder von jüngeren Schuttablagerungen überlagert. Im oberen Teil des Hangs sind sporadisch Überreste der würmeiszeitlichen Grundmoräne des Inntalgletschers auffindbar, die vom Bergsturz nicht vollständig abgetragen oder überlagert wurden. Auf der Talsohle südlich des Inns zeigen sich die Sturzmassen in einer fächerförmigen Ausbreitung und dort überdecken sie den trichterförmigen Bereich der Ötztalmündung (Patzelt 2012: 14f).

Anzumerken ist, dass bergsturztypische morphologische Erscheinungen für den Tschirgant Bergsturz nicht zutreffen, da beispielsweise die Mächtigkeit bzw. Größe der Bergsturzhügel im Laufe der zurückgelegten Fahrbahn nicht abnimmt (Dufresne et al. 2014: 28ff).

Im nahen und mittleren Ablagerungsbereich erscheinen nur acht große Bergsturzhügel, die sich in ihrer Form und geometrischen Anordnung sehr ähnlich sind, wodurch in diesem Bereich nahe der Abbruchnische mehr auf eine Block-/Felsgleitung geschlossen werden kann (wie auch von Prager 2010 angenommen). Einen weiteren Hinweis liefert die Verteilung der Megablöcke im Ablagerungsgebiet (Dufresne et al. 2016a: 599). Laut Dufresne et al. (2016a) ist die heutige

Morphologie des Ablagerungsgebietes auf die Kombination unterschiedlicher Prozesse zurückzuführen. Erstens wies der Tschirgant Bergsturz das Verhalten eines Gleitkörpers (rock slide) auf, während umliegende Teile des Ablagerungsgebiets durch die durchmischte morphologische Zusammensetzung vielmehr einem verstürzten Trümmerstrom (rock avalanche) gleicht (Dufresne et al. 2014: 28ff).

Zweitens, topographische Hindernisse verursachten eine Kollision der Bergsturzmasse an den Toren des Ötztals, am Amberg bis in eine Höhe von 850 m (Patzelt 2012: 15) und am Holzberg bei Sautens bis in eine Höhe von 940 m. Weiters teilte sich die Sturzmasse in zwei Teile aufgrund des anstehenden Gesteins bei Rammelstein im zentralen Bereich der Ötztalmündung (vgl. Abb.22) (Dufresne et al. 2016a: 598f).

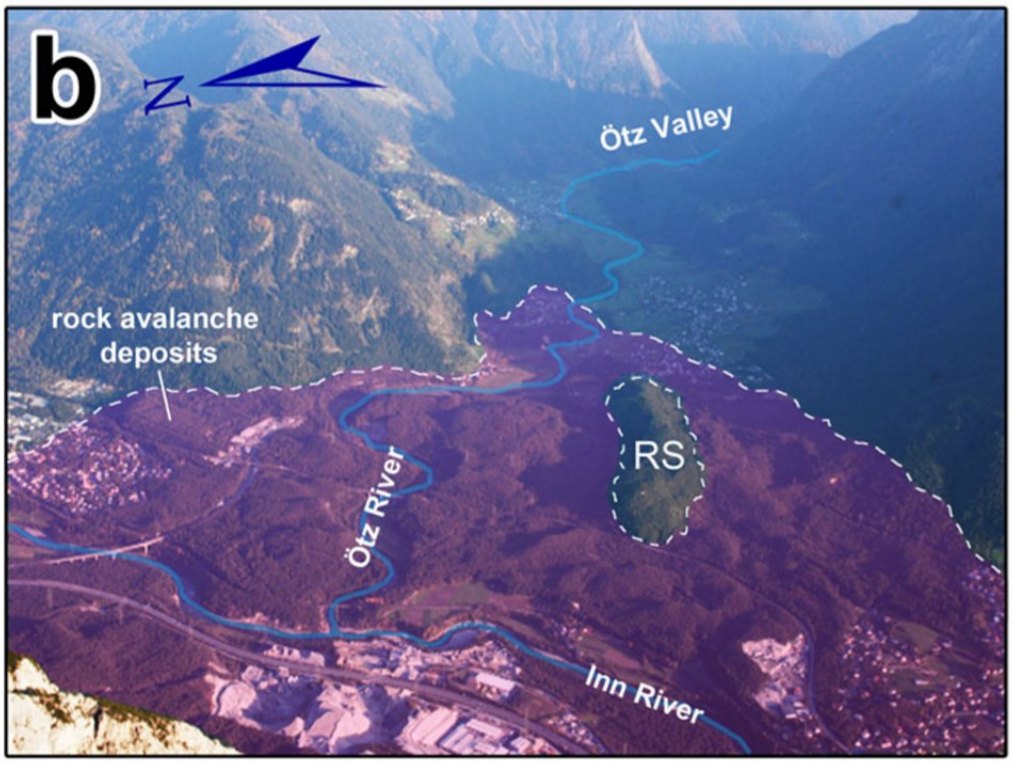

Abb. 22: LiDAR-Aufnahme (TIRIS) des Mündungsbereichs der Ötztaler Ache in den Inn Im Oberinntal. Die Ablagerungen des Tschirgant Bergsturzes sind pink dargestellt, die weiß-strichlierten Linien zeigen die maximale Ausbreitung der Bergsturzablagerungen (Ostermann et al. 2017: 1111).

Dieser Felsrücken Rammelstein (oder auch genannt Dürrberg) besteht aus Schiefergneis (so wie der Amberg) (Patzelt 2012: 17). Er ist an seiner Oberfläche geprägt von glazialen Rundbuckelformen mit Gletscherschliffen, die aufgrund ihrer Richtungsangaben eindeutige Hinweise auf die Präsenz des Ötztalgletschers liefern (Patzelt 2012: 17). Die durch das anstehende Gestein des Rammelsteins zweigeteilte Ströme weisen eine ähnliche Abfolge der Gesteinseinheiten auf, die Wetterstein-Formation im Zentrum und die Raibler Schichten am Rand der Ablagerungen (Dufresne et al. 2014: 28ff). Die Bergsturzmasse riss nicht alles von der vorher vorhandenen Topographie mit sich mit, sondern folgte dem ursprünglichen Gelände teilweise, wie senkrecht zur Bergsturzbewegungsrichtung stehende Geländerücken und deren Aufschlüsse zeigen (Dufresne et al. 2014: 28ff).

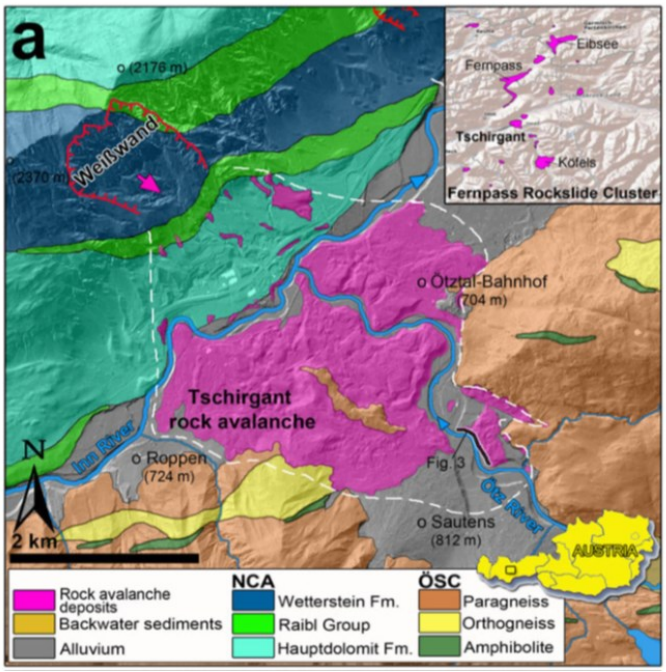

Abb. 23: LiDAR-Aufnahme (TIRIS) des Mündungsbereichs der Ötztaler Ache in den Inn im Oberinntal. Die Ablagerungen des Tschirgant Bergsturzes sind pink dargestellt, die weiß-strichlierten Linien zeigen die maximale Ausbreitung der Bergsturzablagerungen (Ostermann et al. 2017: 1111).

Der Hauptgrund für die Morphologie des Bergsturzgebietes liegt allerdings in der Lithologie, da jede geologische Einheit ihre eigenständige Ablagerungsform wie Hügel, Grate, Flachstellen und Senken aufweist (Dufresne et al. 2016a: 598f). Die lithologische Abfolge des Abbruchgebiets blieb im gesamten Ablagerungsgebiet erhalten, das heißt, das Gestein wurde lithologisch kaum durchmischt, obwohl die lange Fahrbahn, topographische Hindernisse und eine intensive Zerkleinerung des Gesteinsmaterials eine Mischung begünstigen würden (Dufresne et al. 2016a: 598). Die kompetenten Wetterstein Fm. bildeten im Zentrum des Ablagerungsgebiets hohe Hügel und Grate mit Megablöcken, umgeben von schwachen und zerscherten Raibler Rauhwacken, die zur Ausbildung einer flachgründigen Topographie ohne Megablöcken führten (Dufresne et al. 2016a: 598). Dazu kommt, dass auch der Übergang der Wetterstein-Formation zur Raibler Gruppe teilweise morphologisch sichtbar ist, da auffallende Bergsturzhügel und weitere große Blöcke (Wetterstein-Formation) des 10 m mächtigen Ablagerungsbereichs an tiefer positionierte, flache und von Strömungslinien geprägte

Oberflächen (weniger feste Raibler Schichten) anschließen (Dufresne et al. 2014: 28ff). Der Hauptdolomit ist am Rand des Ablagerungsgebiets erkennbar an Blockfeldern mit Blöcken, die bis zu einem halben Meter groß sind (Dufrense et al. 2016a: 598).

Eine weitere Besonderheit stellt neben der Beibehaltung der Lithologie die Aufnahme von grundwassergesättigten Talbodensedimenten beim Aufprall der Sturzmasse im Tal dar (Abele 1997: 14f). Besonders am distalen Ende des Ablagerungsgebietes an der Ötztaler Ache wurden diese wassergesättigten Sedimente (Schotter, Sand und Schlamm) des Inns (!) entdeckt, die sich in die Bergsturzmasse von unten her wie Finger einlagerten (siehe Abb.24) (Patzelt/Poscher 1993: 212f).

Abb. 24: Innschotter an der Basis in das Bergsturzmaterial aufgenommen. Gradierung des aufgepressten Sediments mit nach oben abnehmender Korngröße. Erosionsböschung an der Ötztaler Ache (Patzelt 2012: 16).

Die wassergesättigten Sedimente haben sich in Spalten der Bergsturzmasse während der Fließbewegung durch die starke Auflast nach oben bewegt (Abele 1997: 15). Die Korngröße nimmt innerhalb dieser Spalten nach oben hin ab, wobei diese Erscheinung nur eintreten konnte, wenn das mittransportierte Talsediment genug Wasser enthielt. Kies und Sand können durch einen vertikalen Wasserstrom nach oben gelangen und somit diese Korngrößenabfolge schaffen (Abele 1997: 15).

Es sind dort also Mischzonen an der Basis mit polymikten Sanden und Kiesen sowie Scherzonen mit aufgeschobenen Alluvionen vorhanden und geben somit Hinweise auf Prozesse, die zu einer dynamischen Gesteinszerkleinerung und zur Ausprägung der morphologisch auffälligen Bergsturzlandschaft geführt haben (Dufresne et al. 2014: 28ff).

Es musste folglich ein kombinierter Prozess aus Spaltenbildung und Injektion von Flusssedimenten in die Bergsturzmasse stattgefunden haben (Abele 1997: 15). Dieser Mechanismus kann mit einer Zugbewegung verglichen werden, durch die Grate und Senken an der Oberfläche entstehen (Abele 1997: 15), wie folgende Abbildung verdeutlicht:

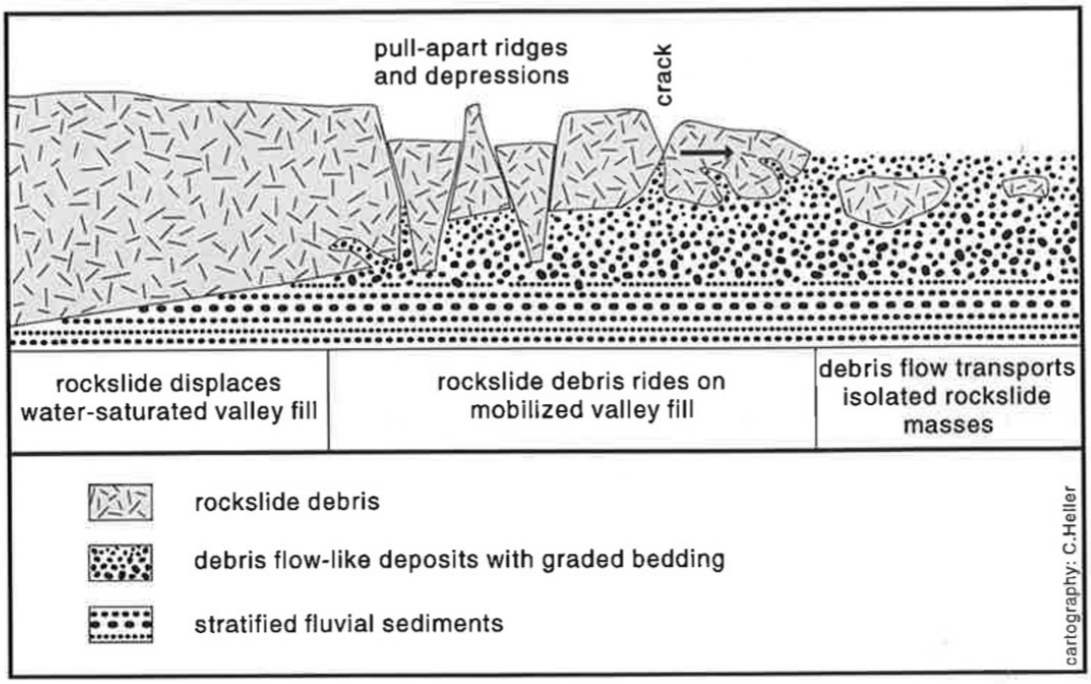

Abb. 25: Schematisches Profil der Bewegung der Bergsturzmasse auf mittransportiertem grundwassergesättigtem Talbodensediment (Abele 1997: 18).

Eine Konsequenz dieser integrierten Flusssedimente ist die weitreichende Ausbreitung der Trümmermasse, sodass eine relativ dünne Schicht an Ablagerungen eine große Fläche bedeckt (Abele 1997: 15). Daher ist es nicht verwunderlich, dass das Verhältnis zwischen der Verteilung der abgebrochenen Masse des Abbruchgebiets und der Verteilung der Massen im Ablagerungsgebiet beim Tschirgant Bergsturz mit 1:7,3 eine der größten der Alpen ist (der alpenweite Durchschnitt liegt bei 1:2,39) (Abele 1997: 15). Um seine Annahmen zu untermauern, verweist Abele (1997) auf einen Aufschluss bei Ambach, wo fluviale Terrassensedimente der Ötztaler Ache von Bodenresten und Bergsturztrümmern mit integrierten wassergesättigten Flusssedimenten des Inns überlagert wurden (Patzelt/Poscher 1993: 212f). Die Beibehaltung der fluvialen Schichten der Ötztaler Ache lassen darauf schließen, dass sie zum Zeitpunkt des Bergsturzes nicht wassergesättigt waren und die Terrasse von den Trümmern überfahren wurde und sie nicht wie die Innsedimente mittransportiert wurden. (Abele 1997: 15).

Dämme

Die Ablagerungen des Tschirgant Bergsturzes führten zum Aufstauen des Inns und der Ötztaler Ache (Dufresne et al. 2018). Die Flussterrassen an beiden Flüssen beweisen die Höhe des aufgestauten Fließgewässers: Beispielsweise liegt der Schwemmfächer der Ache rechts bei der Mündung in den Inn 22 m oberhalb des Niveaus des Vorfluters (Patzelt 2012: 15).

Auch der Inn wurde westlich der Bergsturztrümmer bis zu 20 m aufgestaut, da in diesem Bereich bei Roppen das Stausediment in Form einer Terrasse mit einer Höhe von bis zu 16 m über des heute dort vorherrschenden Talniveaus liegt. Von Zeit zu Zeit schnitt sich der Fluss durch das Bergsturzmaterial, das über den ursprünglichen Talbodensedimenten abgelagert wurde, wie Kernbohrungen bestätigen (Patzelt 2012: 16).

Die Dämme waren allerdings nicht lange präsent, nach nur wenigen hundert Jahren, also einer geringen geologischen Zeitspanne, kam es zu den Dammbrüchen. Jener an der Ötztaler Ache wurde begünstigt durch die schwachen, geringmächtigen und leicht erodierbaren Ablagerungen der Raibler Schichten (Rauhwacken) und einer dünnen Einheit von hochfragmentiertem Dolomit im distalen Ablagerungsbereich. Diese beiden Erscheinungen stellten folglich kein großes Hindernis für die hohe Fließkraft der Ötztaler Ache dar. Der Inn hingegen tritt in das Ablagerungsgebiet nach dem Riegel von Roppen ein, der den Fluss konzentriert und somit dessen Fließkraft erhöht. Eine weitere Gegebenheit im nahen Ablagerungsgebiet, die die Fließgeschwindigkeit erhöhte, waren Lücken, die das Wasser kanalisierten. Bevor sich der Fluss zu einem Hauptstrom entwickelte, floss sein Wasser also durch viele niedriggelegene Kanäle zwischen Hügeln hindurch, wobei auch eine andere Theorie über die Ausbildung der kleinen Kanäle herrscht und zwar jene, dass sich diese Kanäle auch erst nach dem Ausbruchs des Sees gebildet haben könnten (Dufresne et al. 2018).

Durch das Auffinden von Flussufern unterhalb des Haiminger Bergsturzes, nimmt man an, dass der Ausbruch des vom Tschirgant Bergsturz aufgestauten Sees vor dem Haiminger Bergsturz stattfand. Datierungen von Seesedimenten ergaben ein Alter der Seen, die sich gut mit jenem der Stürze decken (Dufresne et al. 2018).

Auslöser

Das Hangversagen des Tschirgants im westlichen Bereich des Grats ist zurückzuführen auf die komplexe Interaktion unterschiedlicher Erscheinungen wie quervernetzte Kluftflächen, fast senkrechten spröden Fraktursystemen (Prager et al. 2007: 28), Instabilität am Hangfuß durch geringer feste Raibler Schichten (Prager 2010: 237) und klimatische Gegebenheiten. Mehrere Zehner Meter große Raibler Rauhwacken im Bereich des Hangfußes begünstigten das Hangversagen, da die Böschungsstabilität durch dortige Quellaustritte und damit verbundene hydrochemische Lösungsprozesse beeinträchtigt werden kann (Prager 2010: 237). Beeinträchtigt insofern, dass die Gesteine poröser bzw. geringer mächtig werden und somit nachsacken und das Massiv dadurch entfestigt wird (Prager 2010: 242). In diesem Zusammenhang wurde von Prager et al. (2007: 31f) herausgefunden, dass zu den von ihnen

herausgefundenen Zeitclustern erhöhter Bergsturzaktivität in Tirol Phasen hohen Niederschlags herrschten. Eine Folge davon ist ein hoher Grundwasserspiegel, der die Sturzereignisse im Holozän vielleicht begünstigt haben könnte (Prager et al. 2007: 32). Erhöhter Porendruck verstärkt nämlich wie bereits vorher erwähnt die Geschwindigkeit von Rissbildungen im Gestein (Atkinson/Meredith 1987: 149ff) und mindert die Reibung des wassergesättigten Gesteins (Prager et al. 2007: 32). Man kann sich also vorstellen, dass das Material an Reibung verliert und somit eine „rutschige" Oberfläche aufweist und dadurch Rutschprozesse begünstigt.

Ein weiterer Teilauslösungsprozess des Tschirgant Bergsturz könnten die übersteilten Hänge am Hangfuß nach dem Rückzug der Gletscher im Inntal gewesen sein (Prager et al. 2007: 31). Der Hangfuß des Tschirgants war zum Zeitpunkt des Bergsturzes nur mit einer dünnen Schicht Toteis oder mit dem bereits eisfreien Tal in Verbindung und dadurch wurde der Hang seit der jüngeren Dryas nicht mehr von einem Eisstrom stabilisiert (Prager et al. 2007: 31). Diese fehlende Hangstütze in Kombination mit fluvio-glazialer Erosion war verantwortlich für Rutschflächen und eine Belastungsumverteilung innerhalb der damals vom Gletscher unterschnittenen, übersteilten Hänge (Prager et al. 2007: 31).

Datierung der Sturzereignisse am Tschirgant

Heuberger (1975) brachte die Massenbewegung ausgehend von morphologischen Gegebenheiten mit dem Ötztaler Gletscher in Verbindung und wurde von ihm somit als spätglaziales Ereignis gesehen. Jüngere Erkenntnisse von Patzelt (2012), die nicht mehr auf Zufallsbedingungen sondern auf systematischen Datierungen basieren, ordnen den Tschirgant Bergsturz jedoch dem Jungholozän zu (Patzelt 2012: 14). Mit seinen beiden Ereignissen zwischen 1700-1500 v. Chr. und ca. 1200-1000 v. Chr. liegt der Tschirgant Bergsturz in einer nacheiszeitlichen Phase, wo Bergsturzereignisse räumlich und zeitlich auffallend nahe zueinander eingetreten sind (Prager et al. 2007: 26). Eine neuere Datierung liegt von Ostermann et al. (2017) vor. Mittels der Anwendung unterschiedlicher Methoden (C14, Cl36, 234U/230Th) konnte zumindest ein Sturzereignis auf ein Alter von ca. 3000 Jahre BP, das ein kalibriertes Alter von 1050 BC ergibt, eingegrenzt werden, die Präsenz eines weiteren Sturzereignisses vom Tschirgant, wie Patzelt (2012) annimmt, konnte dadurch nicht bestätigt werden (Ostermann et al. 2017: 1116).

2.3.3 Haiminger Bergsturz

Der Haiminger Bergsturz liegt rund einen Kilometer östlich vom Tschirgant Bergsturz (Dufresne et al. 2016b). Auch er prägte die Talsohle des Inntals stark mit seinen bewaldeten Ablagerungen, auf denen sich heute ein Teil des Siedlungsgebiets befindet (vgl. Abb.26).

Abb. 26: Der Bergsturz von Haiming im Überblick. Blickrichtung N (Patzelt 2012: 19).

Abbruchgebiet

Im westlichen Bereich des Abrissgebiets des Haiminger Bergsturzes ist das Material bis in eine Höhe von 1220 m aufgeschlossen, weiter östlich fällt eine flache Senkung der Abbruchkante auf, die anschließend steil und teils in der Falllinie bis auf 800 m endet (Patzelt 2012: 20). Außerhalb des Abbruchgebietes im Osten befinden sich steilstehende Felstürme, die vom Hang abgelöst sind und laut Patzelt potenzielles Sturzgebiet darstellen (Patzelt 2012: 20). Die anzutreffenden Lithologien sind neben den Dolomiten aus der Wetterstein-Fm. die Raibler Schichten aus Karbonat und Silikat sowie Hauptdolomit (Prager et al. 2007: 28). Die

Sturzmasse, die fast senkrecht eine Fallhöhe von 550 m zurücklegte, besteht aus Dolomiten und Kalksteinen der Wetterstein-Fm. (Dufresne et al. 2018). Das heute beobachtbare Abbruchgebiet reicht höher nach oben als es nach dem Bergsturz der Fall war, was zurückzuführen ist auf nachfolgende Fels- und Blockstürze sowie Steinschläge und Muren (Prager 2010: 242).

Ablagerungen

Neue Volumsberechnungen mittels LiDar-Daten ergaben ein Volumen von 10-15 Mio. m^3 (Dufresne et al. 2016b) und ist damit niedriger als die vorher angenommenen Volumina von Abele (1974: 25-34 Mio. m^3) und Patzelt (2012: 20-60 Mio. m^3). Die Ablagerungen weisen im proximalen Gebiet große Hügel mit einer Mächtigkeit von 30-40 m auf und auch Sturzblöcke der Wetterstein Fm. wurden gefunden, was darauf schließen lässt, das jenes Gestein im obersten Bereich des damaligen Abbruchgebiets vorhanden war und somit die lithographische Abfolge beibehalten wurde (Prager 2010: 242).

Im zentralen Bereich sind die Blöcke geringer und die Hügel kleiner ausgebildet (Dufresne et al. 2018). Die Ablagerungen laufen in vereinzelten Megablocks aus, die auf lokalen fluvialen Sanden zum Stillstand kamen. Aufgrund der flachen Inntalsohle konnte sich das Bergsturzmaterial dort ohne größere Barrieren ausbreiten, dieses Charakteristika stellt sich als sehr selten unter den Bergstürzen dar (Dufresne et al. 2018).

Daher weist die Schuttdecke des Ablagerungsgebiets auch „nur“ eine Mächtigkeit von bis zu 15 m auf (Patzelt 2012: 20). Einzige Ausnahme stellt die Umholer Höhe (724 m) dar, wo die Schuttmächtigkeit mit ca. 50 m ausgeprägter ist als im umgebenen Gebiet (Patzelt 2012: 20).

Im Gegensatz zur typischen linearen Ausbreitung von Bergstürzen allgemein, breitete sich der Haiminger Bergsturz eher radial aus (Dufresne et al. 2018), wobei, wie bereits erwähnt, die stratigraphische Abfolge des Ursprunggebiets beibehalten wurde (Dufresne et al. 2018), also keine Durchmischung der Gesteinseinheiten erfolgte.

Die gegenüberliegende Talseite wurde von den Bergsturzmassen allerdings nicht erreicht und nur selten trifft man auf Blöcke die einen größeren Durchmesser als 3-5 m haben. Im heutigen Siedlungsgebiet von Haiming wurden vom Bergsturz mobilisierte Flusssedimente aufgeschlossen (Prager 2010: 242).

Der Erweiterungsbau des Umspannwerkes im Jahre 1992 gab Anlass zu einer weiteren Untersuchung des Bergsturzareals. Hier waren die Fließrichtung der Sturzsedimente und deren Aufnahme von Grobschottern des Inns erkennbar (Patzelt 2012: 21), das heißt, dass so wie beim Tschirgant Bergsturz auch die Sturzmasse des Haiminger Bergsturzes Flusssedimente aufnahm,

inwiefern sie Einfluss auf das weitere Verhalten der Sturzmasse hatten, wurde noch nicht eindeutig geklärt.

Fest steht allerdings, dass die Morphologie des Sturzstroms von fluvialen Terrassen unterhalb der Sturzmassen geprägt wurde (Dufresne et al. 2016b), die den größten Teil des Ablagerungsgebietes und stellenweise ¾ der Inntalsohlenbreite einnehmen, östlich von Haiming jedoch stärker erodiert sind (Patzelt 2012: 21).

Hinweise auf die Ausprägung einer Terrasse, die heute nicht mehr überall sichtbar ist, liefern stratigraphische Untersuchungen an verschiedenen Standorten. Auf einer Anhöhe dieser Terrasse befindet sich die Haiminger Pfarrkirche, die westliche Grenze der Terrasse liegt in der Nähe des Bahnhofs Ötztal. Dort liegt das Niveau der Terrasse 27 m oberhalb des Auenniveaus des Inns, einen Kilometer talabwärts davon bei Riedern 22 m und östlich von Haiming 16 m über dem Flussbett (Patzelt 2012: 20). Die Terrasse weist somit ein stärkeres Gefälle als jenes der heutigen Talsohle auf und gilt als eigenständiger Sedimentationskörper, wie auch stratigraphische Untersuchungen bestätigen: Der Hauptteil der Terrasse wird aus 4-6 m mächtigen Grobsanden gebildet, welche in einer unregelmäßigen Abfolge kristalline Blöcke enthalten. Auf dieser Masse befinden sich kreuzgeschichtete Sande und Schotterbänke (Patzelt 2012: 21).

Patzelt (2012: 21) bezeichnet diese Sedimente als Hochflutsedimente, Heuberger (1975: 227) definierte sie als „Blocksande“, die seiner Ansicht nach ihren Ursprung in den Ablagerungen eines spätglazialen Seeausbruchs des Imster Beckens haben.

Patzelt spricht sich allerdings gegen eine neuerliche Überfahrung durch einen Gletscher des Steinachstadiums über die Blocksande, da deren Oberflächen keine Gletscherspuren aufweisen.

Im Bergsturzgebiet von Haiming sind die Kanten der Terrasse unter der relativ dünnen Auflage an Schutt besonders deutlich sichtbar östlich von Riedern und westlich des Terrassensporns, auf dem sich die Kirche von Haiming befindet (Patzelt 2012: 21).

Damm

Durch die Ablagerung der Bergsturzmassen im Tal wurde der Inn kurzzeitig aufgestaut, obwohl sie das Tal nicht komplett verriegelten. Der Inn floss und fließt auch heute noch am Hangfuß, da er auf der am orographisch rechten Rand von der steilen Bergflanke und auf der orographisch linken Seite von fluvialen Terrassen eingeengt wird. Indem die Bergsturztrümmer das enge Flussbett des Inns gefüllt haben, wurde ein Damm erzeugt, obwohl die äußersten Ablagerungen nie die andere Talseite erreichten (Dufresne et al. 2018).

Stauterrassen von 12 m oberhalb des heutigen Innniveaus und eine etappenweise Eintiefung des Wasserstroms in die Bergsturzbarriere, die sichtbar an den Terrassenkanten ist, unterstreichen diese Annahme (Patzelt 2012: 21).

Auslöser

Das Hangversagen des Sturzereignisses ist ähnlich wie beim Tschirgant Bergsturz zurückzuführen auf die komplexe Interaktion unterschiedlicher Erscheinungen wie quervernetzte Kluftflächen und fast senkrechten spröden Fraktursystemen. Aufgrund dieser Diskontinuität des Materials stellt sich das Abrissgebiet des Haiminger Bergsturzes als unüblich uneben und gestuft dar. An der Basis des Steilhangs des Haiminger Bergsturzes erlaubten Bohrungen die Entdeckung eines Grundwasserspiegels, der Richtung Süden von niedrig durchlässigem Gestein gestaut wird. Eine Folge davon ist ein hoher Porendruck innerhalb der stark frakturierten und dadurch sehr durchlässigen Dolomite der Raibler Schichten (Prager et al. 2007: 28).

Datierung

Heuberger reihte den Haiminger Bergsturz in das Spätglazial ein (Heuberger 1975: 226). Diese These wurde jedoch von neueren Untersuchungen widerlegt und das Ereignis wird nun in das junge Holozän eingeordnet (Patzelt 2012: 14). So wie für den Tschirgant kam Patzelt auch beim Haiminger Bergsturz mittels Radiokarbondatierung auf zwei Sturzereignisse, die sich jeweils im selben Zeitabschnitt ereignet haben sollen: das erste Ereignis in der Zeit zwischen 1700 und 1500 v. Chr., und das zweite Ereignis in der Zeit zwischen 1200 und 1000 v. Chr. (Patzelt 2012: 22) eine genauere bzw. aktuellere Datierung erfolgte nach Kenntnis der Verfasserin bislang nicht.

8. Literatur

Abele, G. (1974): Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Alpenvereinshefte 25, 1-230.

Abele, G. (1997): Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments. In : *Zeitschrift für Geomorphologie,Vol. 41(1)*, 1-20.

Atkinson, B. K. ; Meredith, P. G. (1987) : The theory of subcritical crack growth with applications to minerals and rocks. In : *Fracture mechanics of rock, Vol. 2*, 111-166.

Bachler, A.; Hofer, K. (1984): Haiming in Wort und Bild. Haiming: Eigenverlag Gemeinde Haiming.

Bechstädt, T.; Mostler, H. (1976): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. In: *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 4*, 1-74.

Brandner, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. Habilitationsschrift, Universität Innsbruck.

Brandner, R.; Poleschinski, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol. In: *Jahresbericht Mitt. Oberrhein. Verh., Vol. 68*, 67-92.

Brandner, R.; Resch, W. (1981): Reef development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. In: *SEPM Special Publication, Vol. 30*, 203-231.

Damm, A., Eberhard, K., Patt, A. (2010): Risikowahrnehmung von Erdrutschen: Ergebnisse einer empirischen Untersuchung in der Südoststeiermark. International Institute for Applied Systems Analysis (IIASA) - Laxenburg, Wegener Zentrum für Klima und Globalen Wandel – Graz.

Dickau, R.; Pohl, J. (2011): Hazards: Naturgefahren und Naturrisiken. In: Gebhard, H.; Glaser, R.; Radtke, U.; Reuber, P. (eds.): Geographie. Physische Geographie und Humangeographie. 2. Auflage. Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag, 1115-1170.

Dickel, M. (2006): Reisen. Zur Erkenntnistheorie, Praxis und Reflexion für die Geographiedidaktik. Bd. 2. Berlin: Münster, 153–192.

Diercke (2009): Diercke Drei Universalatlas. Westermann.

Dufresne, A. ; Ostermann, M.; Kelfoun, K.; Ring, M.; Asam, D.; Prager, C. (2016b): A revision of the Haiming rock avalanche (Eastern Alps). In: *EGU General Assembly Conference Abstracts 2016, Vol. 18*, o. S.

Dufresne, A.; Ostermann, M.; Preusser, F. (2018): River-damming, late-Quaternary rockslides in the Ötz Valley region (Tyrol, Austria). Accepted Manuscript, o. S. In : *Geomorphology, Vol 310* [Publikation Juni 2018].

Dufresne, A.; Prager, C.; Bösmeier, A. (2014): Geologische und morphologische Besonderheiten des Tschirgant Bergsturzes (Tirol). In: Koinig, K.A.; Starnberger, R.; Spötl, C. (eds.): DEUQUA 2014. 37. Hauptversammlung der deutschen Quartärvereinigung. Innsbruck 2014, 24.-29. September. Abstractband. Innsbruck: innsbruck university press, 28-30.

Dufresne, A.; Prager, C.; Bösmeier, A. (2016a): Insights into rock avalanche emplacement processes from detailed morpho-lithological studies of the Tschirgant deposit (Tyrol, Austria). In : *Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 41(5)*, 587-602.

Eisbacher, G.; Brandner, R. (1995): Role of high-angle faults during heteroaxial contraction, Inntal thrust sheet, Northern Calcareous Alps, Western Austria. In: *Geol. Paläont. Mitt. Bd. 20*, 389-406.

Gigerenzer G.; Selten, R. (eds.) (2001): Bounded rationality: the adaptive toolbox. MIT Press, Cambridge, MA.

Hard, G. (1988): Umweltwahrnehmung und mental maps im Geographieunterricht. In: *Praxis Geographie, Vol. 18(7/8)*, 14-17.

Hard, G. (1995): Spuren und Spurenleser. Zur Theorie und Ästhetik des Spurenlesens in der Vegetation und anderswo. Bd. 16. Osnabrück: Rasch Universitätsverlag Osnabrück.

Haversath, J.B. (2013): Spuren, Spurensuche. In: Böhn, D.; Obermaier, G. (eds.): Wörterbuch der Geographiedidaktik. Begriffe von A-Z. Braunschweig: Westermann, 260-262.

Heim, A. (1932): Bergsturz und Menschenleben. Zürich: Fretz & Wasmuth Verlag.

Heißel, G. 2018: Persönliche Mitteilung beim Feuerwehr-Vortrag in Rietz/Tirol am 27.04.18

Heuberger, H. (1968): Die Ötztalmündung (Inntal, Tirol). In: *Alpenkundliche Studien – Festschrift für Hans Kinzl zum 70. Geburtstag. Universität Innsbruck (Hg.)*. Innsbruck: Kommisionsverlag der Österreichischen Kommisionsbuchhandlung, 53-90.

Heuberger, H. (1975): Das Ötztal. In: *Innsbrucker Geogr. Studien, Vol. 2*, 213–249.

Janoschek, W. R.; Matura, A. (1980) : Outline of the geology of Austria and selected excursions. *Abhandlung der geologischen Bundesanstalt, Vol. 34*, 42-51.

Keller C.; Siegrist M.; Gutscher H.; (2006): The Role of the Affected and Availability Heuristics in Risk Communication. In*: Risk Anal. Vol. 26*, 631-639.

Keller, L.; Eberl, C.; Fritz, L.; Fink, M.; Huber, L.; Schlögl, D. (2015): „Tatort Hochgebirge – Klimazeugen gesucht“ Spurensuche im Gletschervorfeld. In: Keller, L. (ed.): Neues sehen – neues Sehen! Ein geographischer Exkursionsführer über Mensch-Umwelt-Beziehungen im Hochgebirge. Innbruck: Innsbruck university press, 155-187.

Kröll, A.; Gnojek, I.; Heinz, H.; Jiricek, R.; Meurers, B.; Seiberl, W.; Steinhauser, P.; Wessely, G.; Zych, D. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete. - Geologische Themenkarten der Republik Österreich 1:200000 mit Erläuterungen, 22 p., Geol. Bundesanstalt.

Mandl, G. W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf–examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. In: *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Vol. 92*, 61-77.

Meyer, T. (1997): Prinzipien der Umwelterziehung. Zur Beachtung der Prinzipien bei der Unterrichtsplanung und –gestaltung. In: *Zeitschrift für den Erdkundeunterricht, Vol. 49(4)*, 146-153.

Neubauer, F.; Genser, J.; Handler, R. (2000): The Eastern Alps: result of a two-stage collision process. In: *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Vol. 92*, 117-134.

Ostermann, M.; Ivy-Ochs, S.; Sanders, D.; Prager, C. (2017): Multi-method (14C, 36Cl, 234U/230Th) age bracketing of the Tschirgant rock avalanche (Eastern Alps): implications for absolute dating of catastrophic mass-wasting. In: *Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 42(7)*, 1110-1118.

Ostermann, M.; Prager, C. (2014): Major Holocene Rock Slope Failures in the Upper Inn- and Ötz valley region (Tyrol, Austria). In: Kerschner, H.; Krainer, K.; Spötl, C. (eds.): From the foreland to the Central Alps – Field trips to selected sites of Quaternary research in the Tyrolean and Bavarian Alps. Geozon, 116-127.

Pagliarini, L. (2008): Strukturelle Neubearbeitung des Tschirgant und Analyse der lithologisch-strukturell induzierten Massenbewegung (Tschirgant Bergsturz, Nördliche Kalkalpen, Tirol). Diplomarbeit, Universität Innsbruck.

Patzelt, G. & Poscher, G. (1993): Der Tschirgantbergsturz. – Geologie des Oberinntaler Raumes. In: *Arbeitstagung der Geol. B.-A. in Mieming/Tirol 1993*, 208–213.

Patzelt, G. (2012): Die Bergstürze von Tschirgant und von Haiming, Oberinntal, Tirol– Begleitworte zur Kartenbeilage. In: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Vol. 152(1-4)*, 13-24.

Pfiffner, O.A. (2015): Geologie der Alpen. 3. Auflage. Bern: Haupt Verlag.

Plöchinger, B. (1995): Tectonics of the Northern Calcareous Alps: A review. In *: Mem. Sei. Geol., Vol. 47,* 73-86.

Prager, C. (2010): Geologie, Alter und Struktur des Fernpass Bergsturzes und tiefgründiger Massenbewegungen in seiner Umgebung (Tirol, Österreich). Dissertation, Universität Innsbruck.

Prager, C.; Zangerl, C.; Brandner, R.; Patzelt, G. (2007): Increased rockslide activity in the Middle Holocene? New evidences from the Tyrolean Alps (Austria). In: Landslides and climate change, challenges and solutions. London : Taylor and Francis, 25-34.

Richter, D. (1997): Geologie. Braunschweig: Westermann Schulbuchverlag.

Schmid, S. M.; Fügenschuh, B.; Kissling, E.; Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. In: *Eclogae geol. Helv. Vol. 97*, 93-117.

Slovic, P. (1992) : Perception of risk: Reflections on the psychometric paradigm. In: Krimsky S, Golding D. (eds): Social Theories of Risk. Westport, CT: Praeger Publishers, pp 117–152.

Tollmann, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Wien: Deuticke.

Tversky, A. ; Kahneman, D. (1973) : Availability: A heuristic for judging frequency and probability. In : *Cogn. Psychol. Vol. 5*, 207-232.

Weber, B. (1837): Das Land Tirol. Band 1: Einleitung. Nordtirol. (Inn-, Lech-, Grossachenregion). Innsbruck: Wagner'sche Buchhandlung.

Internetquellen:

[1]: ORF 2018: http://tirol.orf.at/news/stories/2893155/ [09.04.18]

[2]: Bundeskanzleramt 2017: Bundesrecht konsolidiert: Gesamte Rechtsvorschrift für Lehrpläne – allgemeinbildende höhere Schulen, Fassung vom 31.08.2017 https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=10008568&FassungVom=2017-08-31 [18.04.18]

[3]: ORF 2014: http://tirol.orf.at/news/stories/2675098/ [04.05.18]

[4]: ZUM: http://satgeo.zum.de/satgeo/beispiele/glossar/gl_trt.htm [05.05.18]

9. Abbildungsverzeichnis

Abb. 1 (Titelbild): Blick auf das Untersuchungsgebiet (Eigene Aufnahme). ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb. 2: Aufbau der vorliegenden Diplomarbeit. ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb.3: Lage des Untersuchungsgebiets (weiß strichliertes Reckteck) im Mündungsbereich des Ötztals in da Inntal (Google Maps 2018, verändert). ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb.4: Vereinfachte Darstellung der Plattenkollision zwischen Europa und Afrika (Diercke 2009: 55). ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb. 5: Deckenbau der westlichen Nördlichen Kalkalpen. I = Inntaldecke, L=Lechtaldecke (Mandl 2000:62f nach Plöchinger 1995). ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb. 6: Schematische Darstellung der drei Hauptfaziesräume der Nördlichen Kalkalpen mit ihren Subfaziesräumen (Janoschek/Matura 1980: 45). ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb. 7: Ausschnitt aus tektonischer Karte der Alpen (Ausschnitt aus Schmid et al. 2004: 118). **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb. 8: Stratigraphisches Profil der Lithologien im marinen Ablagerungsgebiet (verändert von Dufresne et al. 2016a nach Brandner 1984) mit Einheiten, die im Ablagerungsgebiet gefunden wurden und wie sie am Tschirgantgrat auftreten (Dufresne et al. 2016a: 589 nach Prager et al. 2007 und Pagliarini 2008). ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb. 9: Wurstelkalk mit fingerdicken Wursteln in ockerfarbener-hellgrauen Matrix (Pagliarini 2008: 11). ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb. 10: Zebradolomit (weiße Kalzitäderchen) (Pagliarini 2008: 11). **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb. 11: Gebankter Dolomit der Steinalm-Fm. mit Dolomitkrusten (Pagliarini 2008: 13). ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb. 12: Teilweise dolomitisierte, gut gebankte Knollenkalke der Reifling-Fm. (Pagliarini 2008: 16). ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb. 13: Partnach-Fm. mit dunkelbraunen Mergeln und hellgrauer Kalkbank einer Riffdetriusschüttung (Pagliarini 2008: 22). ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb.14: Großoolithstruktur in einem Kalkstein des Wetterstein-Riffs (Eigene Aufnahme) ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb. 15: Dedolomitisierter, zellig-poröser Wettersteinkalk (Pagliarini 2008: 26). ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb. 16: Dolomitisierter Wettersteinkalk-Lagunenfazies (Eigene Aufnahme). ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. 17: Gelbe Raibler Schichten in einem Band unterhalb der Abbruchnische (Eigene Aufnahme). ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. 18: Gelbe Raibler Schichten im Ablagerungsgebiet bei Ambach (Aufnahme dankenswerterweise zur Verfügung gestellt von Dr. Werner Schwarz). **Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb.19: Bitumenhaltiger, laminierter Hauptdolomit (Pagliarini 2008: 32). **Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. 20: Übersichtskarte der Bergstürze (rosa), die zum Fernpass Cluster zusammengefasst werden. NCA: Nördliche Kalkalpen, ÖSC:Ötzal-Stubai-Grundgebirgskomplex (Ostermann/Prager 2014: 116). 2
Abb. 21: Abbruchgebiet des Tschirgant Bergsturzes (Eigene Aufnahme). 4
Abb. 22: LiDAR-Aufnahme (TIRIS) des Mündungsbereichs der Ötztaler Ache in den Inn Im Oberinntal. Die Ablagerungen des Tschirgant Bergsturzes sind pink dargestellt, die weiß-strichlierten Linien zeigen die maximale Ausbreitung der Bergsturzablagerungen (Ostermann et al. 2017: 1111). 6
Abb. 23: LiDAR-Aufnahme (TIRIS) des Mündungsbereichs der Ötztaler Ache in den Inn im Oberinntal. Die Ablagerungen des Tschirgant Bergsturzes sind pink dargestellt, die weiß-strichlierten Linien zeigen die maximale Ausbreitung der Bergsturzablagerungen (Ostermann et al. 2017: 1111). 7
Abb. 24: Innschotter an der Basis in das Bergsturzmaterial aufgenommen. Gradierung des aufgepressten Sediments mit nach oben abnehmender Korngröße. Erosionsböschung an der Ötztaler Ache (Patzelt 2012: 16). 8
Abb. 25: Schematisches Profil der Bewegung der Bergsturzmasse auf mittransportiertem grundwassergesättigtem Talbodensediment (Abele 1997: 18). 9
Abb. 26: Der Bergsturz von Haiming im Überblick. Blickrichtung N (Patzelt 2012: 19). 12
Abb. 27: Schematische Überblicksdarstellung der Methode dieser Arbeit. **Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D0: Übersicht über das Exkursionsgebiet. ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D1a: Exkursionsgebiet mit Verortung von Station 1 **Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D1b: Gesuchter Hinweis Station 1. ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D2a: Exkursionsgebiet mit Verortung von Station 2 **Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D2b: Station 2. ..... **Fehler! Textmarke nicht definiert.**

Abb. D3a: Exkursionsgebiet mit Verortung von Station 3**Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D3b: Station 3.....**Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D3c: Raibler Schichten beim Ambach (Dankenswerterweise zur Verfügung gestellt von Dr. Werner Schwarz).....**Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D4a: Exkursionsgebiet mit Verortung von Station 4.**Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. 4b: Schema der Entstehung eines Trogtals (ZUM [4])**Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D4c: Wolkenmeer aus dem nur die höchsten Gipfel ragen als Vergleichsbeispiel für das Eisstromnetz im den Alpen (Dankenswerterweise zur Verfügung gestellt von Dr. Werner Schwarz).....**Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D4d: Karge Vegetation auf trockener, felsreicher Kalkunterlage.**Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D4e: Megablöcke am Exkursionspfad.....**Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D5a: Exkursionsgebiet mit Verortung von Station 5.**Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D5b: Umgestürzter Baum bei Station 5.....**Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D6a: Exkursionsgebiet mit Verortung von Station 6.**Fehler! Textmarke nicht definiert.**
Abb. D6b: Station 6.....**Fehler! Textmarke nicht definiert.**