



Georg Kaml, B.Sc.

**Analyse der Bewegung, der lithologischen Eigenschaften und  
mechanischen Kennwerte der Massenbewegungen im hinteren  
Reitalmtal**

**MASTERARBEIT**

zur Erlangung des akademischen Grades

Master of Science

Masterstudium Geosciences

eingereicht an der

**Technischen Universität Graz**

Betreuer

Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr.-Ing. Thomas Marcher

Hofrat Mag. Gerald Valentin

Thomas Geisler, B.Sc. M.Sc.

Institut für Felsmechanik und Tunnelbau

Technische Universität Graz

Graz, März 2024

## **EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG**

### **AFFIDAVIT**

Ich erkläre an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen/Hilfsmittel nicht benutzt, und die den benutzten Quellen wörtlich und inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe. Das in TUGRAZonline hochgeladene Textdokument ist mit der vorliegenden Masterarbeit identisch.

I declare that I have authored this thesis independently, that I have not used other than the declared sources/resources, and that I have explicitly marked all material which has been quoted either literally or by content from the used sources. The text document uploaded to TUGRAZonline is identical to the present master's thesis.

---

Datum / Date

---

Unterschrift / Signature

## **Gleichheitsgrundsatz**

Aus Gründen der Lesbarkeit wurde in dieser Arbeit darauf verzichtet, geschlechtsspezifische Formulierungen zu verwenden. Jedoch möchte ich ausdrücklich festhalten, dass die bei Personen verwendeten maskulinen Formen für beide Geschlechter zu verstehen sind.

## Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei Prof. Marcher, dem Leiter des Instituts für Felsmechanik und Tunnelbau der Technischen Universität Graz für seine fachliche Unterstützung sowie die Ermöglichung dieser Arbeit bedanken. Ein besonderer Dank gilt auch den Landesgeologen Hofrat Mag. Gerald Valentin für seine unersetzliche Expertise und an meinen direkten Betreuer Thomas Geisler, B.Sc. M.Sc. für seine Geduld und Anleitung. Mein Dank gilt auch dem Institut für Erdwissenschaften für die Durchführung der XRD-Analysen und Laborarbeiten, sowie dem Institut für Bodenmechanik für die Unterstützung der durchgeführten Rahmenscherversuche.

Ein großer Dank gebührt ebenso meinen Eltern und meiner Freundin für ihre stetige Ermutigung. Für das Verständnis und die Geduld meiner Familie in dieser anspruchsvollen Zeit bin ich zutiefst dankbar. Schließlich möchte ich meinen Freunden danken, die für die notwendige Ablenkung sorgten, um durchzuhalten und mein Studium letztendlich erfolgreich abzuschließen.



## Kurzfassung

Massenbewegungen fossiler oder aktiver Natur sind im alpinen Landschaftsbild häufig präsent und prägen es vor allem seit der letzten großen Eiszeit. Die vorliegende Arbeit zu dem Thema „*Analyse der Bewegung, der lithologischen Eigenschaften und mechanischen Kennwerte der Massenbewegungen im hinteren Reitalmtal*“ behandelt eine solche postglaziale Massenbewegung und zeigt, dass ein scheinbar bereits zur Ruhe gekommener Rutschkörper unter bestimmten Umständen reaktiviert werden kann. Die untersuchte Massenbewegung befindet sich im Salzburger Großarlal in der Gemeinde Hüttschlag. Bei der postglazialen Massenbewegung, die sich im Bereich des 2.209 m hohen Rosskarkogels ablöste, betrug das Volumen der Rutschmasse 3.780.000 m<sup>3</sup>. Die Gleitbahn und Ablagerung weisen dabei eine Länge von 1,9 km sowie eine Breite von 760 m auf. Die Rutschmasse bedeckt dabei eine Fläche von knapp einem Quadratkilometer.

Die ingenieurgeologische Kartierung im Zuge dieser Arbeit hat gezeigt, dass das Material des Rosskarkogels bis auf die gegenüberliegende Talseite, hin zur heutigen Hütteggalm transportiert wurde. Der im Talboden des Reitalmtals befindliche Reitalmbach erodierte die abgelagerte Rutschmasse und schnitt so unterhalb der heutigen Hütteggalm einen tiefen Graben in die Massenbewegung. Durch die übersteilte Böschung des Bachbetts und die permanente Erosion am Fuß der Hütteggalm kam es zu einer Destabilisierung des Geländes. Diese Situation wurde durch eine herabgesetzte Scherfestigkeit infolge von Niederschlägen weiter verschärft. Zusätzliche Wassereinträge durch die Schneeschmelze trugen ebenfalls zu einer Reaktivierung der Massenbewegung bei. Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der Genese der relikten sowie der aktiven Massenbewegung im hinteren Reitalmtal. Hierbei liegt das Hauptaugenmerk auf der Analyse der Einflüsse der lithologischen und mineralogischen Materialkennwerte auf die Versagensmechanismen. Durch ingenieurgeologische Kartierungen, In-Situ-Versuche und Laboranalysen werden die lithologischen und mineralogischen Eigenschaften der Massenbewegungen untersucht. Die Bewegungsrate, sowie die Bewegungsrichtung der Massenbewegung werden anhand von Orthofotos des Untersuchungsgebietes bestimmt, um die Dynamik derselben Massenbewegung zu charakterisieren.

Die Ergebnisse dieser Arbeit tragen zur Bewertung potenziell möglicher Sanierungsstrategien für die Hütteggalm bei. Sie werden unter dem Aspekt ihrer Realisierbarkeit und Wirtschaftlichkeit analysiert. So sollen zusätzlich Schutzmaßnahmen gegen alpine Naturgefahren für das hintere Reitalmtal sowie für den im Talausgang liegenden Ortskern von Hüttschlag vorgeschlagen werden.

## Abstract

Mass movements of a fossil or active origin are frequently present in the alpine landscape and have characterised it especially since the last great ice age. The present thesis on the topic *"Analysis of the movement, lithological properties and mechanical characteristics of mass movements in the rear Reitalm valley"* deals with such a post-glacial mass movement and shows that a slide body that has apparently already come to rest can be reactivated under certain circumstances. The mass movement studied is located in Salzburg's Grossarl Valley, in the municipality of Hüttschlag. During the post-glacial mass movement, which detached in the area of the 2,209 m high Rosskarkogel, the volume of the landslide mass was 3,780,000 m<sup>3</sup>. The slide path and deposit are 1.9 kilometres long and 760 metres wide. The landslide mass covers an area of almost one square kilometre. The engineering geological mapping in the framework of this work has shown that the material from the Rosskarkogel was transported to the opposite side of the valley, as far as today's Hütteggalm. As a result, the Reitalmbach stream in the valley floor of the Reitalm valley eroded the deposited landslide mass, resulting in a deep, trench-like incision below the alpine pasture in the area of the Hütteggalm. The steepened slope of the streambed and the permanent erosion at the foot of the Hütteggalm led to a destabilisation of the terrain. This situation was further exacerbated by reduced shear strength as a result of precipitation. Additional water inputs due to snowmelt also contributed to a reactivation of the mass movement. This study deals with the genesis of the relict and active mass movement in the Reitalm valley. The main focus was on analysing the influences of the lithological and mineralogical material characteristics on the failure mechanisms. The lithological and mineralogical properties of the mass movements were investigated by means of engineering geological mapping, insitu tests and laboratory analyses. Orthophotos were used to determine the rate and direction of movement of the mass movement in order to characterise the dynamics of the mass movement.

The results of this work contribute to the evaluation of potential possible renovation strategies for the Hütteggalm. They are analysed in terms of their feasibility and economic viability. In this way, protective measures against alpine natural hazards will be proposed for the rear Reitalm valley and for the centre of Hüttschlag at the end of the valley.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1	Aufgaben- /Problemstellung .....	3
1.2	Bestehende Vorarbeiten.....	4
1.3	Parallel durchgeführte Untersuchung .....	4
1.4	Gliederung/Struktur der Arbeit.....	5
1.5	Arbeitsgebiet .....	5
1.6	Geomorphologische und quartäre Entwicklung .....	6
1.6.1	Glazialerosion .....	7
1.7	Tektonische Einheiten des Reitalmtals .....	8
1.7.1	Penninische Einheiten .....	10
1.7.1.1	Glockner-Decke .....	11
1.7.1.1.1	Rauris-Decke .....	11
1.7.2	Subpenninikum .....	11
1.7.2.1	Venediger-Deckensystem .....	12
1.7.2.1.1	Romate- Decke .....	13
1.7.2.2	Modereck-Deckensystem .....	13
1.7.2.2.1	Flugkopf-Decke .....	13
1.8	Geologie des Reitalmtals .....	14
1.8.1	Lithologien der Rauris- Decke .....	15
1.8.2	Lithologien der Flugkopf-Decke .....	17
1.8.3	Lithologien der Romate-Decke .....	19
1.8.4	Quartäre Ablagerungen .....	20
1.9	Hydrogeologische Bedingungen des Reitalmtals.....	20
1.10	Klassifizierung von Massenbewegungen.....	21
1.10.1	Bewegungsarten von Rutschungen .....	21
1.10.1.1	Gleiten/ Rutschen .....	22
1.10.1.2	Translationsrutschung.....	22
1.10.1.3	Rotationsrutschung .....	23
1.10.1.4	Driften .....	24
1.10.1.5	Fließen .....	24
1.10.1.6	Kriechen .....	25
1.10.2	Ursachen und Auslöser von Rutschungen.....	26
1.10.2.1	Geologische Randbedingungen.....	26

1.10.2.2 Hydrologische Ursachen.....	27
1.10.2.3 Morphologische Ursachen .....	28
<b>2 Methodik</b>	<b>29</b>
2.1 Auswertung vorhandener Literatur und Daten .....	29
2.2 Ingenieurgeologische Kartierung.....	29
2.2.1 Probenentnahme.....	30
2.2.1 In-situ- Indexversuche .....	31
2.3 Laboruntersuchungen .....	31
2.3.1 Mineralogische Gesteinsansprache.....	31
2.3.2 Röntgendiffraktometrie .....	31
2.3.2.1 Untersuchungsprinzip .....	32
2.3.2.2 Rietveld- Methode.....	33
2.3.3 Glühverlust .....	33
2.3.3.1 Versuchsdurchführung.....	33
2.3.4 Rahmenscherversuch .....	34
2.3.4.1 Versuchsdurchführung.....	34
2.4 Methodik zur Analyse der Orthofotos .....	35
2.5 Untersuchung der Bewegungsrate .....	36
2.6 Untersuchung der Bewegungsrate mittels S.A.R.....	37
2.7 Analyse der Erosionsrate .....	39
<b>3 Ergebnisse und Auswertung</b>	<b>41</b>
3.1 Geologie des Arbeitsgebiets.....	41
3.1.1 Beschreibung der geologischen Karte.....	42
3.1.1.1 Fuscher- Phyllit.....	42
3.1.1.2 Brennkogel- Phyllit.....	43
3.1.1.3 Kalkglimmerschiefer.....	44
3.1.2 Im Arbeitsgebiet befindliche Deckengrenzen und Störungen.....	45
3.1.2.1 Deckengrenze zwischen Rauris- und Flugkopfdecke .....	45
3.1.2.2 Deckengrenze zwischen Flugkopf- und Romatedecke.....	47
3.1.3 Glaziale Überprägung .....	49
3.1.4 Strukturgeologie .....	50
3.1.5 Im Arbeitsgebiet befindliche Massenbewegungen .....	51
3.1.5.1 Relikte Massenbewegung am Rosskarkogel.....	52
3.1.5.2 Aktive Massenbewegung Hütteggalm .....	53
3.2 Hydrogeologie des Reitalmtals.....	54

3.3	In-Situ-Indexversuche .....	55
3.4	Glühverlust.....	55
3.4.1	Interpretation und mögliche Fehlerquellen.....	56
3.5	Röntgendiffraktometrie/ XRD- Analyse .....	56
3.5.1	Fuscher-Phyllite.....	57
3.5.1.1	Vergleich der Fuscher- Phyllite .....	59
3.5.1.2	Graphitgehalt der Fuscher-Phyllite .....	60
3.5.2	Talkschiefer Rosskarkogelscharte .....	60
3.6	Rahmenscherversuch .....	62
3.7	Bewegungsrate der Hüttegalm .....	64
3.7.1	Quantifizierung der Bewegung .....	65
3.8	Auswertung der TerraSAR-X Daten .....	68
3.9	Erosionsanalyse.....	70
3.9.1	Vegetationsänderung als möglicher Erosionstreiber .....	72
<b>4</b>	<b>Schlussfolgerungen</b>	<b>75</b>
4.1	Versagensursachen der Massenbewegungen.....	75
4.1.1	Postglaziale Massenbewegung .....	75
4.1.2	Reaktivierter Bereich der Hüttegalm .....	76
4.2	Methodenkritik.....	77
4.2.1	Geologische Karte .....	77
4.2.2	XRD-Analyse.....	78
4.2.3	Glühverlust .....	78
4.2.4	In-situ- Indexversuche .....	79
4.2.5	Kleiner Rahmenscherversuch.....	79
4.2.6	Bewegungsanalyse mittels Orthofotos.....	80
4.2.7	Bewegungsanalyse mittels TerraSAR-X Daten .....	81
<b>5</b>	<b>Ausblick</b>	<b>82</b>
5.1	Mögliche Sanierungs- und Sicherungsmaßnahmen .....	82
5.1.1	Vegetation als wirksame Methode zur Hangstabilisierung .....	83
5.1.1.1	Sicherung der Forststraßen .....	83
5.1.2	Sicherung der Bachsohle und Böschungsflanken.....	84
5.1.3	Drainage- Maßnahmen.....	85
5.1.4	Weitere Untersuchungsmöglichkeiten .....	85

---

<b>Literatur</b>	<b>87</b>
<b>Anhang A: Rahmenscherversuche</b>	<b>91</b>
<b>Anhang B: Geologische Karte des Arbeitsgebietes</b>	<b>93</b>

# Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1.1: Gebietsübersicht (Rot: Fossiler Bergsturz, Orange: Aktive Rutschungen), im linken unteren Bildbereich befindet sich die Reitalm, im rechten mittleren Bereich die Hüttegalm (Valentin, 2019). .....	1
Abbildung 1.2: Gesamtübersicht über das Untersuchungsgebiet im Reitalmtal.....	6
Abbildung 1.3: Bereich der östlichen Hohen Tauern während der letzten Eiszeit (Würm). Das Untersuchungsgebiet ist rot Markiert (van Husen, 1987). .....	7
Abbildung 1.4: Teilausschnitt der tektonischen Karte des Tauernfensters, einschließlich der Hauptstörungssysteme. Das Arbeitsgebiet ist gelb markiert (Schmid et al., 2013). .....	9
Abbildung 1.5: Geologische Karte des hinteren Reitalmtals verändert nach Kreuss (2021). .....	14
Abbildung 1.6: Schematische Darstellung einer Translationrutschung (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008).....	22
Abbildung 1.7: Schematische Darstellung einer Rotationrutschung (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008).....	23
Abbildung 1.8: Schematische Darstellung einer seitlichen Ausbreitung. Eine verflüssigte Schicht liegt unter der Deckschicht (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008).....	24
Abbildung 1.9: Schematische Darstellung eines Erdrutsches (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008).....	25
Abbildung 1.10: Schematische Darstellung eines Kriechhanges mit üblichen Anzeichen für eine langsam fortschreitende Massenbewegung (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008). .....	26
Abbildung 2.1: Übersicht der Probenentnahmestellen im Arbeitsgebiet .....	30
Abbildung 2.2: Schematischer Aufbau einer Scherbox (Boley, 2019).....	35
Abbildung 2.3: Digitales Höhenmodell des Tehoro-Erdrutsches in Neuseeland: Die Vektorpfeile zeigen Richtung und Größe der Bewegung an (Hausleber, 2023).....	37
Abbildung 2.4: Schematische Darstellung des Prinzips von Radarsystemen (nach Albertz 2009 S. 57). .....	38

---

Abbildung 2.5: Übersicht über die Hüttegalm und den umliegenden Bachläufen (Reitalmbach befindet sich im Talboden). .....	40
Abbildung 3.1: Geologische Karte des hinteren Reitalmtals im Maßstab: 1:10000.....	41
Abbildung 3.2: Fuscher-Phyllit im Bereich der Hüttegalm.....	43
Abbildung 3.3: Phyllit der Brennkogel-Formation, westlich der Hüttegalm.....	44
Abbildung 3.4: Kalkglimmerschiefer-Aufschluss im Bereich der Gössenwand.....	45
Abbildung 3.5: Die linke Abbildung zeigt die in der Roskarkogelscharte befindliche Gleitebene (der rote Pfeil zeigt die Versagensrichtung in Richtung NW an). Die rechte Abbildung zeigt die in der Scharte befindliche, aus Talkschiefer bestehende Störungszone. ....	46
Abbildung 3.6: Profilschnitt der den reaktivierten Bereich der Hüttegalm bis zum Reitalmgraben abbildet, wurde unter Verwendung der geologischen Karte des hinteren Reitalmtals erstellt, einschließlich einer dazugehörigen Legende (Kienzl 2024).....	47
Abbildung 3.7: Blick Richtung Norden, hin zum Roskarkogel und dem Kambereich des Heidentempels.....	48
Abbildung 3.8: Romate-Gneis (Granosyenitgneis) im Kambereich des Heidentempels.	48
Abbildung 3.9: Topographische Karte inklusive Profilschnitt des Arbeitsgebietes. Das Profil erstreckt sich von links nach rechts.....	49
Abbildung 3.10: Darstellung aller im Untersuchungsgebiet erfassten Clar-Werte der Schieferungsflächen. ....	50
Abbildung 3.11: Quantitative Verteilung des Einfallswinkels der gesamten im Arbeitsgebiet aufgenommenen Orientierungsdaten.....	51
Abbildung 3.12: Übersicht mit den im Arbeitsgebiet befindlichen Massenbewegungen....	51
Abbildung 3.13: Kalkglimmerschiefer-Aufschluss im Bereich des Ablagerungsmaterials der relikten Massenbewegung des Roskarkogels.....	52
Abbildung 3.14: Die Abbildung zeigt die unter der Hüttegalm befindlichen Fuscher-Phyllite.....	54
Abbildung 3.15: Ergebnis der XRD-Analyse des Fuschphyllits aus dem Bachbett im Bereich der Hüttegalm (Probenentnahmestelle P1). ....	57
Abbildung 3.16: Ergebnis der XRD-Analyse des Fuschphyllits aus dem Bereich der Roskarkogelscharte (Probenentnahmestelle P2). ....	58



Abbildung 3.17: Handstück des Talkschiefers der Rosskarkogelscharte mit schwarzen Einsprenglingen.....	60
Abbildung 3.18: Ergebnis der XRD-Analyse des Talkschiefers aus dem Bereich der Rosskarkogelscharte (Probenentnahmestelle P2). ....	61
Abbildung 3.19: Darstellung der Schergeraden (Kreis-Symbol) sowie der Schergeraden der Restscherfestigkeiten (Prismen-Symbol) der analysierten Proben des Fuscher-Phyllits und des Talkschiefers aus der Rosskarkogelscharte. ....	63
Abbildung 3.20: Bewegungsanalyse im Reitalmtal durch Orthofotos im Zeitraum von 2018-2021. Rot markierter Bereich: Aktive Rutschung Hütteggalm, Weiß markierter Bereich: reaktivierte Bereiche der reliktschen Massenbewegung Rosskarkogel .....	65
Abbildung 3.21: Kumulierte Häufigkeit der Vektoren, die meisten zeigen einen Versatz von 3 bis 6 Pixelpunkten (0,75m- 1,5m).....	66
Abbildung 3.22: Heatmap der aktiven Massenbewegung auf der Hütteggalm, visualisiert durch Farbkodierung und Vektordarstellung zur Kennzeichnung der Bewegungsrichtung und -intensität im Zeitraum von 2018 bis 2021.....	67
Abbildung 3.23: Orthofoto inklusive der mittels INSAR detektierten Reflexionspunkte im Reitalmtal.....	68
Abbildung 3.24: Die InSAR-Daten der Hütteggalm, erhoben von Sentinel-1 im Rahmen des 'SedInOut'-Projekts, zeigen eine durchschnittliche Geschwindigkeit von ca. 0,7 mm/Jahr (SedInOut, 2022). ....	70
Abbildung 3.25: Erosionsbedingte morphologische Änderung, linke Abbildung (SW) zeigt die Hütteggalm im Jahr 1953, rechte Abbildung (farbig) ist aus dem Jahr 2021. Der Verlauf der Böschungskante ist in den jeweiligen Abbildungen farblich markiert. ....	71
Abbildung 3.26: Analyse des Erosionsausmaßes in Metern an der Hütteggalm, verursacht durch den Reitalmbach, im Zeitraum von 1953 bis 2021.....	72
Abbildung 3.27: Veränderung der Vegetation, linke Abbildung (SW) zeigt die Hütteggalm im Jahr 1992. Der rot markierte Bereich der rechten Abbildung (2021) zeigt die vom Sturm beeinträchtigte Fläche.....	73
Abbildung 5.1: Exemplarischer Ansatz zur Sicherung der Bachsohle sowie der Seitenflanken mittels einer Nagelwand, bestehend aus Spritzbeton und Erdnägeln, oder einer alternativen Konstruktion mit Holzankern (Wietek, 2017). ....	84

# Tabellenverzeichnis

Tabelle 2.1: Liste der vom Referat für Geodateninfrastruktur bereitgestellten Orthofotos.	36
Tabelle 3.1: Auswertung des Glühverlusts .....	55
Tabelle 3.2: Übersicht der ermittelten Scherparameter: .....	62

# 1 Einleitung

Alpine Naturgefahren wie Bergstürze oder Massenbewegungen prägen seit jeher die Oberflächenmorphologie der Alpen. Insbesondere die Spuren der letzten großen Eiszeit, erkennbar an übersteilten Talflanken und anderen signifikanten morphologischen Merkmalen, dienen als stumme Zeugen. Diese postglazialen Relikte lassen sich auch im Untersuchungsgebiet der vorliegenden Masterarbeit, dem hinteren Reitalmtal, welches sich im Gemeindegebiet von Hüttschlag (Salzburg, AT) befindet, beobachten. Das Reitalmtal liegt am östlichen Rand des Tauernfensters, einer Region, die sich durch ihre geologische und tektonische Komplexität auszeichnet und in der tief liegende Großstrukturen der Alpen vorkommen (Pestal, 2005). Diese geologischen Verhältnisse können Massenbewegungen begünstigen. Wie in vielen anderen Alpentälern kann man auch in den Seitentälern rund um Hüttschlag diese morphologischen Erscheinungen leicht ausfindig machen. So beschrieb Exner bereits 1957, dass im Quartär die Morphologie im Bereich der Schieferhülle durch Bergstürze und Rutschungen entscheidend geformt wurde.

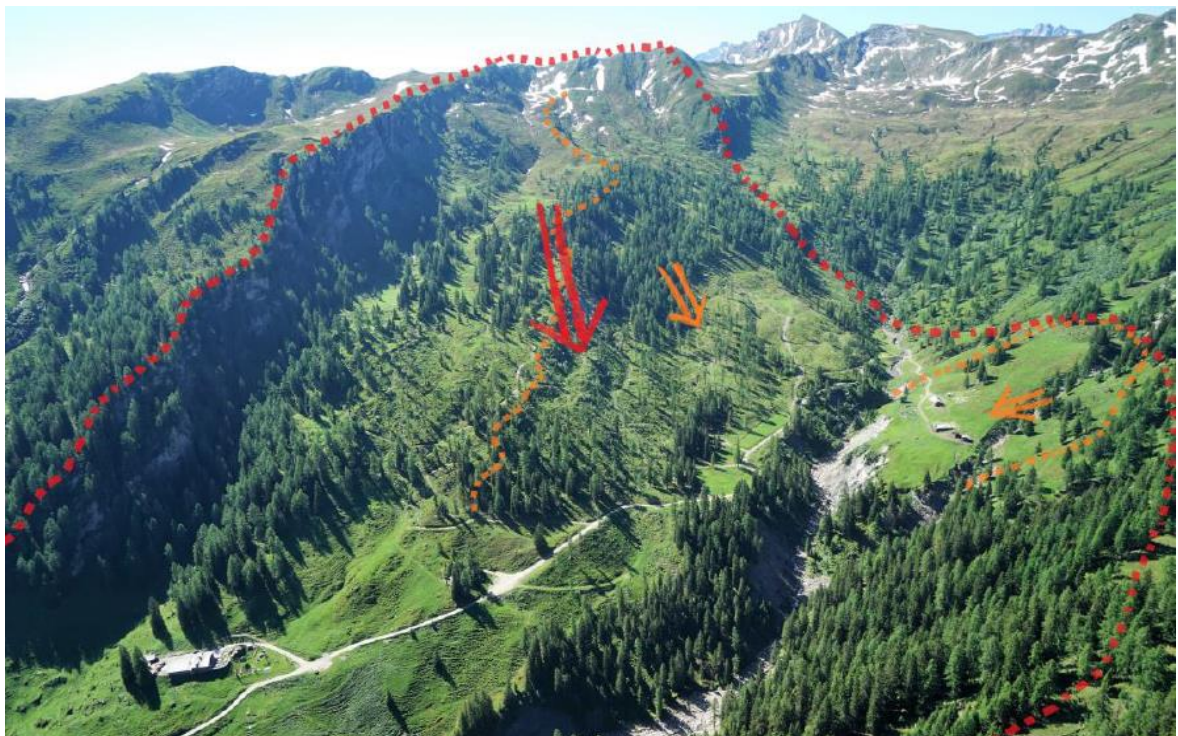


Abbildung 1.1: Gebietsübersicht (Rot: Fossiler Bergsturz, Orange: Aktive Rutschungen), im linken unteren Bildbereich befindet sich die Reitalm, im rechten mittleren Bereich die Hüttegalm (Valentin, 2019).

Das ausschlaggebende Ereignis für diese vorliegende Arbeit war eine Rutschung, die Anfang Juni 2019 auf der 1.690 m hoch gelegenen Hütteggalm aktiviert wurde. Wie in der Abbildung 1.1 ersichtlich, geriet bei dieser Rutschung ein Volumen basierend auf einer Fläche von rund 70.000 m<sup>2</sup> in Bewegung. Hierbei wurde die Zufahrtsstraße, welche zu dem Almgebiet führt, durch einen Versatz im Bereich von mehreren Dezimetern kurzfristig unpassierbar. Die auf der Alm befindlichen Wirtschaftsgebäude zeigten zwar nur geringe Deformationen, wurden jedoch nicht weiter beschädigt. Nach dem Ereignis führte der zuständige Landesgeologe HR Mag. Gerald Valentin Geländebegehungen sowie eine Befliegung des Reitalmtals durch (Valentin, 2019).

HR Mag. Gerald Valentin kam nach den Untersuchungen zu dem Schluss, dass es sich bei der Massenbewegung der Hütteggalm um eine teilweise Reaktivierung der relikten Massenbewegung des Rosskarkogels handelt. Dementsprechend brandete das Material der postglazialen Massenbewegung vom Rosskarkogel auf der gegenüberliegenden Talseite auf. Dieser Vorgang sollte allerdings nicht als ein rasches Ereignis interpretiert werden, bei dem die Geschwindigkeit so hoch war, dass das Ablagerungsmaterial am gegenüberliegenden Hang emporgehoben wurde. Es handelte sich stattdessen um einen allmählichen Vorgang, bei dem die Masse des nachfolgenden Materials schrittweise den Talboden erreichte und infolgedessen das Ablagerungsmaterial gegen den gegenüberliegenden Hang schob. Im Laufe der Zeit erodierte der im Talboden befindliche Reitalmbach das Ablagerungsmaterial der Massenbewegung. Hierdurch wurde die charakteristische Form der Hütteggalm freigelegt, deren Morphologie an eine Landzunge erinnert. Auf dieser, durch zwei Bäche freigeschnittenen Erhebung stehen heute die Wirtschaftsgebäude der Alm. Die lithologischen Einheiten, die der Alm zugrunde liegen, stammen demnach von dieser Massenbewegung. Diese von HR Mag. Gerald Valentin aufgestellte These deckt sich mit den Beobachtungen von Exner (1957), der das mobilisierte Material vom Rosskarkogel als im Schichtverband verbliebene Fuscher-Phyllite kartierte und beschrieb.

Das Versagen der Massenbewegung der Hütteggalm lässt sich laut Valentin (2019) durch zwei wesentliche Faktoren erklären. Zum einen weisen die der Alm zugrundeliegenden Gesteinseinheiten aufgrund der vorherigen Mobilisierung einen hohen Zerlegungsgrad auf. Dies führt dazu, dass die ursprüngliche Scherfestigkeit herabgesetzt wird. Zum anderen erodiert der Reitalmbach am Fuß der Alm die Landzunge weiter, was die Standsicherheit des Systems zusätzlich herabsetzt. Das führt dazu, dass das Widerlager, welches den Kräften der Schubspannungen entgegenwirkt, durch die Erosion vermindert wird.

## 1.1 Aufgaben- /Problemstellung

Wie bereits Exner (1957) in seinen Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein beschrieb, sind Massenbewegungen im Großalmtal, sowohl aktiver als auch relikter Natur weit verbreitet. Die in dieser Arbeit untersuchte Massenbewegung im Bereich der Hütteggalm, welche eine Teilreaktivierung eines von Exner (1957) kartierten Bergsturzes am Rossskarkogel darstellt, unterstreicht diese Beobachtung.

Gemäß den Erkenntnissen des Salzburger Landesgeologen HR Mag. Gerald Valentin weist diese Massenbewegung der Hütteggalm ein aktiviertes Volumen von mehreren zehntausenden Kubikmetern auf (Valentin, 2019). Die unmittelbare Nähe des Reitalmbaches am Fuße der Alm stellt dabei einen entscheidenden Risikofaktor dar. Ein vollständiges Versagen dieser Massenbewegung könnte nicht nur das Fließverhalten des Reitalmbaches signifikant beeinträchtigen, sondern auch zu dessen Aufstauung führen. Zudem ergibt sich die Relevanz dieser Arbeit daraus, dass der Reitalmbach, der über den Reitalmgraben und weiter bei Hüttschlag in den Großarlbach einmündet, eine potenzielle Quelle alpiner Naturgefahren für den am Talende befindlichen Ortskern von Hüttschlag darstellen könnte.

Die vorliegende Arbeit wurde in Kooperation mit der Salzburger Landesgeologie, unter der Leitung von HR Mag. Gerald Valentin und in Zusammenarbeit mit Michael Kienzl durchgeführt. Die Zielsetzung der vorliegenden Masterarbeit liegt in der Analyse der Genese des fossilen Bergsturzes sowie der Untersuchung der Bewegungsmechanismen und der Bewegungsrate der aktiven Rutschung. Demnach soll die These von Valentin (2019), die besagt dass es sich bei der Massenbewegung der Hütteggalm um eine Teilreaktivierung der Ablagerungen des relikten Bergsturzes vom Rossskarkogel handelt, evaluiert werden. In diesem Kontext werden unter anderem Laborversuche durchgeführt, um einerseits boden- und felsmechanische Kennwerte für ein geotechnisches Modell zu ermitteln und andererseits die lithologischen Eigenschaften der im Arbeitsgebiet befindlichen lithologischen Einheiten zu charakterisieren. Das Ziel dieser lithologischen Bestimmung ist es, die Genese der relikten Massenbewegung nachzuvollziehen zu können und weitere, für das geotechnische Modell relevante Eigenschaften zu identifizieren.

Abschließend werden potentielle Sanierungsmöglichkeiten der Hütteggalm vorgeschlagen und die Wirtschaftlichkeit dieser Maßnahmen analysiert. Des Weiteren wird, basierend auf den gewonnenen Erkenntnissen, eine mögliche Prognose bezüglich der zukünftigen Entwicklung des untersuchten Gebiets angegeben, um etwaige zukünftige Maßnahmen und Strategien zu bieten, die zur Minimierung potenzieller Gefahren und Risiken beitragen können.

## 1.2 Bestehende Vorarbeiten

Die gegenständliche Arbeit basiert auf einer Reihe von Vorarbeiten zum Untersuchungsgebiet. Diese umfassen unter anderem Berichte über die Begehung sowie die Befliegung des Gebiets durch den Landesgeologen Hofrat Mag. Gerald Valentin (2019), welche im Zuge der letzten signifikanten Reaktivierung der Massenbewegung im Jahr 2019 im Bereich der Hüttegalm erstellt wurden. Des Weiteren werden die geologischen Kartierungen von Exner (1957, 1956) herangezogen, welche eine umfassende Analyse des Reitalmtals bieten. Ergänzend fließen diverse Rohdaten aus einer im Jahr 2019 begonnenen, jedoch nicht abgeschlossenen Masterarbeit von Tauber (2020) zur postglazialen Massenbewegung im Reitalmtal ein. Diese Daten wurden von dem Institut für Felsmechanik und Tunnelbau der TU Graz zur Verfügung gestellt.

## 1.3 Parallel durchgeführte Untersuchung

Parallel zu der vorliegenden Arbeit verfasste Kienzl (2024) eine weitere Masterarbeit mit dem Titel „Geotechnisch-geologische Bestandsaufnahme einer partiell reaktivierten postglazialen Massenbewegung im hinteren Reitalmtal“. Im Zuge der Untersuchung wurde eine Aufteilung der Aufgabenbereiche vorgenommen. Kienzl (2024) entwickelt in diesem Zusammenhang ein geologisch-geotechnisches Untergrundmodell, um die Geometrie des Rutschkörpers der aktiven Massenbewegung zu bestimmen und das davon ausgehende Risikopotenzial mittels Standsicherheitsanalysen einzuschätzen. Zudem werden mögliche Auslöseursachen, wie Seismik und Wassereintrag analysiert. Die Durchführung der Kartierung erfolgte dabei in enger Zusammenarbeit.

Basierend auf den Ergebnissen beider Arbeiten soll das zukünftige Verhalten der Massenbewegungen im hinteren Reitalmtal sowie das Erosions- und Sedimentationsverhalten des Reitalmbaches prognostiziert werden können. Die von Kienzl (2024) gewonnenen Erkenntnisse und Resultate werden in diese Arbeit integriert und zitiert. Dies ermöglicht eine umfassende Analyse der Gegebenheiten sowie eine Erstellung möglicher Sanierungsmaßnahmen und Prognosen für das hintere Reitalmtal.

## 1.4 Gliederung/Struktur der Arbeit

In der vorliegenden Masterarbeit wird zunächst die Vorgeschichte der Massenbewegungen des hinteren Reitalmtals erörtert, gefolgt von der Darlegung sowie der Relevanz der Problemstellung. Des Weiteren erfolgt eine Beschreibung des Untersuchungsgebiets unter Berücksichtigung verschiedener Perspektiven, einschließlich der Tektonik, der Geologie sowie der quartären Entwicklung des Arbeitsgebietes. Im Abschnitt zur Methodik werden die angewandten Verfahren, die durchgeführten Versuche sowie die zur Bewegungsanalyse durchgeführten Methoden beschrieben. Die daraus resultierenden Ergebnisse, unter der Berücksichtigung potenzieller Fehlerquellen werden anschließend erörtert. Die Schlussfolgerung fokussiert sich dabei auf die Interpretation der Ergebnisse im Kontext der definierten Zielsetzung und thematisiert zudem mögliche Fehlerquellen. Das abschließende Kapitel der Arbeit prognostiziert die zukünftige Entwicklung der Massenbewegungen im hinteren Reitalmtal und stellt potenzielle Sanierungsansätze sowie deren Wirtschaftlichkeit vor.

## 1.5 Arbeitsgebiet

Das Arbeitsgebiet befindet sich südwestlich von Hüttschlag in einem Seitengraben des Großarlts. Wie in Abbildung 1.2 ersichtlich, erstreckt sich die Ausdehnung des Untersuchungsgebiets auf rund 5 km<sup>2</sup> und deckt den gesamten Talschluss des Reitalmtals ab.

Das hintere Reitalmtal wird von zahlreichen Gipfeln umrahmt, wobei der Kreuzkogel mit 2325 Metern Seehöhe die größte Erhebung darstellt. Der Talschluss mit seinen zahlreichen Erhebungen wird von einigen Bächen entwässert, die jedoch größtenteils nicht ganzjährig wasserführend sind. Der in der Abbildung 1.2 im Talboden befindliche Reitalmbach ist für diese Arbeit das bedeutsamste Fließgewässer im Untersuchungsgebiet. Das gesamte Arbeitsgebiet dient im Sommer als bewirtschaftetes Almgebiet, wobei es zwei separate Almen mit Wirtschaftsgebäuden gibt. Zum einen die auf 1600 Metern befindliche Reitalm und zum anderen die auf 1690 Metern liegende Hütteggalm. Diese Almen verbindet die einzige im Tal liegende Forststraße. Generell zeichnet sich das Arbeitsgebiet durch eine fast gänzlich flächendeckende Vegetation in Form von Gräsern aus. Dies lässt sich teilweise auf die almwirtschaftlichen Aktivitäten zurückführen. Die Bewaldung beschränkt sich hauptsächlich auf die linke (östliche) Talseite, wie aus Abbildung 1.2 hervorgeht.



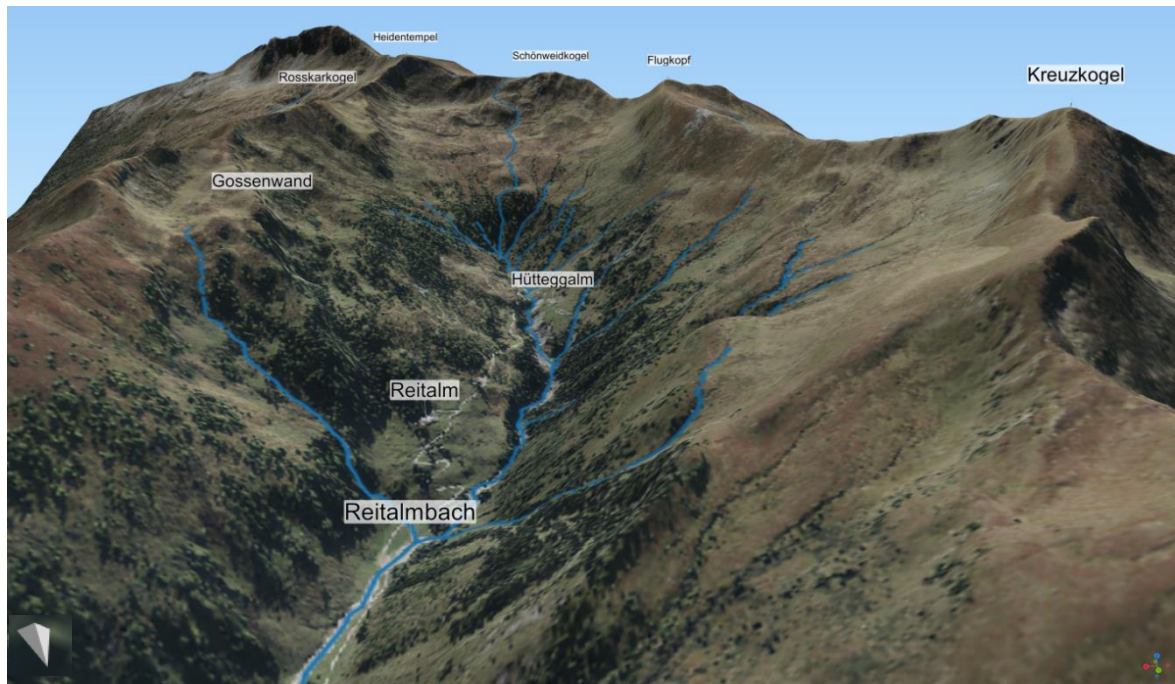


Abbildung 1.2: Gesamtübersicht über das Untersuchungsgebiet im Reitalmtal.

## 1.6 Geomorphologische und quartäre Entwicklung

Während der letzten Eiszeit erstreckten sich mächtige Eisströme bis in die Täler der Ostalpen. Diese Gletscher bedeckten die Täler derart umfassend, dass lediglich die höchsten Gipfel und Plateaus, sogenannte Nunatakker, über die Eisflächen hinausragten (van Husen, 1987). Besonders in den großen Längstälern, wie dem Salzachtal, welches am Talausgang des Großarlals liegt, ermöglichte das hohe Eisniveau eine stärkere Vergletscherung. Der Salzachgletscher wurde stark durch die nördlichen Tauern-Täler gespeist und erstreckte sich weit ins Alpenvorland, wobei seine Zunge etwa 40 km nördlich von Salzburg endete. Der Gletscherschwund erfolgte vor etwa 17.000 bis 10.000 Jahren. Im Verlauf des Quartärs, das vor 1,64 Millionen Jahren begann und bis heute andauert, erlebten die Alpen fünf bedeutende Vereisungsphasen: Donau-, Günz-, Mindel-, Riß- und Würm-Glazial. Die letzte Kaltzeit, das Würm-Glazial, erstreckte sich von vor etwa 110.000 bis 10.000 Jahren (Krainer, 1994). Diese gewaltigen Eismassen, die in den Haupttälern eine Mächtigkeit von über 1000 Metern besaßen, unterlagen wiederholten Vorstoß- und Rückzugsphasen, die die Landschaft maßgeblich prägten (Krainer, 1994). Die heutigen Alpentäler, wie das Großarlal, tragen deutliche Spuren glazialer Einwirkung, die auf die intensive Formung durch Gletscher zurückzuführen sind.

Laut Pippan (1954) zeichnet sich das im nördlichen Teil der Tauern gelegene Großarlal durch seine ausgeprägten Stufen und die markanten Klammern an der Mündung in das Salzachtal aus. Die Spuren der glazialen Überprägung sind aber auch im Arbeitsgebiet



dieser Masterarbeit deutlich sichtbar. Die Abbildung 1.3 illustriert den glazialen Höchststand während der Würm-Eiszeit. Die Darstellung von Van Husen bildet die Eisoberfläche samt Höhenschichtlinien des Gasteinertals sowie des Großarlts ab. Im Bereich des Reitalmtals ist zu erkennen, dass lediglich die höchsten Erhebungen aus den Eismassen hervorragten. Der Talgletscher des Großarlts lag laut Exner (1957) im Gebiet zwischen Hüttschlag und Großarl auf einer Seehöhe von 1600m, demzufolge 800m über der heutigen Talsohle.

### 1.6.1 Glazialerosion

Ein Gletscher setzt sich aus zwei Hauptbereichen zusammen: dem Nährgebiet, in dem Schnee im Winter überlebt, und dem Zehrgebiet, in dem das Eis schmilzt. Die „Schneegrenze“ trennt diese Bereiche. Wenn im Nährgebiet mehr Schnee hinzukommt als im Zehrgebiet schmilzt, wächst der Gletscher. Über mehrere Jahre kann dies zu einem Vorstoß des Gletschers führen. Die Eismassen stellen demnach keine stationären Systeme dar, sondern „fließen“ und verursachen durch das Schürfen des Untergrunds glaziale Erosion. An der Gletschersohle festgefrorene Gesteinsbrocken sind dafür verantwortlich. Die Erosionsleistung variiert je nach Eismächtigkeit und mitgeführtem Basisschutt. Das Eis vermag es am Untergrund festzufrieren und dabei sogar größere Gesteinsbrocken aus ihrem Verband zu reißen (Krainer, 1994).

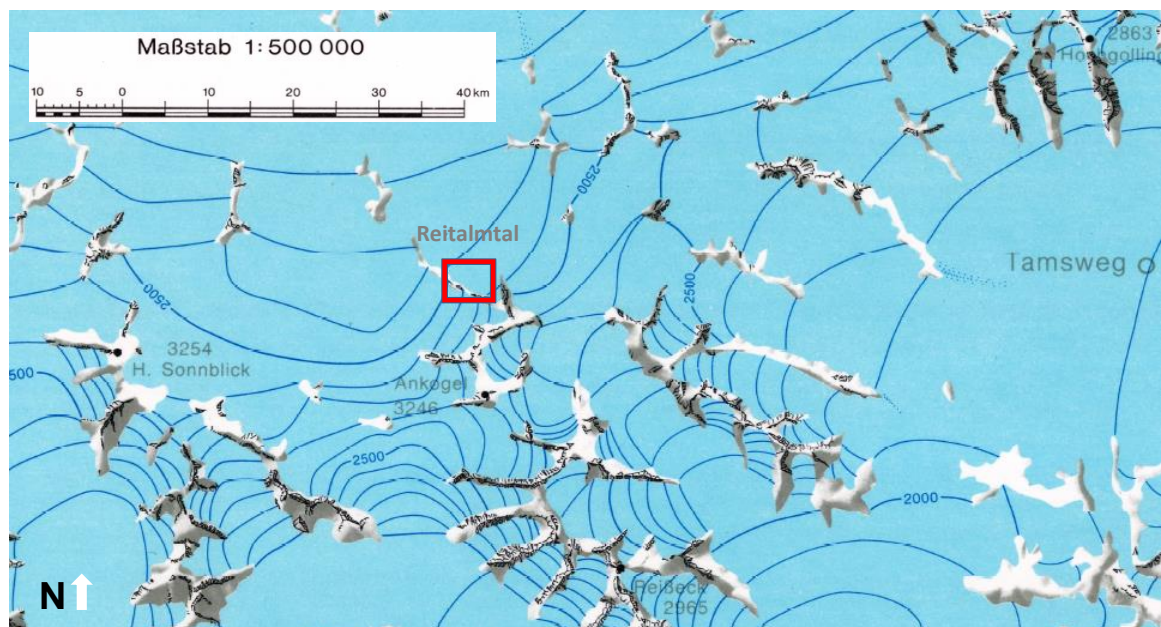


Abbildung 1.3: Bereich der östlichen Hohen Tauern während der letzten Eiszeit (Würm). Das Untersuchungsgebiet ist rot markiert (van Husen, 1987).

Laut Exner (1957) ist die durch glaziale Prozesse verursachte Erosion im Untersuchungsgebiet dieser Masterarbeit deutlich erkennbar. Die Talform des Reitalmtals

ist charakteristisch für ein glazial geformtes Tal. Durch die glaziale Erosion wird ein V-förmiges Tal in ein U-förmiges Tal umgewandelt. Ein U-förmiges Tal zeichnet sich durch einen breiten Talboden aus, der von steilen bis senkrechten Flanken begrenzt wird, auch als Trogwand bezeichnet. Diese Flanken werden von flacheren Hängen, bekannt als Trogschulter, abgelöst, die schließlich in einen steil aufragenden Gipfelbereich übergehen (Krainer, 1994). Des Weiteren sind glaziale Sedimente, speziell Moränenmaterial, im Arbeitsgebiet zu finden. Beispielsweise wird die Moräne im Bereich des Heidentempels von Exner (1957) als Endmoräne aus dem Daunstadium klassifiziert. Diese Form der Ablagerungen entsteht, wenn sich die Front des Gletschers für einen längeren Zeitraum nicht bewegt und sich dadurch Schutt ansammelt. Die Ursache hierfür ist, dass Eiszeiten Temperaturschwankungen unterlagen, wodurch es zum Vorstoß aber auch zum Rückzug der Gletscher kam. Dies geschah auch in der Würm- Eiszeit. Ein dem Rückzug bzw. dem Stillstand der Gletscher zugeordnetes Stadium ist das zuvor genannte Daunstadium, welches auf etwa 11 000 v. Chr. datiert wird.

## **1.7 Tektonische Einheiten des Reitalmtals**

In diesem Kapitel wird ein Überblick über die Hauptmerkmale und die geologische Beschaffenheit des Tauernfensters gegeben. Hierbei wird das Augenmerk insbesondere auf die geologischen Decken und Gesteinseinheiten gelegt, die sich im Arbeitsgebiet am nordöstlichen Rand des Tauernfensters befinden. Nach Pestal (2005) repräsentiert das Tauernfenster das flächenmäßig größte tektonische Fenster in den Ostalpen und erstreckt sich über eine Distanz von etwa 160 Kilometern. Es zieht sich vom Brennerpass im Westen bis hin zum Katschberg im Osten und schließt die Gebirgsketten der Zillertaler Alpen sowie der Hohen Tauern ein. In dieser weitläufigen Dom-Struktur des Tauernfensters werden die am tiefsten gelegenen tektonischen Einheiten der Ostalpen sichtbar (Rockenschaub et al., 2003).

Seit der Entdeckung von P. Termier im Jahr 1904, dass in den West- und Zentralalpen die penninischen Gesteine unter den ostalpinen Einheiten erneut zu finden sind, wurde nicht nur die metamorphe Entwicklungsgeschichte der Gesteine im Tauernfenster intensiver erforscht, sondern auch deren tektonische Struktur besser verstanden (Pestal, 2005). In der Folge wurde der interne Aufbau des Tauernfensters in drei tektonische Einheiten gegliedert. Diese bestehen laut Pestal (2005) aus dem Venediger-Deckensystem, dem Glockner-Deckensystem sowie dem Matreier Nordrahmen-Deckensystem. Die tiefste dieser Einheiten ist das Venediger-Deckensystem, das die kristalline Basis des südeuropäischen Schelfs aus der Oberjura- und Kreidezeit darstellt und reich an

paläozoischen Metamorphiten und variszischen Metagraniten ist. In älteren wissenschaftlichen Arbeiten werden diese Metamorphite häufig als Zentralgneise titulierte. Die überlagernde Glocknerdecke besteht aus metamorphen Sedimenten kreidezeitlichen Ursprungs und Überresten der ozeanischen Kruste des Penninischen Ozeans (Pestal, 2005).

Untersuchungen der metamorphen Überprägung der Einheiten zeigen zudem, dass die penninischen Einheiten zwei separate Hochdruckereignisse durchliefen, ausgelöst durch Subduktion unter die Adriatische Platte. Nach der Kollision mit der Europäischen Platte wurden die Gesteine wieder gehoben und durchliefen eine blauschieferfazielle Metamorphose vor der eigentlichen alpinen Orogenese.

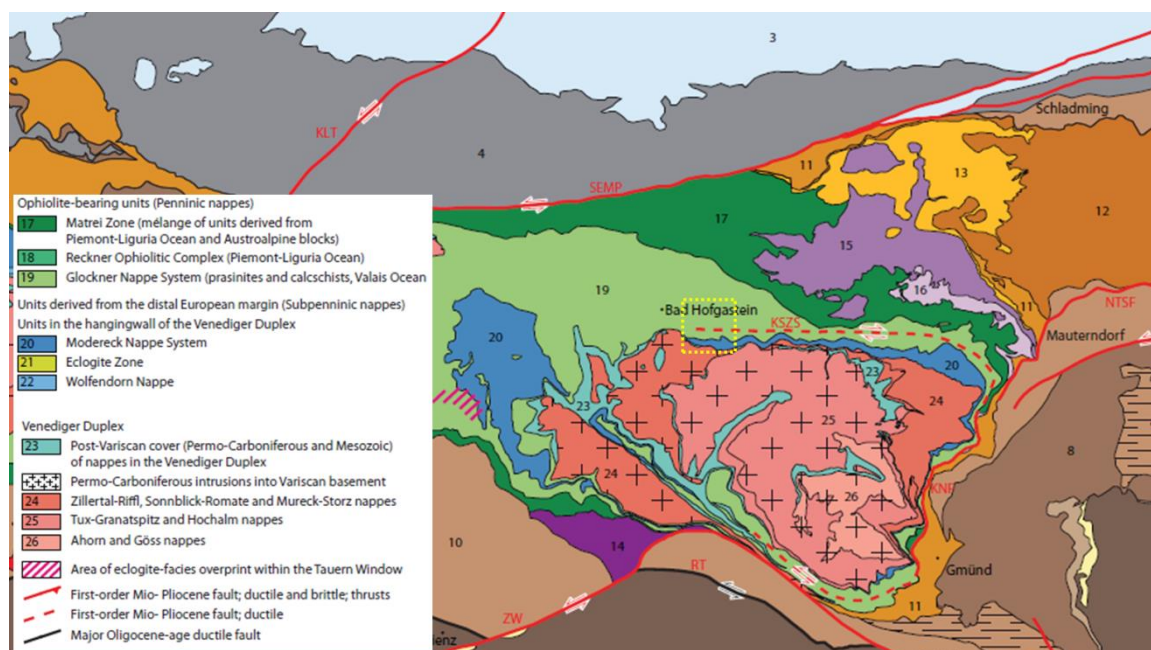


Abbildung 1.4: Teilausschnitt der tektonischen Karte des Tauernfensters, einschließlich der Hauptstörungssysteme. Das Arbeitsgebiet ist gelb markiert (Schmid et al., 2013).

Die Überschiebung ostalpinen Deckeneinheiten während der Alpenentstehung führte zur Tauernkristallisation. Die Gesteine des Penninikums wurden später angehoben und durch Erosion freigelegt (Sturm, 1999). Die Exhumierung des Tauernfensters erfolgte laut Pestal (2009) durch lang andauernde plattentektonische Prozesse, einschließlich der Schließung des Penninischen Ozeans und der darauffolgenden Kollision des südlichen Europarands mit dem Ostalpin. Seit dem Miozän ist das Gebiet des Tauernfensters durch Abschiebungen sowie sinistrale und dextrale Störungen freigelegt worden. Dabei stellen die Brennerabschiebung im Westen und die Katschbergabschiebung im Osten wichtige Störungszonen dar. Diese Störungen sind in Abbildung 1.4 dargestellt. Nach Pestal (2009) lag der Schwerpunkt der hauptsächlich duktilen Deformationsprozesse vor allem

auf dem Glockner-Deckensystem sowie den Deckensystemen der Matreier Schuppenzone und der Nordrahmenzone.

Abbildung 1.4 zeigt einen Ausschnitt der tektonischen Karte des Tauernfensters und illustriert die tektonischen Großeinheiten Österreichs. Das Arbeitsgebiet ist in der Abbildung 1.4 gelb markiert. Die dort anzutreffenden geologischen Einheiten sind sowohl dem Penninikum als auch dem Subpenninikum zugeordnet. Die einzige penninische Einheit im Arbeitsgebiet ist die Rauris-Decke, welche dem Glockner-Deckensystem zugeordnet wird. Bei den subpenninischen Einheiten handelt es sich um die Flugkopfdecke und die Romatedecke. Die Flugkopfdecke gehört laut dem GEOFAST-Kartenblatt 155 - Bad Hofgastein zum Modereck-Deckensystem (Kreuss, 2021). Die Romate-Decke wird dem Venediger-Deckensystem zugeschrieben. Die Beschreibung der tektonischen Einheiten basiert vor allem auf der Arbeit von Exner (1957), die unter dem Titel "Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein" veröffentlicht wurde. Die nachfolgende Beschreibung erfolgt dabei von großtektonischen Decken absteigend zu regionaltektonischen Einheiten.

### 1.7.1 Penninische Einheiten

Pestal (2009) zufolge bildeten sich die penninischen Decken durch die Schließung des Penninischen Ozeans von der späten Kreidezeit bis in das Eozän. Bei diesem Prozess wurde ein beträchtlicher Teil der ozeanischen Kruste subduziert. Diese geologischen Einheiten wurden später von den Ostalpinen Decken überlagert und erstrecken sich bis zum europäischen Kontinentalschelf. Zu ihnen gehören laut Pestal (2009) die Rhenodanubische Flyschzone, die Ybbsitzer Klippenzone sowie die geologischen Formationen im Engadiner-, Tauern- und Rechnitzerfenster. Am Nordrand der Ostalpen sind diese ostalpinen Decken mit dem Helvetikum verschuppt. In den zentralen Ostalpen liegen sie laut Pestal (2009) unter den ostalpinen Decken und weisen einen höheren Metamorphosegrad auf.

Gemäß Pestal (2009) umfassen die penninischen Deckensysteme im Tauernfenster das Glockner-Deckensystem, die Matreier Schuppenzone und die Nordrahmenzone. Diese Systeme sind metamorph und befinden sich oberhalb des subpenninischen Venediger-Deckensystems. Die einzelnen Teildecken sind tektonisch in Fragmente unterteilt und weisen unterschiedliche Grade der metamorphen Überprägung auf, was die Durchführung umfassender Korrelationen über große Bereiche hinweg schwierig macht (Pestal, 2009).

### 1.7.1.1 Glockner-Decke

Das Glockner-Deckensystem stellt die größte penninische Einheit des Tauernfensters dar (Pestal, 2009). Wie in Abbildung 1.4 ersichtlich, befinden sich die Lithologien der Glockner-Decke am nördlichen Rand des Arbeitsgebietes. Innerhalb des Tauernfensters weist die Glockner-Decke eine Mächtigkeit von 500 bis 4000 Metern auf. Der Begriff „Glockner-Deckensystem“ geht auf Staub zurück, der damit eine große Masse von Bündnerschiefern und Ophiolithen von Katschberg bis zum Brenner zusammenfasste (Pestal, 2009). Das Deckensystem setzt sich hauptsächlich aus metamorphen Produkten kreidezeitlicher kalkiger, mergeliger und toniger Sedimente sowie aus Überresten der ozeanischen Kruste zusammen. Lithostratigraphisch zählen diese Gesteine zur Gruppe der Bündnerschiefer. Wie Pestal (2009) feststellt, erscheinen die Metasedimente in der heutigen Form hauptsächlich als Kalkglimmerschiefer und dunkle, mit Kalk angereicherte oder kalkfreie Phyllite. Die Basalte der einstigen ozeanischen Kruste sind durch die alpine Metamorphose in Grünschiefer, Amphibolite und Prasinite transformiert worden. Darüber hinaus kommen Metagabbros und Serpentine vor (Pestal, 2009).

#### 1.7.1.1.1 Rauris-Decke

Die Rauris-Decke ähnelt aus regionaltektonischer Sicht gemäß Exner (1957) den Dolomitschollen, die in der Glocknergruppe in den Hohen Tauern entdeckt wurden. Diese Schollen liegen im Halbkreis westlich von Ferleiten, eingebettet zwischen der Brennkogelserie und der oberen Schieferhülle. Die Rauris-Decke liegt nahe der Grenzzone zwischen der zentralen Schwarzphyllit-Formation und der darüber befindlichen Serie aus Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer. Oftmals ist sie ebenfalls in den obersten Schichten der mittleren Schwarzphyllitserie anzutreffen (Exner, 1957).

In dieser Serie dominieren laut Pestal und Hellerschmidt-Alber (2011) überwiegend dunkle Phyllite. Teilweise treten auch hellgraue, leicht karbonathaltige Phyllite auf, die gelegentlich Quarzeinschlüsse enthalten. Innerhalb dieser kalkarmen bis kalkfreien Phyllitvarietäten finden sich Quarzit- und Kalkglimmerschieferlagen, die eine Mächtigkeit von bis zu einigen Dutzend Metern erreichen können. Zusätzlich sind Einlagerungen von Metagabbro vorhanden.

### 1.7.2 Subpenninikum

Innerhalb des Untersuchungsgebiets treten zwei tektonische Einheiten auf, die dem Subpenninikum angehören: die Flugkopf-Decke sowie die Romate-Decke. Laut Pestal (2009) bezieht sich das Subpenninikum auf tektonische Einheiten, die aus variszisch

geprägter kontinentaler Kruste und den darüber liegenden jungpaläozoischen sowie mesozoischen Metasedimenten bestehen. Nach der mittellurassischen Öffnung des Penninischen Ozeans wurden diese Strukturen zum südlichen Rand der europäischen Kontinentalplatte verlagert und trugen zumindest teilweise zur Entstehung der sedimentären Grundlage des gegenwärtigen Helvetikums bei (Pestal, 2009).

Im Verlauf der alpidischen Gebirgsbildung, die vermutlich im mittleren Eozän einsetzte, erfolgte die Ablösung der subpenninischen Decken von der unteren Erdkruste und dem subkontinentalen Mantel, woraufhin sie auf die europäische Kontinentalplatte geschoben wurden. Der Terminus „Subpenninikum“ bezeichnet tektonische Einheiten, die sich unterhalb der Sutur des Valais-Ozeans und oberhalb der Externmassive im Lepontinischen Dom der Westalpen befinden (Pestal, 2009). Im Bereich des Tauernfensters umfassen die subpenninischen Decken sowohl das Venediger-Deckensystem als auch die Eklogitzone, wobei diese Zuordnung vor allem auf dem Venediger-Deckensystem und Teilen der Eklogitzone fußt. Diese Einheiten, bestehend aus kontinentaler Kruste, positionieren sich unterhalb der Bündnerschiefer und der Ophiolithe des Glockner-Deckensystems (Pestal, 2009). Die Subpenninischen Einheiten befinden sich, wie in Abbildung 1.4 dargestellt, am südlichen Rand des Untersuchungsgebietes.

#### 1.7.2.1 Venediger-Deckensystem

Die Romate-Decke wird gemäß dem GEOFAST-Kartenblatt 155 - Bad Hofgastein von Kreuss (2021) dem Venediger-Deckensystem zugeschrieben. Diese Klassifizierung basiert auf Exners Arbeit von 1957. Das Venediger-Deckensystem setzt sich aus verschiedenen geologischen Einheiten zusammen, darunter der Gößkern, der Hochalmkern und der Sonnblicklamelle, welche jeweils über den Altkristallinkomplexen lagern (Pestal, 2005). Das Venediger-Deckensystem stellt die tiefste tektonische Einheit dar und setzt sich aus Kristallin- und Metasedimentkomplexen zusammen. Diese lassen sich laut Pestal (2009) in drei Hauptgruppen unterteilen: prävariszische Lithokomplexe, variszische Intrusivgesteine und postvariszische Metasedimente. Während der variszischen Gebirgsbildung erfuhren die prävariszischen Lithologien eine intensive Metamorphose, die unter anderem die Bildung von Migmatiten und das Eindringen von plutonischen Gesteinen umfasst, welche gegenwärtig als Zentralgneise bekannt sind. Die postvariszischen Metasedimente wurden über diesem variszisch geprägten Untergrund abgelagert. Trotz neuerer Bezeichnungen bleiben die informellen Begriffe „Altes Dach“ und „Altkristallin“ weiterhin gebräuchlich. „Altes Dach“ bezieht sich auf Teile der prävariszischen Komplexe mit sichtbaren Intrusionskontakten zu Zentralgneisen, während

„Altkristallin“ allgemein für stark metamorphosierte Gesteinskomplexe vor dem Mesozoikum steht, in denen Relikte voralpiner Metamorphosen erkennbar sind (Pestal, 2009).

#### 1.7.2.1.1 Romate- Decke

Wie in der Abbildung 1.4 ersichtlich, befindet sich die Sonnblick-Romate Decke am Südrand des Arbeitsgebietes. Diese wird als eine der höchsten Decken im Venediger Duplex hervorgehoben und liegt in der östlich-zentralen Region des Tauernfensters. Während der alpinen Barrow-Typ Metamorphose erreichten die Gesteine dieser Decke Temperaturen zwischen 500 und 600°C (Schmid et al., 2013).

Die Romate-Decke erstreckt sich laut Exner 1951 zwischen Bad Gastein und Mallnitz über eine Länge von etwa 15 Kilometern und ist bis zu 400 Meter mächtig. Sie wurde von Exner (1951) als „Spalten-Intrusion“ charakterisiert. Die Decke besitzt eine halbmondartige Form und ist dem Hölltor-Rotgülden-Gneisdom aufgelagert, wobei sie sich im Bereich von Bad Gastein bis Mallnitz sowohl im Norden als auch im Süden verjüngt. Die Formation ist durch die Querfaltung mit einer N-NE-streichenden Faltenachse charakterisiert (Exner & Pohl, 1949).

#### 1.7.2.2 Modereck-Deckensystem

Das Modereck-Deckensystem ist dem Venediger Duplex zugehörig. Diese Decke erfuhr vor etwa 45-40 Millionen Jahren mehrere metamorphe Überprägungen, zunächst unter eklogitfaziellen Bedingungen mit Drücken von 1,9-2,2 GPa und Temperaturen zwischen 600 und 630°C. Eine nachfolgende Entlastungsphase und spätere Erhitzung unter amphibolitfaziellen Bedingungen sind ebenfalls dokumentiert. Das Modereck-Deckensystem umfasst dünne mesozoische Schichtfolgen, die in Verbindung mit dem Venediger Duplex stehen. Diese Schichten liefern wichtige Erkenntnisse zur geologische Beschaffenheit und der tektonischen Entwicklung der Region (Schmid et al., 2013).

##### 1.7.2.2.1 Flugkopf-Decke

Exner (1957) klassifiziert die Lithologien, wie den Flugkopfgneis, als Teil des Hochalm-Ankogelmassivs. Diese Erkenntnis geht auf Schurk (1915) zurück. Demnach setzt sich dieses Massiv aus einer mächtigen, halbdomeförmigen, geschieferten Intrusionsmasse, dem Zentralgneis, zusammen, der von kristallinen Schiefergesteinen, der Schieferhülle, umgeben ist. Die Intrusion des Zentralgneises führte zu einer Aufwölbung der Lithologien der Schieferhülle, wobei diese teilweise zersprengt und in einzelne Schollen zerrissen



wurden, die zwischen das Intrusivgestein eindringen. Dieser Prozess ermöglichte die Entstehung einzelner Gneislamellen zwischen den Schiefern in den Grenzbereichen. Schurk (1915) verfolgte und beschrieb eine solche Gneislamelle am östlichen Rand des Gasteiner Tals bei Remsach, über die Wasserscheide der Gasteiner Ache und Großarler Ache bis hin zum Hangenden oberhalb der Petzachalm im Hubtal. Diese Lamelle entspricht der Flugkopf-Decke, die von Exner (1957) in der geologischen Karte der Umgebung von Gastein verzeichnet und in den Erläuterungen näher beschrieben wurde. Die in Abbildung 1.4 ersichtliche Romate-Decke ist die direkt angrenzende tektonische Einheit zur Flugkopf-Decke. Im Arbeitsgebiet ist diese tektonische Verbindung zwischen der Romate-Decke und der Flugkopf-Decke nicht direkt aufgeschlossen. Dies ist der Querkaltung mit N-NE stehenden Faltenachsen bei Badgastein geschuldet. Exner (1957) beschreibt, dass der Granosyenitgneis der Flugkopfdecke, in Kombination mit dem basalen Glimmerschiefer (Chloritserizitschiefer), im Schwarzphyllit zwischen dem Remsach- und dem Scheiblinggraben, nordnordöstlich von Badgastein, ausdünn.

## 1.8 Geologie des Reitalmtals

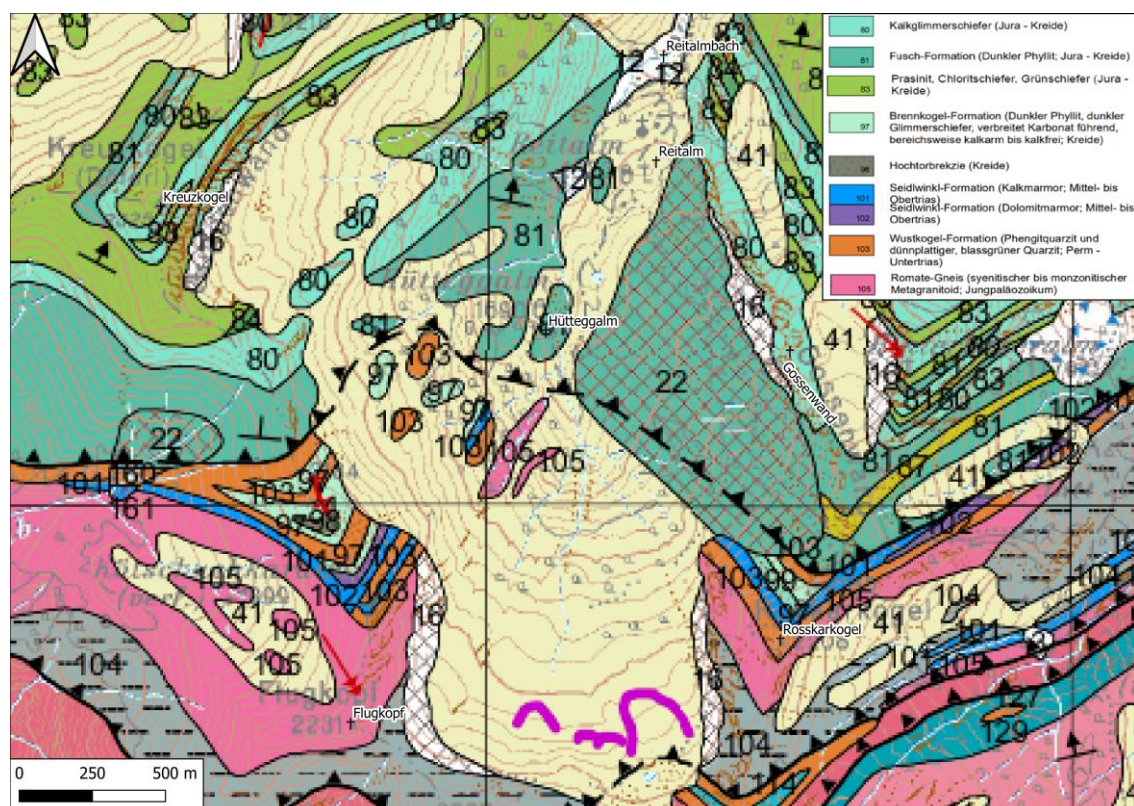


Abbildung 1.5: Geologische Karte des hinteren Reitalmtals verändert nach Kreuss (2021).

Die folgende lithologische Charakterisierung des Arbeitsgebiets basiert auf den von Exner



(1957) erstellten Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein, sowie auf der Geofast-Karte von Bad Hofgastein von Kreuss (2021), die in diesem Bereich ebenfalls auf Exner (1957) zurückgeht. Die Einheiten werden entsprechend den jeweiligen Decken, die im Kapitel 1.7 angeführt sind, beschrieben. Die folgenden Unterpunkte zu den einzelnen ebenfalls von Kienzl (2024) beschriebenen Lithologien sind mit Nummern versehen, die jenen der Abbildung 1.5 entsprechen.

### 1.8.1 Lithologien der Rauris- Decke

- Kalkglimmerschiefer, Jura-Kreide (Abbildung 1.5, Nr. 80)

Im Geofast-Kartenblatt 105 Bad Hofgastein wird der Begriff „Kalkglimmerschiefer“ für die Rauris-Decke als Sammelbezeichnung verwendet. Dieser umfasst laut Pestal (2009) „die Glimmermarmore sowie Kalkschiefer der Bündnerschiefer-Gruppe“. Diese Lithologien, gemeinsam mit Prasiniten und Amphiboliten, bilden den wesentlichen Teil des Glockner-Deckensystems.

Wie in der Abbildung 1.5 ersichtlich, befinden sich die Kalkglimmerschiefer im nördlichen Bereich des Arbeitsgebietes. Die Gesteine bestehen, je nach Lokalität, vorrangig aus Kalzit, Quarz und Glimmer, ergänzt durch Phlogopit, Chlorit, Dolomit und Feldspat. Die Oberflächen der Kalkglimmerschiefer-Felspartien zeigen meist eine sandige Verwitterung mit bräunlich-grauen Farbtönen, während frische Bruchflächen durch graue bis graublaue Farben charakterisiert sind (Pestal, 2009).

Pestal (2005) zufolge enthalten die Kalkglimmerschiefer der Bündnerschiefer-Gruppe oft dunkle Phyllite sowie Schwarzschiefer, die mit Granat, Biotit und Oligoklasblasten durchsetzt sind. Diese entstanden durch die grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metamorphose schwarzer Tone. Da dunkle Phyllite oft in enger Wechsellagerung oder mit kontinuierlichen Übergängen zu Kalkglimmerschiefern vorkommen, werden dünne Lagen dieser Phyllite nicht separat klassifiziert, sondern unter der Bezeichnung der Kalkglimmerschiefer zusammengefasst.

- Fusch-Formation, Jura-Kreide (Abbildung 1.5, Nr. 81)

Aufgrund der charakteristischen Färbung wird diese Formation in älteren Quellen auch als Schwarzphyllit bezeichnet. In der Literatur wird sie als dunkler, dünnschichtiger, ebenflächiger und graphitisch abfärbender Phyllit beschrieben. Die Phyllite weisen einen erhöhten Anteil an Quarz und Karbonat auf. Die Farbgebung des Gesteins variiert zwischen intensivem Schwarz und helleren Grautönen (Peer & Zimmer, 1980).

Die Füscher- Phyllite bilden eine der Hauptlithologien der Bündnerschiefer-Gruppe. Die dem Glockner-Deckensystem zugeordnete Formation erfuhr eine grünschieferfazielle

Metamorphose (Pestal, 2009).

- Prasinit, Chloritschiefer, Grünschiefer, Jura-Kreide (Abbildung 1.5, Nr. 83)

Die hier zusammengefassten Lithologien weisen eine giftgrüne bis gelblich-dunkelgrüne Färbung auf. Sie bestehen hauptsächlich aus Epidot und Albit, erweitert um Chlorit oder Hornblende. Das führt zur Klassifizierung als Chloritprasinit oder Hornblendeprasinit. Besonders in Mallnitz sind diese Grünschiefer reich an Biotit (Exner, 1957). Exner (1957) sieht den Ursprung der Tauernhüllen-Grünschiefer in der Metamorphose von Diabasen und Diabastuffen. Prasinite und Amphibolite aus dem mittleren Tauernfenster mit Spuren früherer Blauschiefermetamorphose, erkennbar an Pseudomorphosen nach Lawsonit und reliktem Glaukophan, deuten auf eine nachfolgende grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metamorphose der ursprünglichen Basalte hin (Pestal, 2009).

- Serpentin, Talkschiefer, Chlorit- und Strahlsteinschiefer (Abbildung 1.5, Nr. 84)

Laut Pestal (2009) sind die mittlerweile nahezu vollständig serpentinitisierten Ultrabasite Überreste der ehemaligen ozeanischen Lithosphäre des penninischen Sedimentationsraums. Im Untersuchungsbereich präsentiert sich der Serpentin laut Exner (1957) als dunkelgrün, überwiegend brekziös ausgebildet und zeigt nur selten ein ausgeprägtes paralleles Gefüge. Charakteristisch für Serpentin sind zudem massive Felsformationen und eine dunkle Verwitterungsoberfläche (Exner, 1957). Innerhalb der Serpentinlinsen sowie an deren Rändern sind oft Zonen intensiver Zerschierung zu finden. Sie bestehen häufig aus Talk-, Chlorit- und Strahlsteinschiefern. Solche Begleitgesteine des Serpentinits entstanden durch Umkristallisationsprozesse und Stoffwanderungen, insbesondere entlang von Gleitbahnen, aus den ursprünglichen basischen Eruptivgesteinen während der Metamorphose. Der Serpentin am Westhang des Reitalmtals sowie am Guggenstein im Gasteinertal befindet sich nahe der oberen Grenzschiefer des mittleren Schwarzphyllitzugs und dehnt sich von der Talsohle bis in die Ostflanke des Reitalmtals aus (Exner, 1957).

- Quarzit, teilweise konglomeratisch, Perm bis Untertrias (Abbildung 1.5, Nr. 87)

Laut Exner (1957) weisen die Quarzite eine weiße bis grünlich-weiße Färbung auf. Diese können in Form von plattigen Quarziten, dünnstriefrigen Serizitquarziten und vereinzelt auch dunklen oder gebänderten Graphitquarziten auftreten. Je nach Quarzgehalt wurden in Exners Kartierung (1955) Karbonatquarzite den Quarziten zugeordnet. Bei geringerem Quarzanteil werden sie mit den Kalkglimmerschiefern zusammengefasst. Demnach finden sich oft Quarzitisches Schichten in den basalen sowie zentralen Zonen der Glimmerschiefer und der Schwarzphyllite, wobei einige der Quarzite konglomeratische

Charakteristika aufweisen (Exner, 1957).

### 1.8.2 Lithologien der Flugkopf-Decke

- Brennkogel-Formation, Kreide (Abbildung 1.5, Nr. 97)

Die Gesteine der Brennkogel-Formation bestehen hauptsächlich aus dunklem Phyllit und dunklem Glimmerschiefer, die verbreitet Karbonat enthalten. In einigen Bereichen sind sie jedoch kalkarm bis kalkfrei (Kreuss, 2021). Innerhalb der Brennkogel-Formation sind helle, feinkörnige Karbonatquarzite mit Karbonatgehalten um 10 Prozent und einer Mächtigkeit von 5 bis 20 Metern eingelagert. Vereinzelt können auch Karbonatgehalte von über 50 Prozent, sowie metamorphe Brekzien beobachtet werden (Pestal, 2009). In Richtung Reitalmtal werden die Phyllite am Rosskarkogel höher metamorph und enthalten aufgrund der Nähe zum Zentralgneis größere Mengen an Albit (Exner, 1957).

Exner (1957) ordnet diese Gesteine der mittleren Schwarzphyllitzone zu. Diese reichen vom Reitalmgraben zum Hubalmtal und weisen eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern auf. Laut Exner (1957) ist diese Lithologie für große Rutschungen sowie Bergstürze im Hüttwinkel und im Gasteinertal verantwortlich.

- Hochtorbrekzie, Kreide (Abbildung 1.5, Nr. 98)

Die Hochtorbrekzie stellt eine in die Brennkogel-Formation eingebettete metamorphe Brekzie dar. Diese metamorphen Brekzien setzen sich hauptsächlich aus karbonatischen Lithologien zusammen und wurden teilweise stark duktil deformiert. Charakteristisch für diese Gesteine ist eine Matrix, die entweder phyllitisch oder quarzitisch beschaffen ist (Pestal, 2009).

- Kalkglimmerschiefer, Jura-Kreide (Abbildung 1.5, Nr. 99)

In den Kalkglimmerschiefern finden sich laut Exner (1957) Porphyroblasten von Albit, Granat und Disthen. Häufig sind auch Biotit, sowie stellenweise Disthen und Mikroklin vorhanden. In einigen Bereichen bilden glimmerarme Schichten der Kalkglimmerschiefer steile Felswände, wie beispielsweise bei der Böcksteinwand und den Tüchlwänden im Gasteiner Tal (Exner, 1957).

- Kalk- und Dolomitmarmor, Mittel- bis Obertrias (Abbildung 1.5, Nr. 101)

Nach Pestal (2009) zählen diese Gesteine zur Seidlwinkl-Formation, deren Ausdehnung sich vom Seidlwinkltal bis in den hinteren, südlichen Bereich des Fuschertals erstreckt. Laut Pestal (2009) repräsentiert diese Formation eine tektonische Komponente der Seidlwinkl-Decke, bestehend aus metamorphen Karbonaten, die ursprünglich als

flachmarine Kalke, Dolomite und Rauwacken gebildet wurden.

Exner (1957) beschreibt in seinen Erläuterungen das Wechselspiel von glimmerärmeren Kalkmarmoren und glimmerreicheren Kalkglimmerschiefern sowie Kalkphylliten im Bereich mehrerer Zehner-Meter. Der zu der Formation zählende Dolomitmarmor, tritt auch nordwestlich der Reitalm und am Nordkamm des Flugkopfes auf, wo er sich ins Reitalmtal erstreckt. Tektonisch in derselben Lage findet sich Dolomit zwischen dem Rosskarkogel und dem Hinterkaser. Im Reitalmtal sind zahlreiche Blöcke in der Lokalmoräne südwestlich der Hütteggalm zu finden (Exner, 1957).

- Wustkogel-Formation, Perm bis Untertrias (Abbildung 1.5, Nr. 103)

Gemäß Pestal (2009) wurden die siliziklastischen Metasedimente des Perms und der Untertrias in den zentralen Hohen Tauern als Wustkogelserie bezeichnet. Sie sind charakteristisch für das Gebiet östlich der Großglockner-Hochalpenstraße am Wustkogel. Die im Arbeitsgebiet vorkommende Wustkogel-Formation besteht laut dem Geofast-Kartenblatt 105 Bad Hofgastein aus Phengitquarzit und dünnplattigem, blassgrünem Quarzit. Der Anteil dieser Formation der dem Perm zugerechnet wird, umfasst Arkosequarzite bis Arkosegneise, die teilweise Quarzporphyroklaste enthalten, sowie Phengitquarzite. Der stratigraphisch höher liegende Teil der Formation, der der Untertrias zugeordnet wird, setzt sich aus den von Kreuss (2021) beschriebenen dünnplattigen, weißen bis blassgrünen, feinkörnigen Quarziten zusammen, ergänzt durch helle Serizitschiefer mit dünnen Rauwackenbändern (Pestal, 2009).

- Murtörl-Formation und Draxel-Komplex, Jungpaläozoikum (Abbildung 1.5, Nr. 104)

Die Murtörl-Formation und der Draxel-Komplex umfassen Schwarzschiefer, dunklen Albit- und Biotitblastenschiefer mit zyklischer Schichtungssequenz sowie Lagen von Metavulkanit und Graphitquarzit (Pestal, 2009). Der Draxel-Komplex wurde nach seinem Vorkommen im Kambereich des Draxelnock-Klumpferköpfl in der östlichen Hochalmgruppe benannt und besteht hauptsächlich aus mittelgradig metamorph überprägten Gesteinen. Pestal (2009) zufolge umfassen diese unter anderem dunkle Phyllite, Graphitquarzite, Granatglimmerschiefer, Prasinit-Schiefer und Schichten von Orthogneis. Am verbreitetsten sind dunkle, teilweise graphithaltige Schiefer mit Biotitblasten, die einen variablen, hohen Gehalt an Quarz und Feldspat aufweisen. Typisch sind auch zyklische Wechsel zwischen dunklen Schiefen mit Biotitblasten und dünneren Lagen von dunklen Phylliten. Ähnlich diesem Gesteinskomplex kommt die Murtörl-Formation im östlichen Teil des Tauernfensters vor. Sie besteht überwiegend aus dunklem, meist kalkfreiem Phyllit und dunklen Albitblastenschiefern mit ausgeprägter Albitblastese. Im Gegensatz zum Draxel-Komplex weist die Murtörl-Formation keine

granitischen und aplitischen Intrusionen auf. Dies legt nahe, dass die Sedimentation ihrer Protolithen vermutlich erst nach der variszischen Intrusion der Zentralgneise erfolgt sein muss (Pestal, 2009).

- Romate-Gneis, Jungpaläozoikum (Abbildung 1.5, Nr. 105)

Dieser Granitgneis innerhalb der Flugkopfdecke ist im Vergleich zur Hauptmasse der niedrig metamorphen Lithologien relativ hart und weist ausgeprägte Deformationen auf. Die Gneislamellen, die der Abbildung 1.5 zu entnehmen sind, wurden von den Rändern der großen Granitgneiskörper, wie beispielsweise dem Hochalm-Ankogelmassiv und dem Sonnblickkern, abgelöst und zusammen mit gleitfähigen Schiefern verfrachtet. Zwischen dem Gasteiner und dem Großarlal, nördlich des Hochalm-Ankogelmassivs, befinden sich zwei Lamellen von Granosyenitgneis, die basische Einschlüsse, einschließlich Diorite, Amphibolite und Aplite, enthalten (Exner, 1957). Der Granosyenitgneis der Flugkopfdecke, am Kamm zwischen Heidentempel und Rosskarkogel im Reitalmtal liegend, ähnelt den Granosyenitgneisen der Romate-Decke. Exner (1957) bestätigt die Aufzeichnungen von (Schurk, 1915). Er beschreibt zwei Generationen von Hornblende in dioritischen und amphibolitischen Schollen im Bereich von Rosskarkogel und Flugkopf, wobei die ältere, braun bis dunkelgrüne Hornblende von der jüngeren, blaugrünen Hornblende umwachsen und verdrängt wird. Die Grenze zwischen der Romate Decke und der Flugkopf Decke ist laut Exner (1957) aufgrund der Querrichtung komplex und nicht unmittelbar aufgeschlossen.

### 1.8.3 Lithologien der Romate-Decke

- Romate-Gneis, Jungpaläozoikum (Abbildung 1.5, Nr. 119)

Der Romate-Gneis, ein Granosyenitgneis, wird von Pestal (2009) als ein gelegentlich massiges, meist jedoch geschiefertes, mittelkörniges Gestein mit schwarzweißer Sprenkelung und zahlreichen basischen Schollen beschrieben. Charakteristisch für diesen Gneis sind ein geringer Quarzgehalt und ein Überwiegen von Kalifeldspat gegenüber Plagioklas, wobei makroskopisch große weiße Alkalifeldspate zu beobachten sind. Neben gelegentlich vorkommender Hornblende enthält das Gestein meist aus Biotit und Epidot bestehende Pseudomorphosen. Zudem ist es durch das Auftreten von Bänken und Schollen feldspatarmer, dunkler Amphibolite gekennzeichnet (Pestal, 2009).

- Silbereckmarmor-Gruppe, Mitteltrias und Malm (Abbildung 1.5, Nr. 110)

Nach Pestal (2009) umfasst die Silbereckserie eine Abfolge postvariszischer Metasedimente, die primär stratigraphisch über dem spätvariszisch erodierten

Granitpluton der Hafnergruppe positioniert sind. Diese Serie umfasst zunächst eine geringmächtige basale Abfolge aus verschiedenen Quarziten, gefolgt von den darüberliegenden kompakten Karbonatgesteinen und Bündnerschiefern. Innerhalb der Karbonatgesteine wird zwischen dem darunterliegenden Dolomitmarmor und dem darüberliegenden Kalkmarmor unterschieden (Kreuss, 2021). Dieser Kalkmarmor zeichnet sich durch eine deutliche Bankung und Bänderung aus, wobei er eine Varietät von dunkelgrau und bituminös bis hin zu grobkörnig und weißer Färbung aufweist (Pestal, 2009).

- Wustkogel-Formation, Perm-Untertrias (Abbildung 1.5, Nr. 114)

Ebenso wie in der Flugkopf-Decke findet sich auch in der Romate-Decke Phengitquarzit und dünnplattiger, blassgrüner Quarzit der Wustkogel-Formation, wie von Kreuss (2021) beschrieben. Diese Gesteine treten im östlichen Tauernfenster auf und werden stratigraphisch analog zur Wustkogelserie eingeordnet (Pestal, 2009).

#### 1.8.4 Quartäre Ablagerungen (Abbildung 1.5, Nr. 43, bzw. Nr. 923)

Wie in der Abbildung 1.5 ersichtlich, ist ein Großteil des Untersuchungsgebiets von quartären Ablagerungen bedeckt. Hierbei handelt es sich laut Kreuss (2021) um End- und Seitenmoränenablagerungen, die ein unsortiertes sowie breites Korngrößenspektrum aufweisen. Eine detaillierte Beschreibung der quartären Ablagerungen sowie ihrer Entstehungsgeschichte wurde bereits in Kapitel 1.6 behandelt.

## 1.9 Hydrogeologische Bedingungen des Reitalmtals

Charakteristisch für das Untersuchungsgebiet, das eine Fläche von rund 5 km<sup>2</sup> umfasst, ist, dass das hintere Reitalmtal einen Talschluss bildet, der aus hydrogeologischer Perspektive ein großes Einzugsgebiet darstellt. Dieses Einzugsgebiet, in Kombination mit der regionalen Geologie im Arbeitsgebiet, erfordert eine genaue Untersuchung der hydrogeologischen Bedingungen. Die im Untersuchungsgebiet auftretenden schwarzen Tonschiefer bis Phyllite zeigen eine Wasserundurchlässigkeit und bedingen eine rasche oberflächliche Abfuhr der Niederschläge (Exner, 1957). Neben diesen niedermetamorphen Einheiten befinden sich im Reitalmtal in der überwiegenden Mehrheit kristalline Lithologien. In kristallinen Einheiten erfolgt die Entwässerung hauptsächlich über die Oberfläche.

Der Grundwasserfluss ist demnach in kristallinen Gebieten nahezu ausschließlich an

Trennflächen (Klüfte, Harnischflächen, Störungen) gebunden (Höfer-Öllinger, 2017). Diese Entwässerungsdynamik zeigt sich auch an der Vielzahl an Bachläufen im Reitalmtal. Insgesamt befinden sich 16 Fließgewässer im Arbeitsgebiet, wobei 6 ganzjährig und 10 nur saisonal bei Schneeschmelze und Niederschlagsereignissen wasserführend sind. Die einzelnen Bachläufe und Gräben prägen die Oberflächenmorphologie im Arbeitsgebiet und sind in Kapitel 1.5 in Abbildung 1.2 gut ersichtlich. Die im Talboden befindlichen glazialen Sedimente sowie niedermetamorphen Lithologien werden dabei von den Bächen erodiert. Dieser Prozess lässt sich sehr gut bei der Hüttegalm feststellen. Hier erodiert der Reitalmbach in den Talboden (Valentin, 2019). Der Reitalmbach ist das größte Fließgewässer im Arbeitsgebiet und weist die größte Schüttung auf. Wie in Kapitel 1.5 in Abbildung 1.2 zu sehen ist, entwässern alle Bachläufe in den im Talboden befindlichen Reitalmbach.

## **1.10 Klassifizierung von Massenbewegungen**

Dieses Kapitel widmet sich einer eingehenden Betrachtung von Massenbewegungen, indem es Schlüsselmerkmale wie die Form der Bewegung, die Rate der Bewegung und das geologische Umfeld illustriert, welche entscheidend für die Klassifikation dieser Phänomene sind. Die erläuterten Merkmale dienen als Basis für die Analyse und Charakterisierung der Rutschungsprozesse im Reitalmtal, insbesondere im Hinblick auf deren Bewegungsmuster und -raten.

### **1.10.1 Bewegungsarten von Rutschungen**

Nach der Definition von Highland, L.M. & Bobrowsky, P. (2008), handelt es sich bei einer Rutschung um eine Bewegung von Fest- und/oder Lockergestein in Richtung hangabwärts. Diese Bewegung kann entweder auf gekrümmten Gleitflächen (Rotationsrutschungen) oder auf ebenen Gleitflächen (Translationsrutschungen) erfolgen. Laut Prinz und Strauß (2011) ist zwischen zwei Hauptarten von Rutschungen zu unterscheiden. Einerseits nach der Böschungsrutschung an Geländesprüngen beziehungsweise speziell an Böschungen, sowie nach Hangrutschungen. Die Kategorisierung von Rutschungen erfolgt je nach Bewegung und dem enthaltenen Material. Highland, L.M. & Bobrowsky, P. (2008) zufolge lassen sich die Bewegungsarten einer Rutschung in Fallen, Kippen, Gleiten, Driften oder Fließen klassifizieren. Aufgrund der Morphologie der Massenbewegungen im Reitalmtal wird auf die Bewegungsmechanismen Fallen und Kippen nicht näher eingegangen. Diese Arten spielen evident nur eine sekundäre Rolle.

### 1.10.1.1 Gleiten/ Rutschen

Exner (1957) zufolge kommt es im hinteren Reitalmtal häufig zum Versagenstypus des Gleitens oder Rutschens. Highland, L.M. & Bobrowsky, P. (2008) beschreiben, dass bei dieser Art der Bewegung eine Verlagerung von Fest- oder Lockergesteinen talwärts entlang von Gleitflächen oder innerhalb von Bereichen mit starker Scherverformung (Störungen) stattfindet. Auf Basis der Bewegungsdynamik oder der Positionierung der Gleitfläche lässt sich dieser Versagenstypus in Translations- und Rotationsrutschungen differenzieren (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008). Die Geschwindigkeit dieser Form einer Massenbewegung ist äußerst variabel und reicht laut Highland, L.M. & Bobrowsky, P. (2008) von einer sehr langsamen Bewegung von wenigen Zentimetern pro Jahr bis hin zu mehreren Metern pro Tag. Es ist anzumerken, dass Prinz und Strauß (2011) die Kombination aus Translations- und Rotationsrutschungen als eine häufig vorkommende Erscheinungsform hervorheben, die besonders bei vielen Großrutschungen sowie fossilen Rutschungen verbreitet ist.

### 1.10.1.2 Translationsrutschung

Diese Form der Rutschung ist eine der häufigsten Arten von Erdrutschen. Translationsrutschungen treten häufig entlang geologischer Diskontinuitäten wie Störungen, Klüften, Schichtflächen oder dem Kontakt zwischen Gestein und Boden auf (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008). Laut Prinz und Strauß (2011) kommt es zu einer stufenartigen Ausbildung von Gleitflächen in dünnbankigen oder geschieferten Lithologien. Diese Bruchausbildung kann der Abbildung 1.6 entnommen werden.

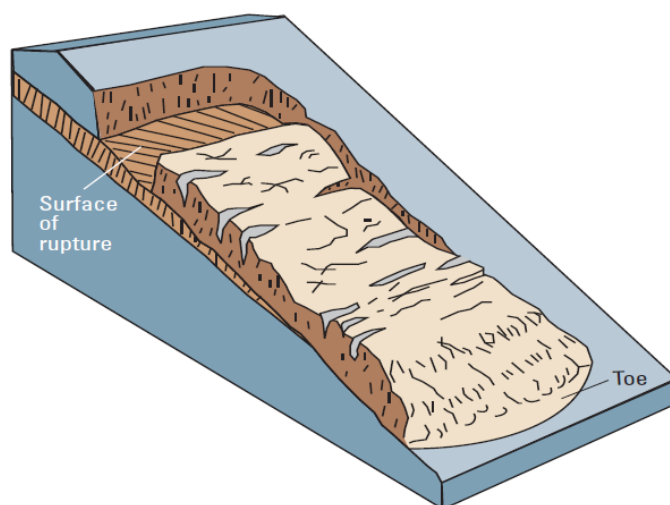


Abbildung 1.6: Schematische Darstellung einer Translationrutschung (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008)

Die Bewegung erfolgt bei translationalen Erdrutschen entweder nach außen, abwärts oder seitwärts entlang einer planaren Oberfläche mit wenig Rotationsbewegung oder rückwärts



orientierter Neigung. Die Darstellung dieser Bruchausbildung ist in Abbildung 1.6 zu finden. Bei translationalen Erdrutschen erfolgt die Bewegung entweder nach außen, abwärts oder seitwärts entlang einer planaren Oberfläche, wobei nur minimale Rotationsbewegungen auftreten. Im Gegensatz zu Rotationsrutschungen, die das Gleichgewicht der Rutschung wiederherzustellen versuchen, kann sich diese Art der Rutschung über erhebliche Distanzen erstrecken, sofern die Bruchfläche angemessen geneigt und hinreichend lang ist. Das Material in der Rutschung kann von lockerem, unverfestigtem Boden bis hin zu umfangreichen Felsplatten oder beidem reichen (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008).

#### 1.10.1.3 Rotationsrutschung

Bei dieser Form der Rutschung entsteht eine charakteristische nach oben gekrümmte (schalenförmige oder löffelförmige) Bruchfläche. Wie in der Abbildung 1.7 ersichtlich, rotiert die Gleitbewegung bei dieser Versagensart mehr oder weniger um eine Achse, welche parallel zur Kontur des Hangs verläuft (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008).

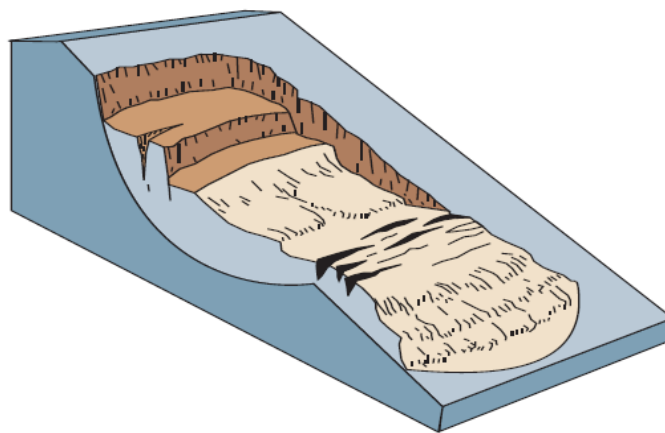


Abbildung 1.7: Schematische Darstellung einer Rotationrutschung (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008).

Häufig ist diese Art der Massenbewegung an homogen aufgebaute Gesteine sowie Böden geknüpft. Die Rutschmasse wird hierbei bei der rotierenden Bewegung wenig gestört, sodass die Masse unter Wahrung des Schichtverbandes abgleitet. In verwitterten, oberflächennahen Bereichen verändert sich die Form der Bruchfläche, wobei flachschalige Gleitflächen entstehen, die durch die mit der Tiefe zunehmende Festigkeit des Untergrunds bedingt sind. Große Trennflächensysteme können aufgrund ihrer Form und Lage ein block- oder treppenförmiges Abgleiten verursachen. Weiterhin kann eine erhöhte Wassersättigung der Böschung komplexe Geröll- und Schuttstromrutschungen

nach sich ziehen (Prinz & Strauß, 2011).

#### 1.10.1.4 Driften

Drifts oder Spreads bezeichnen das Ausbreiten einer kohäsiven Masse (zusammenhängenden Bodens oder einer Gesteinsmasse), verbunden mit einem allgemeinen Absenken dieser fragmentierten Masse in Richtung des weicheren darunterliegenden Materials. Dieser Mechanismus ist in der Abbildung 1.8 ersichtlich. Drifts können entstehen, wenn das weichere, unterhalb liegende Material durch Verflüssigung oder Fließen auseinanderbricht. Prinz und Strauß (2011) vergleichen den Prozess mit dem Versagensprinzip „Hart auf Weich“, demnach gehen dem Driften meist Kippbewegungen voraus, wobei sich Gesteinsblöcke ablösen und vertikale Trennflächen bilden. Diese Gesteinsblöcke driften in Folge auf der weichen, beispielsweise tonigen Unterlage ab.

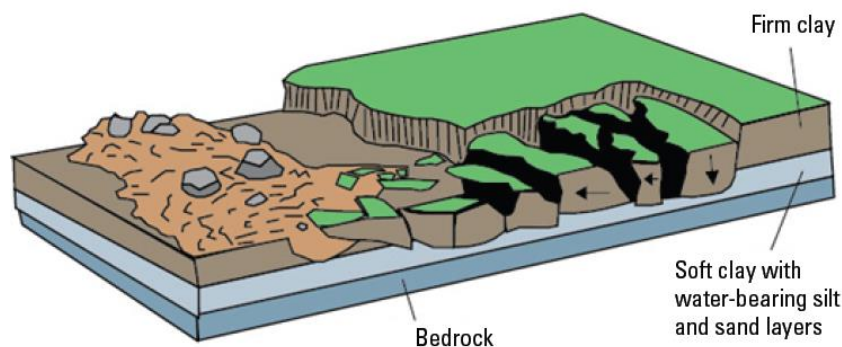


Abbildung 1.8: Schematische Darstellung einer seitlichen Ausbreitung. Eine verflüssigte Schicht liegt unter der Deckschicht (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008).

#### 1.10.1.5 Fließen

Per Definition von Prinz und Strauß (2011) handelt es sich beim Fließen um Massenbewegungen, welche aufgeweichte Bodenmassen mit Gesteinsschutt bzw. Geröllen aller Korngrößen beinhalten. Eine schematische Darstellung eines Erdrutsches zeigt die Abbildung 1.9. Das Fließverhalten ist von der Lithologie, dem Wassergehalt sowie den struktureologischen Gegebenheiten abhängig. Neben der erhöhten Wassersättigung der Böden, ausgelöst durch starke Niederschläge oder Schneeschmelzen, können auch seismische Aktivitäten, sowie Entwaldung von Hanglagen Ursachen für das Versagen von Hängen sein (Genske, 2021).

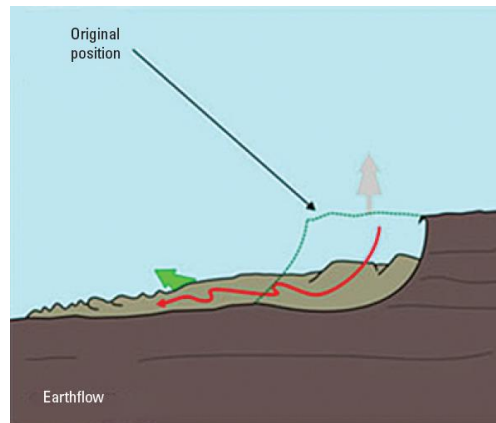


Abbildung 1.9: Schematische Darstellung eines Erdrutsches (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008)

Generell sind Fließvorgänge hauptsächlich auf hohe Wassergehalte zurückzuführen. Hierbei liegt das Verhältnis von Wasser zu Feststoffen mehrheitlich bei 1 zu 1 (Prinz & Strauß, 2011). Die Rutschmasse kann bei dieser Form des Versagens enorme Geschwindigkeiten erreichen. Je nach Konsistenz und Hangneigung treten dabei Geschwindigkeiten von bis zu 56 km pro Stunde auf (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008). Die Morphologie der Fließvorgänge ist durch lang gestreckte, gelappte oder murenartige Formen charakterisiert. Eine solche Massenbewegung wird in den Alpen als Mure bezeichnet, wobei sich die Rutschmasse linear, planar talwärts bewegt.

#### 1.10.1.6 Kriechen

Das Versagen einer Böschung durch Kriechen wird von Moser et al. (2017) als Sonderform den Fließprozessen zugeordnet. Die Kriechprozesse lassen sich wiederum unterteilen. Terzaghi (1950) unterscheidet in Böden zwischen saisonalem Kriechen, welches durch jahreszeitlich bedingte klimatische Veränderungen in den oberflächennahen Schichten hervorgerufen wird, und dem kontinuierlichen Kriechen oder Massenkriechen. Moser et al. (2017) heben hervor, dass das kontinuierliche Kriechen unterhalb der von klimatischen Bedingungen beeinflussten Schichten stattfindet. Demzufolge steuert nahezu nur die Schwerkraft das versagende Schichtpaket. Dies ist jedoch nur gültig und eine konstante Kriechrate stellt sich nur ein, wenn sich der Betrag der Gewichtskraft saisonal nicht ändert (Moser et al., 2017). Generell entsteht bei Kriechprozessen die Bewegung aufgrund interner Scherkräfte, die ausreichen, um Verformungen zu erzeugen, jedoch nicht ausreichen, um ein Versagen zu bewirken (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008). Die Verformungsrate liegt im Regelfall bei weniger als einem Meter pro Jahrzehnt. Die Abbildung 1.10 zeigt eine schematische Darstellung eines Kriechhanges mit für diesem Versagenstypus charakteristischem Sichelwuchs der Bäume, sowie eine Stufenbildung im Boden.

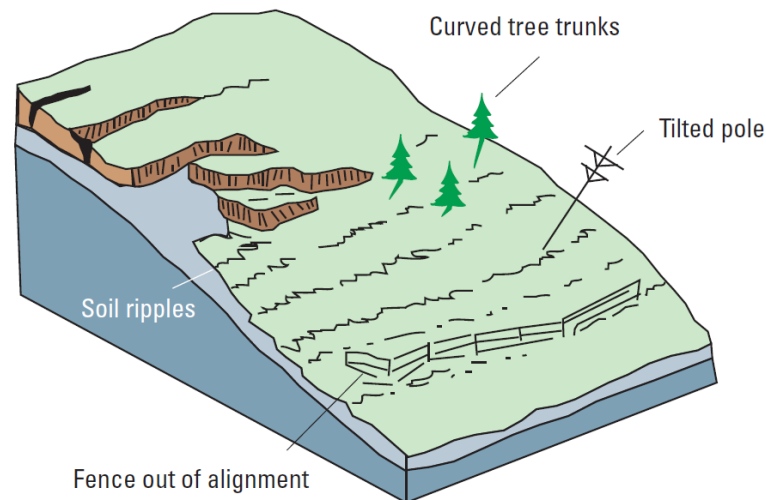


Abbildung 1.10: Schematische Darstellung eines Kriechhanges mit üblichen Anzeichen für eine langsam fortschreitende Massenbewegung (Highland, L.M. & Bobrowsky, P., 2008).

### 1.10.2 Ursachen und Auslöser von Rutschungen

Es ist von großer Bedeutung, die Ursachen für das Auslösen einer Massenbewegung zu untersuchen. Genske (2021) zufolge illustrieren die unterschiedlichen Versagensmechanismen, dass Massenbewegungen durch eine Vielzahl von Auslösern initiiert werden können und diverse Mechanismen aufweisen. Ein Auslöser oder Trigger ist maßgeblich für das Auftreten einer Massenbewegung verantwortlich (Genske, 2021). Dieser Auslöser kann durch morphologische, geologische, oder durch hydrologische Faktoren gegeben sein. Des Weiteren spielen auch anthropogene Eingriffe in allen Bereichen bei Massenbewegungen eine große Rolle. Rutschungen werden immer durch Veränderungen im Hanggleichgewicht verursacht, die durch eine Kombination verschiedener Faktoren gesteuert werden. Oftmals sind mehrere Faktoren miteinander verbunden (Prinz & Strauß, 2011).

#### 1.10.2.1 Geologische Randbedingungen

Im Allgemeinen wird laut Marte (2016) versucht, zwischen der „Ursache“ und dem „Auslöser“ zu unterscheiden. Unter Ursachen versteht man in der Regel die langfristigen Rahmenbedingungen, die zu einer grundsätzlichen Gefährdung für Rutschungen an einem bestimmten Ort führen. Ein Beispiel hierfür sind die geologischen Gegebenheiten an einem bestimmten Ort. Die geologischen Strukturen und Trennflächen variieren in ihrer Vielseitigkeit und spielen eine entscheidende Rolle, insbesondere bei Großhangbewegungen. Prinz und Strauß (2011) betonen, dass insbesondere Gesteine mit einer hohen Permeabilität, wie Basalt, Kalkstein und Sandstein, sowie Lockergesteine,

die auf tonig-mergeligen Unterlagen ruhen, zu Instabilitäten neigen. Gleitflächen und Bruchkanten manifestieren sich hauptsächlich entlang von Lagerungs- und Schieferungsflächen, an Klüften und Störungsgebieten, aber auch in Verwitterungszonen. Zudem ist die Bedeutung quellfähiger Minerale zu unterstreichen, die durch ihre Volumenexpansion Druck innerhalb des Gesteinsgefüges erzeugen können.

Die Stabilität von Hängen und Böschungen wird stark von tiefgreifenden Verwitterungsprozessen beeinflusst (Prinz & Strauß, 2011). In Locker- und Festgesteinen führt fortgeschrittene Verwitterung zu einer Schwächung des Gesteinsverbands. Dies macht das Material anfälliger für Erosion, was wiederum zu Hangrutschungen führen kann.

Zu den geologischen Ursachen zählen wiederum durch tektonische Prozesse hervorgerufene seismische Aktivitäten. Laut Highland, L.M. & Bobrowsky, P. (2008) erhöhen Erdbeben in steilen, anfälligen Gebieten erheblich die Wahrscheinlichkeit von Erdrutschen. Dies kann durch Bodenerschütterungen, Verflüssigung anfälliger Sedimente oder durch die Ausdehnung von Bodenmaterial infolge eines Erdbebens erfolgen, was eine schnelle Wasserinfiltration ermöglicht.

#### 1.10.2.2 Hydrologische Ursachen

Bei der im Unterkapitel 1.10.2 erwähnten Unterscheidung von Marte (2016) zwischen Ursache und Auslöser werden Auslöser als natürliche oder vom Menschen verursachte Einflüsse, die letztendlich ein Rutschungsereignis begünstigen, beschrieben. Natürliche Auslöser könnten beispielsweise starke Niederschläge sein.

Die Sättigung von Hängen zählt zu den hauptsächlichsten Auslösern für Massenbewegungen. Diese Sättigung kann durch intensive Regenfälle, Schneeschmelze, oder Veränderungen des Grundwasserspiegels erfolgen. Erdrutsche und Überschwemmungen sind laut Highland, L.M. & Bobrowsky, P. (2008) eng miteinander verbunden, da beide auf Niederschlag, Abfluss und die Sättigung des Bodens durch Wasser zurückzuführen sind.

Laut Genske (2021) erzeugt der Eintrag von Wasser neben der Veränderung der hydraulischen Verhältnisse auch eine Veränderung des Bergwasserspiegels innerhalb einer Böschung. Hierdurch steigen der Poren- und Kluftwasserdruck an, wodurch sich die effektiven Spannungen beziehungsweise die Scherfestigkeit von Gleitflächen wiederum reduzieren. Eine Zunahme der Belastung durch Wassersättigung und den verstärkten Druck des Sickerwassers kann an Hängen mit einem Neigungswinkel größer als 35 Grad zum Versagen führen. Bei feinkörnigen Böden verringert ein erhöhter Porenwasserdruck den Scherwiderstand oder verstärkt die treibenden Kräfte (Prinz & Strauß, 2011).

### 1.10.2.3 Morphologische Ursachen

Übersteilte Hänge entstehen durch geologische Prozesse und Bewegungen des Untergrunds, wobei Wasser in den meisten Fällen die treibende Kraft ist. Die Strömung eines Gewässers reißt infolge ihrer Kraft einzelne Partikel des Bodens mit sich, was zu Erosion und der Vertiefung des Gewässers in den Untergrund führt. In extremen Fällen kann dies zu der Bildung großer Erosionsrinnen wie Canyons führen (Wietek, 2017). Die Entstehung des heutigen Landschaftsbildes wurde jedoch nicht nur durch Flüsse und Bäche geprägt, sondern auch durch Prozesse, die durch Gletscher verursacht wurden. Zu den glazialen Einflüssen zählen laut Genske (2021) unter anderem die Entstehung von U-Tälern sowie die Ablagerung von Grundmoränen und Endmoränen. Die steilen Hänge, die infolge des Gletscherrückganges entstanden sind, zeigen auch heute noch eine erhöhte Anfälligkeit für Rutschungen (Genske, 2021). Neben diesen natürlichen morphologischen Faktoren tragen auch menschliche Eingriffe, wie der Bau von Infrastruktureinrichtungen und die damit einhergehenden Be- und Entlastungen eines Hangs, zu Rutschungsereignissen bei, wie Prinz und Strauß (2011) feststellen. Alle genannten Aktivitäten bewirken eine Veränderung der Hanggeometrie. Dadurch erhöhen sich die Schubspannungen und die Scherfestigkeit nimmt beispielsweise entlang von Schieferungsflächen ab. Diese beiden Vorgänge haben äußerst nachteilige Auswirkungen auf das Gleichgewicht des Hanges (Prinz & Strauß, 2011).

## 2 Methodik

### 2.1 Auswertung vorhandener Literatur und Daten

Wichtige Grundlagen dieser Arbeit sind unter anderem vorhandene Literatur sowie die in Kapitel 1.2 dargelegte, von Tauber initiierte, aber nicht abgeschlossene Analyse der Massenbewegungen im hinteren Reitalmtal. Die Daten von Tauber wurden dem Institut für Tunnelbau und Felsmechanik der TU Graz übergeben. Die bereitgestellten Daten wurden gesichtet und, sofern möglich, ausgewertet, interpretiert und diskutiert. Leider war die Dokumentation einiger Teile der von Tauber durchgeführten Kartierung sowie der Laborversuche unvollständig, was zur Folge hatte, dass in vielen Bereichen eine Neubearbeitung notwendig war. Der Schwerpunkt der Literaturübersicht lag insbesondere auf dem Verhalten und den Einflussfaktoren von Massenbewegungen. Ebenso wurde die Literatur über das Arbeitsgebiet analysiert, das bereits Mitte des 20. Jahrhunderts kartiert wurde, um Einflüsse auf die Geomorphologie im Untersuchungsgebiet sowie die regionale Geologie und Tektonik des östlichen Tauernfensters zu erfassen.

### 2.2 Ingenieurgeologische Kartierung

Im Zuge der gegenständigen Arbeit wurde eine Feldkartierungskampagne, sowie eine zweite Begehung inklusive Probenentnahme durchgeführt. Die Kartierung des Gebietes fand von 18. Juli 2023 bis 21. Juli 2023 statt. Ziel war es einen Überblick des Untersuchungsgebietes zu erhalten und allem voran die geologischen, hydrologischen und geomorphologischen Bedingungen zu analysieren. Neben der Kartierung wurden auch die Landwirte, welche das Almgebiet im hinteren Reitalmtal bewirtschaften, befragt. Der Fokus der Befragung lag auf der Rekonstruktion der vergangenen Schadensereignisse. Die Kartierung selbst erfolgte unter Zuhilfenahme des Kartenmaterials der GeoSphere Austria. Dabei sind unter Anderem bereits ausgewertete Unterlagen, Karten sowie Dokumente im Gelände evaluiert worden. Die Gesteinsansprache im Feld wurde mithilfe eines Geologenhammers, sowie einer Geologenlupe durchgeführt. Hierbei sind makroskopisch der Mineralbestand, die Struktur und die Textur der Lithologien bestimmt worden. Die Orientierung der lithologischen Einheiten wurde mittels eines Geologenkompasses bestimmt.



### 2.2.1 Probenentnahme

Während der ingenieurgeologischen Kartierung sind für die geotechnische Analyse der Massenbewegungen relevante Probenentnahmepunkte lokalisiert worden. Dabei wurden spezifische Lithologien ausgewählt, die als kritisch in Bezug auf die Massenbewegungen angesehen werden. Wie in Abbildung 2.1 dargestellt, sind Proben sowohl im Bereich der relikten Massenbewegung am Rosskarkogel (P2) als auch in der Region der Hüttegalm (P1 & P3) entnommen worden.

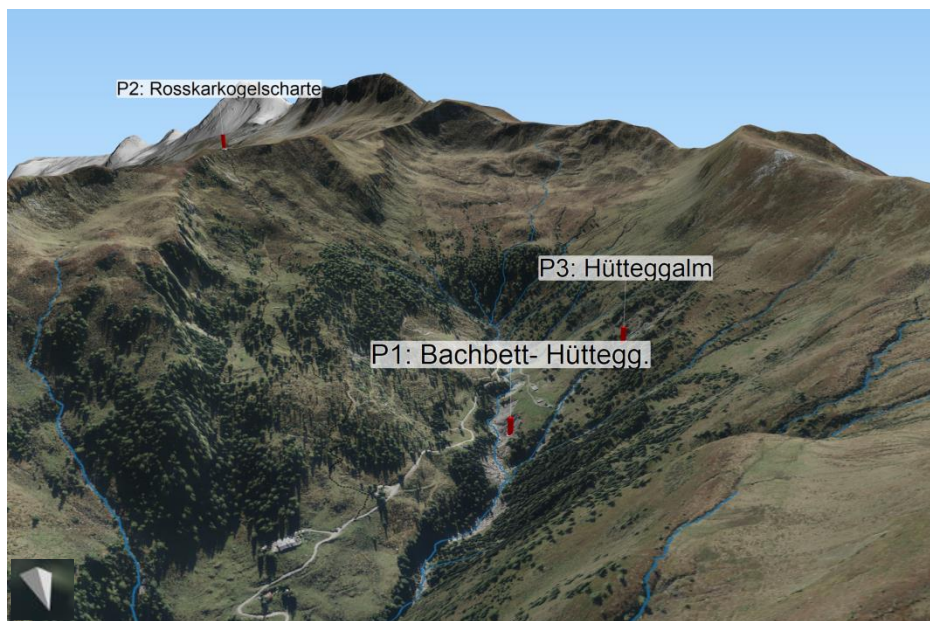


Abbildung 2.1: Übersicht der Probenentnahmestellen im Arbeitsgebiet

Die Probenahmestelle P1 am Fuße der Hüttegalm zeichnet sich durch dunklen Phyllit aus, welcher der Fusch-Formation zugeordnet wird. Bei dieser Lokalität wurden Handstücke zur Analyse der Mineralogie, sowie gestörte Kübelproben für Rahmenscherversuche entnommen.

Bei den Proben aus dem Bereich P3 handelt es sich um helle Phyllite der Brennkogel-Formation. Diese Phyllite sind im Hangenden zu den Füscher-Phylliten gelagert. Der untersuchte Aufschluss befindet sich 60 Höhenmeter oberhalb der Hüttegalm. Gemäß dem GEOFAST-Kartenblatt 155 - Bad Hofgastein der GeoSphere Austria verläuft in diesem Bereich eine Deckengrenze zwischen der Rauris- und der Flugkopf-Decke. Für die genaue Unterscheidung dieser Phyllite wurden neben der makroskopischen Ansprache durch Handstücke auch Proben für Glühverlust-Versuche entnommen.

Die Probenentnahmestelle P2 befindet sich im Bereich der Rosskarkogelscharte. In dieser Scharte ist die Aufschlusssituation überaus gut, sodass sowohl Proben von Talkschiefern und Phylliten für Rahmenscherversuche als auch Handstücke zur Beschreibung der Mineralogie entnommen werden konnten.



### 2.2.1 In-situ- Indexversuche

Im Zuge der Probenentnahme am 11. Oktober 2023 im Bereich des Aufschlusses P1, siehe Abbildung 2.1, wurden zudem In-situ-Indexversuche durchgeführt. Dazu gehörten sowohl Taschenpenetrometer- als auch Taschenflügel-Tests. Diese Indexversuche dienen der Vorerkundung und eignen sich zur Untersuchung bodenmechanischer Kennwerte von bindigen Böden im Feld. Mit dem Taschenpenetrometer konnten die einaxiale Druckfestigkeit und die undrainierte Scherfestigkeit an der Oberfläche des Aufschlusses ermittelt werden. Dabei wird die Festigkeit des Bodens bestimmt, indem das Penetrometer die Tiefe des Eindringens sowie die dafür notwendige Kraft misst. Diese Kraftmessung basiert auf einer Federkonstanten, deren Auswirkung auf die Messfeder durch die Position des Schlepprings angezeigt wird.

Die Scherfestigkeit von bindigen Böden kann effektiv im Feld mittels einer Flügelsonde untersucht werden. Diese Sonde setzt sich aus einem Stab zusammen, an dessen unterem Ende sich Flügel befinden. Beim Eindringen und Drehen der Sonde im Boden kommt es zum Abscheren des Materials zwischen den Flügeln der Sonde. Das hierbei entstehende Drehmoment steht in einem direkten proportionalen Verhältnis zur Scherfestigkeit des Bodens. Die Aufzeichnung des Drehwinkels gibt Aufschluss über das charakteristische Spannungs-Verformungsverhalten des Bodens (Genske, 2021).

## 2.3 Laboruntersuchungen

### 2.3.1 Mineralogische Gesteinsansprache

Im Rahmen der Kartierungsarbeiten, die in Kooperation mit Kienzl (2024) durchgeführt wurden, sind auch Handstücke von Lithologien gesammelt worden, die für die Massenbewegungen relevant sind. Darüber hinaus wurden Proben von Lithologien entnommen, bei denen die Gesteinsansprache im Gelände hinsichtlich ihrer Zugehörigkeit zu den jeweiligen tektonischen Decken unsicher war. Diese Gesteinsproben wurden bezüglich ihres Mineralgehalts, der mengenmäßigen Verteilung sowie Struktur und Textur analysiert. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen wurden mit den Beschreibungen aus der Literatur abgeglichen und gegebenenfalls in der geologischen Karte korrigiert.

### 2.3.2 Röntgendiffraktometrie

Im Rahmen der ingenieurgeologischen Kartierung, die im Kapitel 2.2 detailliert

beschrieben ist, wurden drei Probenentnahmestellen ausgewiesen. Für eine ausführliche makroskopische Analyse wurden sowohl umfangreiche Kübelproben als auch kleinere Handstücke entnommen. Während der Analyse dieser Proben traten einige Herausforderungen bei der Bestimmung der Lithologien auf. Insbesondere die Gesteine der Flugkopf, sowie Rauris-Decke wiesen einen hohen Zerlegungsgrad auf. Zudem waren einige Mineralphasen nur in Form von kleinen Einsprenglingen vorhanden, was ihre Identifizierung zusätzlich erschwerte. Um eine genauere Einsicht in die Mineralzusammensetzung zu gewinnen, wurden Röntgendiffraktionsanalysen durchgeführt. Diese Labormethode ermöglichte eine detailliertere Untersuchung der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteinsproben.

#### 2.3.2.1 Untersuchungsprinzip

Die Röntgendiffraktometeranalyse, auch als XRD bezeichnet, basiert auf dem Prinzip der Beugung und Reflexion von Röntgenstrahlen an den Netzebenen von Kristallen. Hierbei müssen die Gitterabstände im Bereich der Wellenlänge der Röntgenstrahlung liegen. Die Röntgenstrahlen werden gebeugt und reflektiert, wenn ihre Wellenlänge mit den kleinen Gitterabständen der Kristalle übereinstimmt. Die Reflexion erfolgt dabei nur unter bestimmten Winkeln, die von der Wellenlänge der Strahlung und dem Abstand der Netzebenen abhängen. Dies wird durch die Bragg'sche Gleichung beschrieben. Bei der Analyse wird ein Kristall im Röntgenstrahl gedreht, wobei bei bestimmten Winkelstellungen Reflexionen auftreten, welche infolge gemessen werden können. Diese Messungen erlauben Rückschlüsse auf die Netzebenenabstände und somit auf die Kristallstruktur. Die Abstände der Netzebenen (d-Werte) sind für alle Minerale charakteristisch. Die entsprechenden Daten befinden sich in einer Datenbank und werden mittels Computerprogrammen analysiert. Für die Auswertungen in dieser Arbeit kam die Software SmartLab Studio Version v4.4.241.0 zum Einsatz, die für das benutzte Röntgenpulverdiffraktometer von SmartLab entwickelt wurde. Der Nachweis der reflektierten Röntgenstrahlen erfolgt entweder mit Zählrohren oder Filmen (Markl, 2015). Für die Analyse der Gesteinsproben wurde die Pulverdiffraktometrie eingesetzt. Zunächst werden hierbei Proben mit einem Mörser zu feinem Pulver zermahlen. Das Pulver erfüllt aufgrund seiner zufälligen Anordnung eine Vielzahl der Bragg-Bedingungen, was wiederum die Analyse erleichtert. Neben der Pulverdiffraktometrie ist auch die Vierkreisdiffraktometrie eine häufig verwendete Methode. Bei dieser Technik wird ein einzelner Kristall in verschiedene Raumrichtungen gedreht. Beide Methoden sind effektiv, um die Netzebenenabstände in Kristallen zu messen (Markl, 2015).

### 2.3.2.2 Rietveld- Methode

Für die Quantifizierung des Mineralbestands wurde die Rietveld-Methode angewendet. Die Auswertung erfolgte dabei computergestützt durch das SmartLab Studio, eine Software für das verwendete Rigaku- Röntgenpulverdiffraktometer. Die Methodik stützt sich auf die Angleichung eines theoretischen an ein tatsächlich gemessenes Diffraktogramm. Ein iterativer Prozess ermöglicht die Annäherung diverser Strukturparameter, wie die Positionen der Atome, Anteile verschiedener Phasen und die Abmessungen der Gitterstrukturen. Die Rietveld-Methode nutzt die gesamte verfügbare Beugungsinformation der Probe, um die bestmögliche Übereinstimmung zwischen dem gemessenen und dem berechneten Spektrum zu erreichen, wodurch eine detaillierte Charakterisierung der kristallinen Phasen einer Probe ermöglicht wird. Die Fehlerschwankungsbreite wird bei den Ergebnissen in der Auswertung angegeben (Westphal, 2007).

### 2.3.3 Glühverlust

Im Rahmen der Laboruntersuchungen wurden Glühverlustversuche durchgeführt, um die chemischen Eigenschaften der Phyllite der Fuscher- und Brennkogelformation (P1 & P3), im Hinblick auf den Kohlenstoffgehalt zu analysieren. Die durchgeführten Versuche hatten mehrere Ziele, wobei ein Wesentliches die Differenzierung zwischen den phyllitischen Lithologien der Fuscher- und Brennkogelformationen war. Zusätzlich war die Quantifizierung des Kohlenstoffgehalts, der spezifisch als Graphit in den Phylliten vorkommt, von großer Bedeutung. Die genaue Bestimmung des Graphitgehalts ist essenziell, da Graphit die Scherfestigkeit des Gesteins verringern kann. Es war daher von entscheidender Bedeutung festzustellen, ob der prozentuale Graphitanteil ausreichend hoch ist, um die Tendenz zur Ablösung des Gesteins signifikant zu beeinflussen.

Laut Döpke (2004) erfolgt die Unterteilung des Kohlenstoffgehalts in Böden und Sedimenten generell in eine organische sowie eine anorganische Komponente. Üblicherweise erfolgt die Angabe dieses Gehalts in Prozent der Trockenmasse, gemessen als Anteil des Gesamtgewichts (Döpke, 2004).

#### 2.3.3.1 Versuchsdurchführung

Zur Ermittlung des Gehalts an organischem Kohlenstoff in den Proben erfolgte die Bestimmung des Glühverlustes bis zu einer Temperatur von 550 Grad Celsius,

entsprechend der ÖNORM L 1079:2008. Die Laborarbeiten erfolgten dabei am 19. Oktober 2023. Die Bestimmung des Glühverlusts beginnt mit der vollständigen Trocknung des Probenmaterials bei 105°C im Trockenofen. Danach wurden die zerkleinerten Proben mit einer Feinwaage in Glühtiegel abgewogen. Für diese Versuchsserie wurden pro Tiegel etwa 10 g an Probenmasse genutzt. Zusätzlich wird auch die Leermasse der Tiegel erfasst. Anschließend wurden die zwölf Porzellantiegel vier Stunden bei 550 °C ± 25 °C im Muffelofen geglüht und danach erneut gewogen. Nach dem Glühprozess wurden die Tiegel zur Abkühlung in einen Exsikkator gestellt. Sobald diese ausreichend abgekühlt waren, erfolgte eine erneute Gewichtsmessung der Proben. Der Glühverlust wurde anhand dieser Gewichtsveränderungen unter Zuhilfenahme der Formel 2.1 berechnet.

$$\text{Masse\%Glühverlust} = \frac{\text{Glühverlust}}{\text{Einwaage}} * 100 \quad (2.1)$$

### 2.3.4 Rahmenscherversuch

Neben der petrologischen und mineralogischen Untersuchung der Lithologien wurden auch boden- und felsmechanische Kennwerte ermittelt. Hierbei wurden Phyllite, die der Fusch-Formation zugeordnet werden, im Bereich der Hüttegalm sowie Talkschieferproben einer Scherzone aus der Rosskarkogelscharte entnommen. Mit diesen Proben wurde ein Rahmenscherversuch durchgeführt. Die Ermittlung der bodenmechanischen Kennwerte, wie der Kohäsion  $c$  und des Reibungswinkels  $\phi$ , liefert wichtige Einblicke in die mechanischen Eigenschaften der untersuchten Lithologien. Diese sind für das in der vorliegenden Arbeit erstellte geotechnische Modell essentiell.

#### 2.3.4.1 Versuchsdurchführung

Bei den durchgeführten Versuchen handelte es sich um kleine Rahmenscherversuche, welche nach Ö-Norm EN 17892-10 durchgeführt wurden. Diese Tests benötigen weniger Material, wobei die entnommenen Proben zunächst auf eine maximale Korngröße von 4 mm gesiebt wurden. Generell wird im Direkt- oder Rahmenscherversuch laut Prinz und Strauß (2011) eine Bodenprobe innerhalb eines quadratischen Rahmens positioniert, der zwischen gezahnten Filtersteinen angeordnet ist. Die analysierten Proben wurden im Gelände im gestörten Zustand entnommen. Der in Abbildung 2.2 gezeigte Versuchsaufbau nach Boley (2019) ermöglicht eine theoretische Simulation von In-situ-Bedingungen.

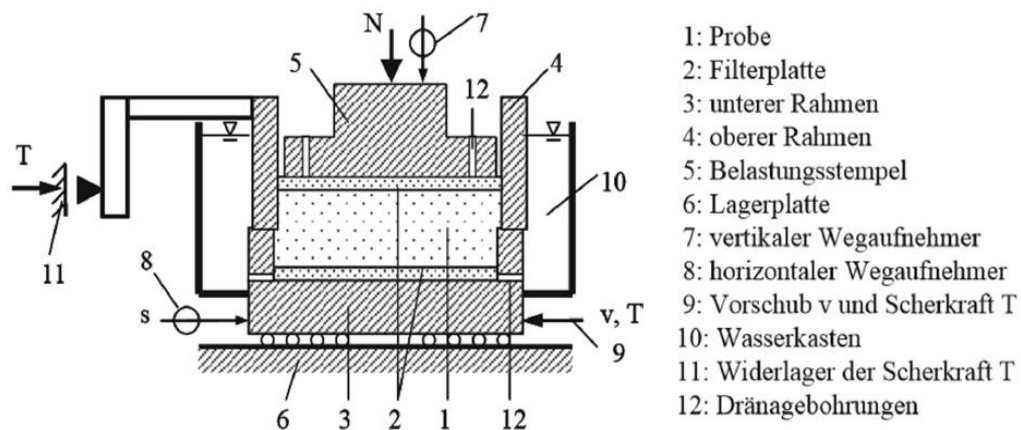


Abbildung 2.2: Schematischer Aufbau einer Scherbox (Boley, 2019).

Nach der Phase der Konsolidation wird die Probe auf einer künstlich erzeugten horizontalen Scherfläche abgescher. Während des Versuchs erfolgt die Konsolidierung der Probe unter einer genau definierten Normalspannung, wobei eine laterale Ausdehnung unterbunden wird. Je nach Beschaffenheit des Bodens wird das Abschern, laut Prinz und Strauß (2011), mit einer festgelegten Geschwindigkeit durchgeführt. Diese beträgt bei bindigen Böden zwischen 0,01 und 0,03 mm/min und kann bei kohäsionslose Böden bis zu 0,5 mm/min erreichen. Während des Versuchs erfolgt keine Messung des Porenwasserdrucks. Jedoch führt der langsame Abschervorgang dazu, dass sich potenziell aufbauender Porendruck durch Entwässerung verringert, wodurch die effektiven Spannungen den Normalspannungen  $\sigma$  gleichgesetzt werden können (Prinz & Strauß, 2011).

Im Rahmen der Evaluierung der Rahmenscherversuche analysiert man das Verhältnis von Scherkraft zu Verschiebung, um die Scherspannung  $\tau$  in Relation zum Scherweg oder zur Restscherfläche bei einem Bruch zu ermitteln. Die Ergebnisse dieser Tests werden in einem  $\tau/\sigma$ -Diagramm dargestellt und beziehen sich auf die entsprechende Normalspannung. Die Bestimmung der Restscherfestigkeit erfolgt durch wiederholte Richtungswechsel der Belastung im Rahmen des Versuchs (Prinz & Strauß, 2011).

## 2.4 Methodik zur Analyse der Orthofotos

Ein wesentlicher Teil der vorliegenden Arbeit befasst sich mit der Charakterisierung der aktiven Massenbewegung der Hüttegalm. Der Fokus hierbei liegt in der Abschätzung der Bewegungsrate der Massenbewegung, sowie in der Analyse der Versagensursache.

Darüber hinaus soll das Einwirken der umliegenden Bachläufe und die damit einhergehende Erosion untersucht werden. Eine naheliegende Technik für diese Aufgabenstellungen sind Fernerkundungsmethoden. Das Land Salzburg, ein Kooperationspartner dieser Arbeit, realisiert hierzu eine Reihe von flächendeckenden Fernerkundungsprogramme. Das Referat für Geodateninfrastruktur führt seit 2002 Befliegungen im 3- Jahres- Zyklus durch und erstellt vom Landesgebiet Salzburg hochaufgelöste Orthofotos. Der zur Verfügung gestellte Datensatz beinhaltet acht Orthofotos aus dem Zeitraum 1953 bis 2021. Die bereitgestellten Orthofotos samt Auflösung können der Tabelle 2.1 entnommen werden. Alle Daten wurden im Koordinatensystem MGI M31 georeferenziert.

Tabelle 2.1: Liste der vom Referat für Geodateninfrastruktur bereitgestellten Orthofotos.

Aufnahme Jahr	Auflösung	Aufnahmeart
1953	nicht bekannt	SW
1992	0.5m	SW
2003	0.25m	Farbe
2009	0,25m	Farbe
2012	0,2- 0,25m	Farbe
2015	0,2- 0,25m	Farbe
2018	0,2- 0,25m	Farbe
2021	0,2- 0,25m	Farbe

## 2.5 Untersuchung der Bewegungsrate

Die Analyse der Bewegungsrate und -richtung einer Massenbewegung spielt eine zentrale Rolle bei der Identifizierung des Versagenstypus sowie bei der Bewertung potenzieller Sanierungsstrategien. Im Fall der aktiven Massenbewegung der Hüttegalm wurde ein Python Script, welches von Matthias Hausleber BSc entwickelt wurde, herangezogen, um die vom Land Salzburg bereitgestellten Orthofotos zu analysieren. Der verwendete Code wurde ursprünglich für die Verarbeitung von Laserscans konzipiert und musste daher für die Anwendung auf Orthofotos entsprechend angepasst werden. Die einzelnen Bilder wurden im Vorhinein mittels „QGIS“, Version 3.18.3 „Zürich“ auf die Größe des Untersuchungsgebiets zugeschnitten, sowie demselben Koordinatensystem zugewiesen. Die Methodik beruht auf dem Python-Paket Pytrack von Tortora et al. (2022). Auf dieser Basis werden Schlüsselpunkte zwischen Referenz- und Zielbild verfolgt. Die zu

vergleichenden Orthofotos müssen dabei dieselbe Auflösung besitzen. Die einzelnen Pixel weisen somit eine feste Größe auf, beispielsweise besitzt das Orthofoto aus dem Jahr 2009 eine Auflösung von 0,25m. Diese Auflösung entspricht einer Pixelgröße von 25 x 25cm. Das Python Programm erstellt durch maschinelles Lernen eine Punktwolke der einzelnen Pixel und detektiert Keypoints (Hausleber, 2024). Das sind kleine diskrete Regionen des Bildes, die im Referenzbild lokalisiert und im Zielbild getracked bzw. lokalisiert werden. Wie in Abbildung 2.3 ersichtlich werden die Keypoints verfolgt und mithilfe eines Vektorpfeils die stattgefundenene Bewegung visualisiert. Die Orientierung des Pfeiles gibt dabei die Bewegungsrichtung der Massenbewegung wieder. Die Länge des Vektorpfeils repräsentiert wiederum den Versatz der Bewegung. Diese Art der Visualisierung ermöglicht eine intuitive Interpretation der Hangbewegung über die Zeit.

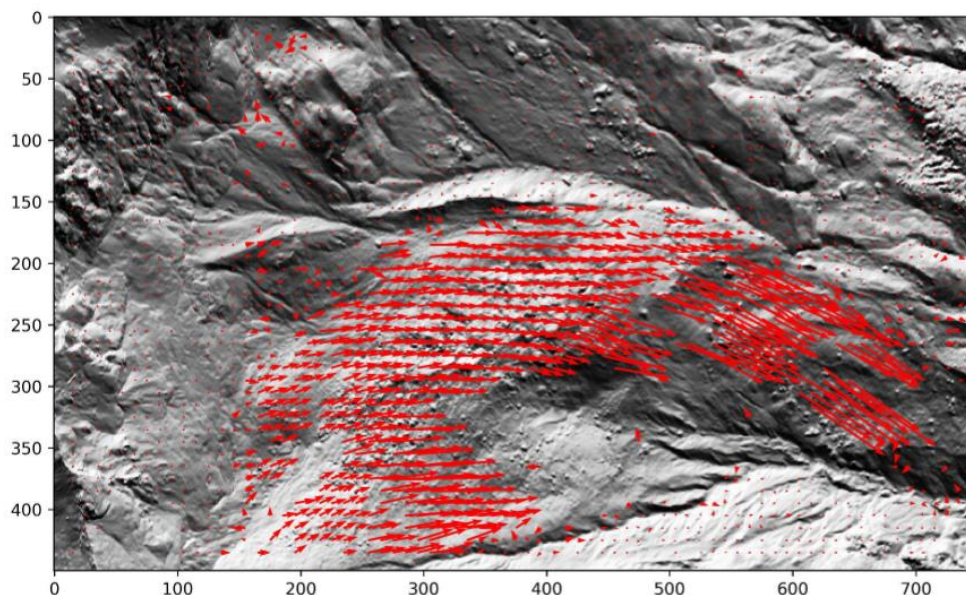


Abbildung 2.3: Digitales Höhenmodell des Tehoro-Erdrutsches in Neuseeland: Die Vektorpfeile zeigen Richtung und Größe der Bewegung an (Hausleber, 2024).

## 2.6 Untersuchung der Bewegungsrate mittels S.A.R.

Die im Abschnitt 2.5 beschriebene Methode, welche Orthofotos zur Bestimmung der Bewegungsrate heranzieht, ist auf eine untere Erfassungsgrenze von 25 cm limitiert. Daher kam ergänzend eine Methode mit höherer Auflösung zum Einsatz. Die Analyse mittels S.A.R. ermöglicht die Detektion von Deformationen im Millimeterbereich. Zudem bietet der Einsatz einer ergänzenden Methodik die Möglichkeit, die durch die Orthofotoanalyse gewonnenen Ergebnisse zu validieren.

Die untersuchten SAR-Daten wurden vom TerraSAR-X bezogen, dem ersten nationalen Fernerkundungssatelliten Deutschlands (Reinke & Werninghaus, 2009). Die verwendeten Daten wurden vom Land Salzburg, beziehungsweise vom Landesgeologen HR Mag. Gerald Valentin, zur Verfügung gestellt. Zum Vergleich der TerraSAR-X Daten wurden auch Daten von Sentinel-1-Satelliten, die im Zuge des Interreg-Projektes „SedInOut“ ausgewertet worden sind, verwendet. Diese Daten wurden dem SAGIS (Salzburger Geographisches Informationssystem) und der integrierten INSAR-Datenbank entnommen. Die TerraSAR-X-Daten wurden anschließend mit „QGIS“, Version 3.18.3 „Zürich“ visualisiert und die Bewegungsraten analysiert.

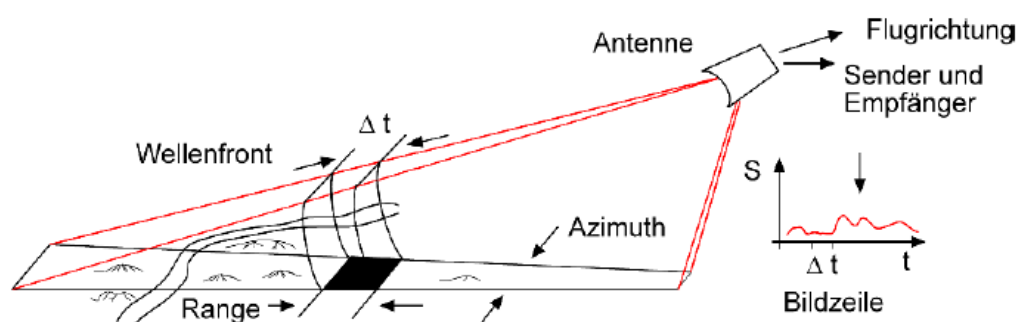


Abbildung 2.4: Schematische Darstellung des Prinzips von Radarsystemen (Lange, 2023).

Das Akronym „Radar“ steht für „Radio Detection And Ranging“ und verdeutlicht bereits sehr präzise das Funktionsprinzip dieser Sensortechnologie. Wie in Abbildung 2.4 schematisch dargestellt, sendet ein Radar Mikrowellensignale aus, die von Objekten reflektiert und vom selben Sensor wieder empfangen werden (Lange, 2023). Es werden dabei die Intensität, die Zeitdauer bis zur Rückkehr des Signals und die Phasenverschiebung gemessen und dadurch kann die Entfernung und Position des Objekts bestimmt werden. Das Synthetische Apertur Radar (SAR) verbessert die Auflösung entlang der Flugrichtung durch zeitliche Integration der zurückgestreuten Signale, wodurch die Antennengröße für die Auflösung in Azimutrichtung irrelevant wird (Gutjahr et al., 2021). Im Gegensatz zu passiven optischen Systemen, die wetterabhängig sind und nur bei klarer Atmosphäre verwendbare Daten liefern können, da sie Wolken und Trübungen nicht durchdringen, lassen Mikro- oder Radiowellen, die in der Radar-Fernerkundung genutzt werden, solche Trübungen zu (Lange, 2020).

Obwohl Wolken und fehlendes Tageslicht die SAR-Analyse nicht beeinträchtigen, gibt es Faktoren, die die Ergebnisse verfälschen oder beeinflussen können. Ein entscheidender Aspekt ist beispielsweise die dielektrische Eigenschaft von Objekten, gemessen an der komplexen Dielektrizitätskonstante. Diese variiert je nach Material und



Feuchtigkeitsgehalt erheblich, was besonders in vegetationsreichen Almgebieten zu beachten ist. Die Rückstrahlung unterscheidet sich unter trockenen und feuchten Bedingungen merklich. Radarwellen dringen je nach Polarisierung und Wellenlänge unterschiedlich in Vegetation ein, wobei längere Wellenlängen tiefer eindringen können als kürzere (Hörmann, 2011).

## 2.7 Analyse der Erosionsrate

Die Neigung eines Gebiets zur Erosion wird hauptsächlich durch die natürlichen Gegebenheiten bestimmt, insbesondere durch hydrogeologische, orographische und hydrologische Landschaftsfaktoren. Diese Elemente, in Kombination mit tektonischen Prozessen und der Wirkung von Gletschern, haben zur gegenwärtigen Formgebung der Oberfläche beigetragen (Aulitzky, 1986). Die Entstehung natürlicher Böschungen erfolgt aufgrund von Bewegungen im Untergrund, wobei in den meisten Fällen Wasser der maßgebliche Auslöser für die Bildung von Böschungen an der Erdoberfläche ist (Wietek, 2017). Abbildung 2.5 zeigt die Hütteggalm und die umliegenden Gebirgsbäche, welche die charakteristische Zunge der Alm erodierten.

In seiner Analyse zur geologischen Karte von Bad Gastein stellte Exner (1957) fest, dass die Erosion durch Flüsse in den Talablagerungen des kartierten Bereichs über die vergangenen Jahrtausende hinweg offensichtlich nur eine untergeordnete Rolle spielte. Diese Aktivität dürfte jedoch in den letzten Jahrzehnten im Reitalmtal zugenommen haben. Die lokalen Bauern, welche die Alm bewirtschaften, bestätigen diese These. Die Landwirte berichteten, dass in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts ein Überqueren des Reitalmbachs hin zur Hütteggalm noch problemlos möglich war. Die Quantifizierung der Erosionsrate der Bäche im Reitalmtal ist unerlässlich, um ein Verständnis der Versagensmechanismen der aktiven Rutschung an der Hütteggalm zu erhalten. So beschreibt Genske (2021), dass Erosionsvorgänge am unteren Teil eines Hangs direkt Einfluss auf die Standfestigkeit der Böschung oder des Berghangs nehmen und in extremen Fällen ein Versagen des Hangs bewirken können.



Abbildung 2.5: Übersicht über die Hüttegalm und die umliegenden Bachläufen (Reitalmbach befindet sich im Talboden).

Um die Erosionsrate an den Böschungen der Hüttegalm zu ermitteln, wurden die Orthofotos, welche im Abschnitt 2.4 beschrieben worden sind, analysiert. Dazu wurde die Almfläche mit Hilfe der Orthofotos aus verschiedenen Zeiträumen in ihrem fortlaufenden Transformationsprozess vermessen. Hierdurch konnte die Erosionsrate ermittelt, aber auch Bereiche mit besonders starker Erosion identifiziert werden.

Neben der Vermessung der reinen Erosion und dem damit verbunden Flächenverlust, wurde auch das Einzugsgebiet der im Talkessel befindlichen Wildbäche mithilfe der Orthofotos analysiert. Hier wurde besonders auf die Bewaldung im Einzugsgebiet des Reitalmbachs, welcher sich im Talboden des Reitalmtals befindet, geachtet. Dies wird in Abbildung 2.5 dargestellt. Denn die Vegetationsbedeckung stellt laut Aulitzky (1986) den variablen und zugleich den anthropogen beeinflussbaren Teil des Erosionspotentials dar. Hierdurch kann die Erosionsneigung eines Gebietes graduell gesteuert werden.



### 3 Ergebnisse und Auswertung

#### 3.1 Geologie des Arbeitsgebiets

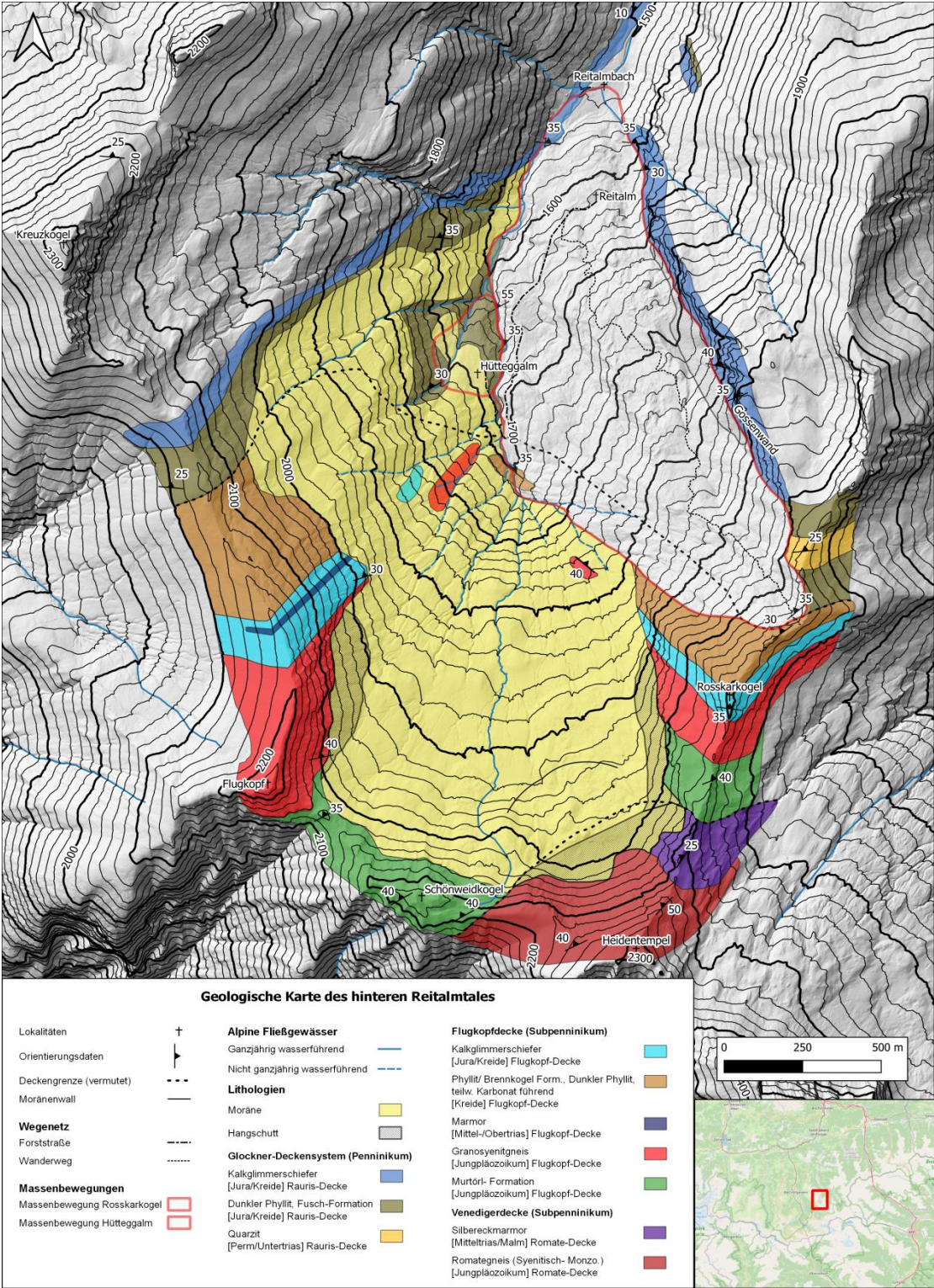


Abbildung 3.1: Geologische Karte des hinteren Reitalmtals im Maßstab: 1:10000

### 3.1.1 Beschreibung der geologischen Karte

Die Abbildung 3.1 zeigt die geologische Karte des hinteren Reitalmtals. Die Daten hierzu stammen aus der ingenieurgeologischen Kartierung, die in Zusammenarbeit mit Kienzl (2024) durchgeführt wurde. Die geologische Karte wurde mittels „QGIS“, Version 3.18.3 „Zürich“ (QGIS Development Team, 2021) erstellt. Den einzelnen Shapefiles, wie beispielsweise den Lithologien, liegt ein Hillshade zugrunde, welches die Geländemorphologie visualisiert. Durch das Hillshade, im Deutschen Schummerung genannt, werden beispielsweise die Entwässerungsgräben im Bereich der Moränenablagerungen deutlich sichtbar. Zur besseren Orientierung wurden Höhengichtlinien eingefügt. Die einzelnen Deckengrenzen sowie die zugehörigen Lithologien können der Legende entnommen werden. Die Fallzeichen und die dazugehörigen Einfallswinkel sind in der geologischen Karte dargestellt. Die geringe Anzahl an Fallzeichen im zentralen Bereich der Abbildung 3.1 lässt sich darauf zurückführen, dass sich die meisten Aufschlüsse auf den Kämmen rund um den Talboden befinden. Zusätzliche Faktoren für die limitierte Anzahl an Aufschlüssen sind die Vegetation sowie die glaziale Überprägung des Tales. Des Weiteren wirkt sich die geringe Anzahl an Forststraßen und Wanderwegen negativ auf die Aufschlusssituation aus.

Die nachstehende Liste (Kap. 3.1.1.1 bis Kap. 3.1.1.3) bietet einen umfassenden Einblick in die mineralogischen Charakteristika der zentralen Lithologien, die in den als Massenbewegung ausgewiesenen Bereichen der geologischen Karte in Abbildung 3.1 vorherrschend sind. Für jede Lithologie erfolgt eine Beschreibung ihrer mineralogischen Zusammensetzung sowie ihrer strukturellen Charakteristika, einschließlich Zerlegungsgrad, Struktur und Verwitterungsgrad.

#### 3.1.1.1 Fuscher- Phyllit

Der Phyllit der Fusch-Formation tritt nicht nur im reaktivierten Bereich der Massenbewegung der Hüttegalm auf, sondern bildet auch einen Großteil des Ablagerungsmaterials der relikten Massenbewegung des Rosskarkogels. In älteren Quellen wurde dieser Phyllit aufgrund seiner charakteristischen Färbung, unter anderem von Exner (1951), auch als Schwarzphyllit bezeichnet. Die von Peer und Zimmer (1980) erläuterten Merkmale des Phyllits, insbesondere seine dunkle Färbung, die feine Schieferung, welche mehrere Zentimeter bis wenige Millimeter beträgt, und seine Eigenschaft, graphitisch abzufärben, wurden im Gelände bestätigt. Dieser Phyllit wird in Abbildung 3.2 gezeigt. Ebenfalls charakteristisch für den Fuscher-Phyllit im Reitalmtal ist der erhöhte Quarzgehalt, der sich in bis zu mehrere Zentimeter mächtigen Quarzlagen



äußert. Zudem zeichnet sich der Phyllit der Fusch-Formation durch einen hohen Anteil an Glimmer, insbesondere Muskovit und Biotit, aus. Stellenweise ließ sich durch die Anwendung von Salzsäure eine Reaktion im Gelände beobachten, was auf das örtliche Vorhandensein von Karbonaten hinweist. Der Verwitterungsgrad der Fuscher-Phyllite ist sowohl im Bereich der Hüttegalm als auch im Bereich der relikten Massenbewegung des Rosskarkogels äußerst hoch. Dies könnte möglicherweise auf eine frühere Mobilisierung hindeuten.



Abbildung 3.2: Fuscher-Phyllit im Bereich der Hüttegalm.

#### 3.1.1.2 Brennkogel- Phyllit

Der Brennkogel-Phyllit, welcher der Flugkopfdecke zugeordnet wird, liegt stratigraphisch unterhalb der zuvor beschriebenen Fuscher-Phyllite und ist stellenweise oberhalb der Hüttegalm aufgeschlossen. Abbildung 3.3 veranschaulicht einen dieser Aufschlüsse, der westlich der reaktivierten Massenbewegung der Hüttegalm liegt. Charakteristisch für diesen Phyllit ist seine ausgeprägte Scherung und feine Schieferung. Die mineralogische Zusammensetzung umfasst vorwiegend Glimmer, Quarz und vereinzelt Karbonate. Im Gegensatz zu den Fuscher-Phylliten, bei denen Quarz oft in mächtigen Schichten und Bänken vorkommt, tritt der Quarz im Brennkogel-Phyllit in Form von Blasten auf und ist örtlich in dünne Lagen innerhalb der Schieferung eingebettet. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal der Brennkogel-Phyllite im Vergleich zu den Fuscher-Phylliten ist ihre bräunliche Färbung. Zudem wurde im Gelände keine graphitische Abfärbung bei den Brennkogel-Phylliten festgestellt.



Abbildung 3.3: Phyllit der Brennkogel-Formation, westlich der Hüttegalm.

#### 3.1.1.3 Kalkglimmerschiefer

Die Kalkglimmerschiefer der Rauris-Decke liegen in unmittelbarer Nähe zur relikten Massenbewegung am Rosskarkogel. Die Gössenwand, die hauptsächlich aus Kalkglimmerschiefer besteht, markiert, wie in Abbildung 3.4 dargestellt, den östlichen Rand der Massenbewegung. Die bis zu 60 Meter hohe Gössenwand zeigt eine große Varietät in den Kalkglimmerschiefern. An einigen Stellen sind die Karbonatlagen so ausgeprägt, dass sie an Marmor erinnern. Zudem zeichnen sich die Kalkschichten durch eine bläulich schimmernde Verwitterung aus. Das Vorhandensein von Karbonaten im Gelände kann klar identifiziert werden, da die verwitterten Oberflächen der Aufschlüsse durch die Auflösung des Kalzits gelegentlich Sigmaablasten bestehend aus Quarz freilegen. Diese Blasten sprechen für eine ausgeprägte Tektonik im Arbeitsgebiet. Die frischen Bruchflächen des Kalkglimmerschiefers weisen eine graue bis graublaue Färbung auf, wie unter anderem von Pestal (2009) dargestellt. Neben Kalzit enthält die Mineralogie der Kalkglimmerschiefer der Raurisdecke hauptsächlich Glimmer, insbesondere in Form von Muskovit und Biotit, sowie Quarz und vereinzelt Granate.





Abbildung 3.4: Kalkglimmerschiefer-Aufschluss im Bereich der Gössenwand.

### 3.1.2 Im Arbeitsgebiet befindliche Deckengrenzen und Störungen

Die in der Abbildung 3.1 enthaltenen sowie im Kapitel 1.7 beschriebenen tektonischen Decken zeigen ein ähnliches Einfallen. Die einzelnen Decken, von Nord nach Süd aufgelistet, sind die Flugkopfdecke mit einem durchschnittlichen Einfallen von 353/33, die Rauris-Decke mit 347/30 und die Romate-Decke mit 317/52. Es ist hervorzuheben, dass die Einheiten der Romate-Decke einen vergleichsweise steileren Einfallwinkel aufweisen. Dieses Einfallen könnte auf die Spaltenintrusion zurückgeführt werden, die Exner (1957) erläuterte und die in Kapitel 1.7.2.1.1 ausführlich beschrieben wird. Das Streichen verläuft jedoch ebenfalls, wie bei den anderen Decken, von Südwest nach Nordost.

#### 3.1.2.1 Deckengrenze zwischen Rauris- und Flugkopfdecke

Der Verlauf der Deckengrenze zwischen der zur penninischen Glockner-Decke gehörenden Rauris-Decke und der zum Subpenninikum zählenden Flugkopfdecke ist in Abbildung 3.1 dargestellt. Diese Deckengrenze durchschneidet das Untersuchungsgebiet von West nach Ost und verläuft am Fuß des Kreuzkogels entlang in einem Bogen zur Hütteggalm und zieht sich von dort weiter zur Rosskarkogelscharte. Die mit dieser Deckengrenze verbundenen tektonischen Eigenschaften führen im Bereich der Rosskarkogelscharte zu besonderen geologischen Merkmalen, einschließlich Störungen. Die gut zugänglichen tektonischen Merkmale in der Rosskarkogelscharte ermöglichen eine detaillierte Rekonstruktion der relikten Massenbewegungen am Rosskarkogel. Wie

Abbildung 3.5 zeigt, befindet sich in der Scharte eine planare Fläche, die mit 320/35 einfällt. Der in der Abbildung 3.5 dargestellte Pfeil weist auf die Versagensrichtung hin, die nach Nordwesten einfällt. Diese Fläche wurde gemeinsam mit dem Salzburger Landesgeologen Hofrat Mag. Gerald Valentin als Gleitfläche identifiziert. Auf dieser Fläche lagen die Phyllite der Fuschformation, die Exner (1957) beschrieb und die unter Wahrung des Schichtverbandes abrutschten. In der rechten Aufnahme in Abbildung 3.5 ist eine Störungszone zu sehen, in der kakiritische Talkschiefer dominieren. Diese Zone grenzt direkt an die abgerutschten Füscher-Phyllite an. Der Talkschiefer wurde jedoch aufgrund seiner geringen Ausdehnung nicht in die geologische Karte aufgenommen. Die Paragenese von Talkschiefern ist durch die Deckengrenze, die damit einhergehende Störung und die daraus resultierende Leukophyllitisierung erklärbar. Dieser Prozess beinhaltet laut Prochaska (1985) eine Gesteinsmetamorphose durch hydrothermale Fluide, die zu Magnesiumanreicherung und einem Verlust anderer Elemente führen. Der Talkschiefer wurde somit in der Störungszone durch die Einwirkung von Fluiden auf magnesiumhaltige Lithologien, wie etwa Chlorit, gebildet.



Abbildung 3.5: Die linke Abbildung zeigt die in der Rosskarkogelscharte befindliche Gleitebene (der rote Pfeil zeigt die Versagensrichtung in Richtung NW an). Die rechte Abbildung zeigt die in der Scharte befindliche, aus Talkschiefer bestehende Störungszone.

Während der ingenieurgeologischen Kartierung wurde der Lage der Deckengrenze zwischen der Rauris- und Flugkopfdecke besondere Aufmerksamkeit gewidmet, die sowohl durch das Gebiet der relikten Massenbewegung als auch durch den reaktivierten Bereich der Hüttegalm verläuft. Um den geologischen und tektonischen Aufbau der Hüttegalm besser zu verstehen, erstellte Kienzl (2024) einen Profilschnitt für das reaktivierte Gebiet der Hüttegalm.

Der Profilschnitt aus Abbildung 3.6 veranschaulicht den Querschnitt durch den



reaktivierten Bereich der Hütteggalm. Er beginnt im Hang oberhalb der Alm im Südwesten und endet beim Reitalmgraben im Nordosten. Sichtbar sind die hellen Phyllite der Brennkogel-Formation und die darüber befindlichen dunklen Phyllite der Fusch-Formation, getrennt durch die Deckengrenze zwischen der Flugkopf- und der Rauris-Decke. Obwohl während der Kartierung eine räumliche Abgrenzung der Deckengrenze vorgenommen wurde, bleibt ihre präzise Positionierung unbestimmt. Dies ist auf die dichte Vegetation, das Vorhandensein von Moränenmaterial und die daraus resultierende geringe Anzahl an Aufschlüssen zurückzuführen. Der Schnitt zeigt zudem die Lage der Gebäude der Hütteggalm, die sich im mittleren, verebneten Bereich des Schnitts befinden und auf dem Phyllit der Fusch-Formation stehen. Weiterhin ist im nordöstlichen Teil der Reitalmbach zu sehen, der die die Alm begrenzende Böschung erodiert.

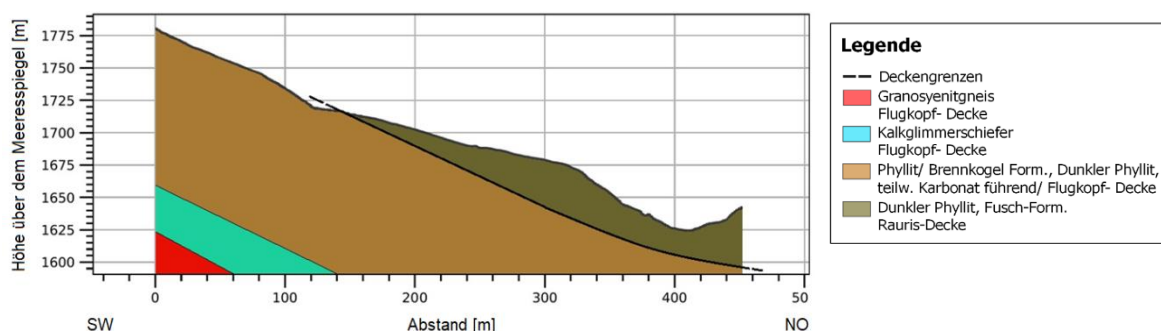


Abbildung 3.6: Profilschnitt, der den reaktivierten Bereich der Hütteggalm bis zum Reitalmgraben abbildet, und unter Verwendung der geologischen Karte des hinteren Reitalmtals erstellt wurde, einschließlich einer dazugehörigen Legende (Kienzl 2024).

### 3.1.2.2 Deckengrenze zwischen Flugkopf- und Romatedecke

Gemäß der Kartierung und des Geofast Kartenblatts 155 Bad Hofgastein verläuft die Deckengrenze zwischen der Flugkopf- und Romate-Decke im Bereich des Heidentempels. Diese Grenze verläuft, wie in Abbildung 3.1 dargestellt, zwischen dem Schönweidkogel und dem Rosskarkogel. Die Abbildung 3.7 bietet einen Blick nach Norden auf den Rosskarkogel und den Kamm zwischen Rosskarkogel und Heidentempel. Die Nordwestflanke des Heidentempels mit den charakteristischen Romate-Gneisplatten ist ebenfalls zu sehen. In dem darunter liegenden Bereich befindet sich ein Moränenwall aus der Eisrückzugsphase. Diese glazialen Sedimente erschweren, neben der im Quartär erfahrenen glazialen Überprägung des Reitalmtals, die Identifizierung des Verlaufs der Deckengrenze.

In seiner Beschreibung zur geologischen Karte von Gastein hebt Exner (1957) hervor, dass die tektonische Beziehung zwischen der Romate-Decke und der Flugkopf-Decke nicht direkt aufgeschlossen ist. Lediglich im Kammbereich kann der Lithologiewechsel von

der Flugkopfdecke zur Romate-Decke nachvollzogen werden.



Abbildung 3.7: Blick Richtung Norden, hin zum Rosskarkogel und dem Kammbereich des Heidentempels.

Abbildung 3.8 zeigt einen im Kammbereich des Heidentempels anstehenden Romate-Gneis, welcher der Romate-Decke zugehörig ist und in der Literatur, unter anderem von Pestal (2009), als Granosyenitgneis beschrieben wird. Auffällig in Abbildung 3.8 sind die teilweise mehrere Zentimeter großen weißen Alkalifeldspat-Blasten. Zudem sticht die Vielzahl schwarzer Komponenten hervor, die aus Biotit bestehen. Die Gneise der Romate-Decke, die in der Schieferungsfläche massig wirken, weisen durchweg Streckungslineare sowie Schieferungsflächen auf. Dies bestätigt die in der Literatur beschriebenen tektonischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet.



Abbildung 3.8: Romate-Gneis (Granosyenitgneis) im Kammbereich des Heidentempels



### 3.1.3 Glaziale Überprägung

Wie in Kapitel 1.6 bereits erwähnt, finden sich im Arbeitsgebiet zahlreiche Spuren glazialer Überprägung. Unter anderem sind glaziale Sedimente, speziell Moränenmaterial, im hinteren Reitalmtal auszumachen. Sie sind in Abbildung 3.1 ersichtlich.

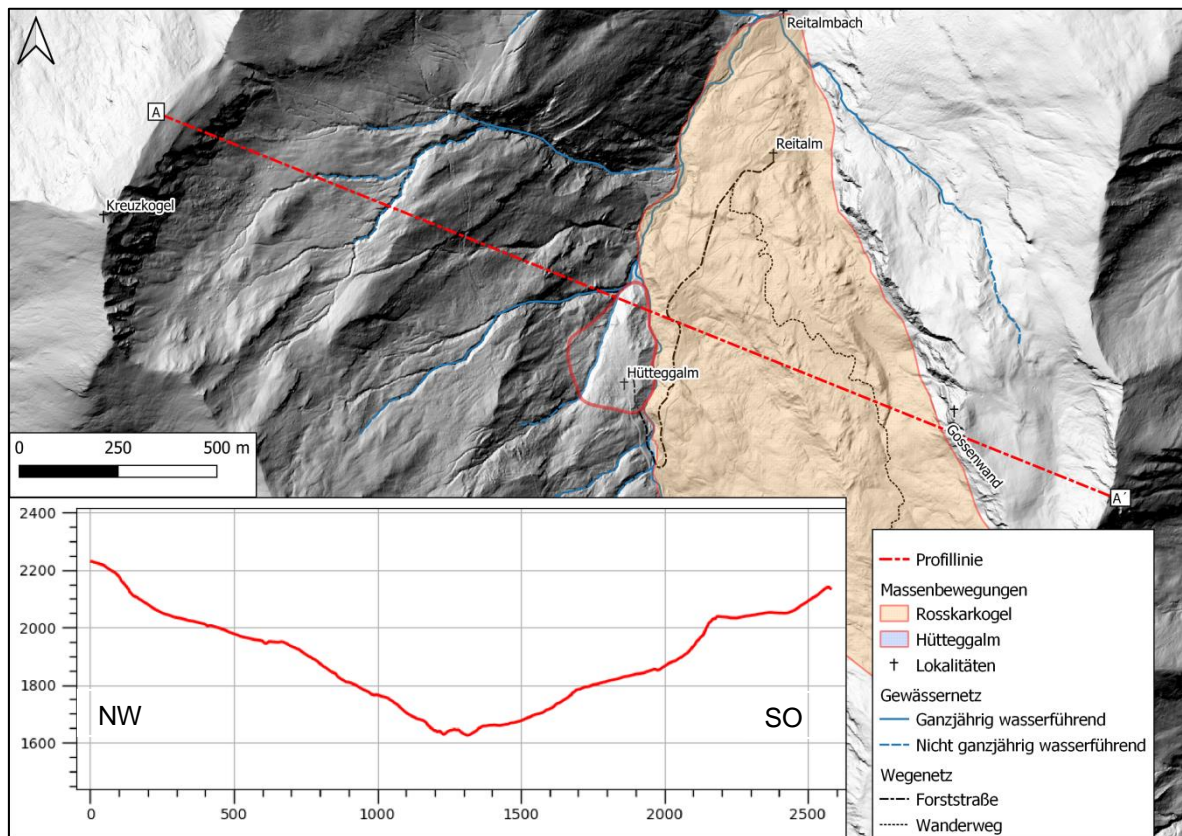


Abbildung 3.9: Topographische Karte inklusive Profilschnitt des Arbeitsgebietes. Das Profil erstreckt sich von links nach rechts.

Die Moräne im Bereich des Heidentempels wird dem Daun-Stadium zugeordnet und wurde unter anderem von Exner (1957) als Endmoräne klassifiziert. Während der Kartierungsarbeiten wurde am Fuße des Heidentempels ein Moränenwall identifiziert, den Kreuss (2021) ebenfalls der Eiszerfallsphase des Daun-Stadiums zuordnet. Dieser Wall ist in der geologischen Karte des hinteren Reitalmtals in Abbildung 3.1 ersichtlich. Zur Veranschaulichung der im Quartär erfahrenen Überprägung des Reitalmtals wurde ein Profil des Talausgangs erstellt. Dieses Profil, dargestellt in Abbildung 3.9, verläuft vom nordöstlich liegenden Kreuzkogel hin zu einem südwestlich oberhalb der Gössenwand liegenden namenlosen Gipfel. Das mit „QGIS“, Version 3.18.3 „Zürich“ erstellte Oberflächenprofil offenbart dabei einige interessante Charakteristika. So sind im Bereich oberhalb der Gössenwand sowie unterhalb des Kreuzkogels glaziale Verebnungsflächen (glaziale Terrassen) zu erkennen. Die morphologische Erscheinung eines U-Tals wurde durch die Erosion des Reitalmbachs, sowie durch die Ablagerungen der relikten

Massenbewegung vom Rosskarkogel überprägt. Dennoch lässt sich der frühere, von Krainer (1994) beschriebene, für ein U-Tal charakteristische breitere Talboden erahnen.

### 3.1.4 Strukturgeologie

Bei der ingenieurgeologischen Kartierung war die Strukturgeologie von zentraler Bedeutung. In diesem Kontext wurden nicht nur Orientierungsdaten erhoben, sondern auch die bereits von Exner (1957) dokumentierten tektonischen Merkmale im Untersuchungsgebiet aufgenommen. Die Analyse beinhaltete die detaillierte Untersuchung von Störungszonen sowie die systematische Erfassung von Schieferungen, um ein umfassendes Bild der geologischen Strukturen des Gebiets zu erstellen.

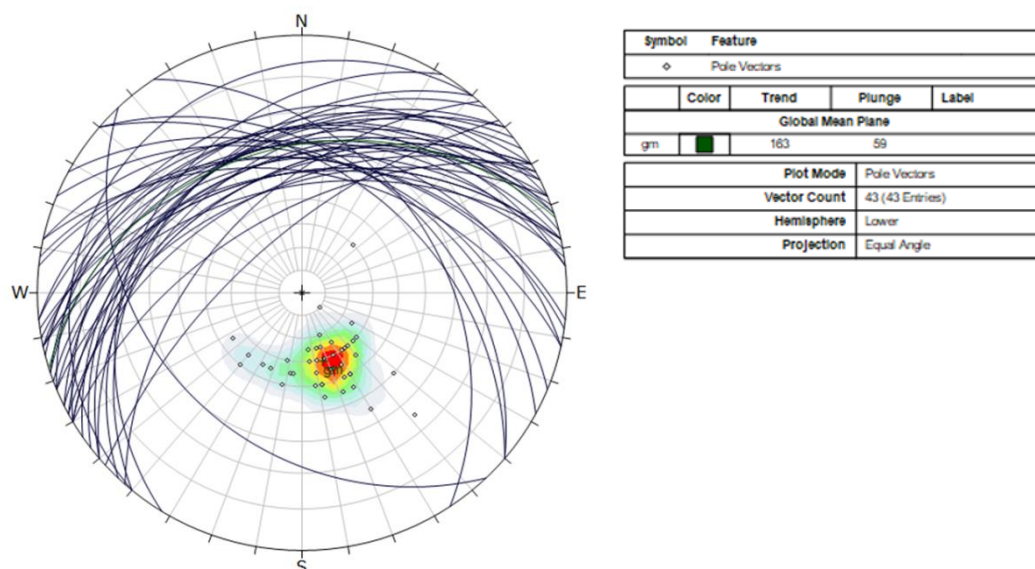


Abbildung 3.10: Darstellung aller im Untersuchungsgebiet erfassten Clar-Werte der Schieferungsflächen.

Ein besonderer Fokus lag auf der Untersuchung der Massenbewegungen am Rosskarkogel und der aktiven Massenbewegung im Bereich der Hüttegalm. Hierbei wurde vor allem der Verlauf der Deckengrenzen genauer untersucht, um die geologischen Prozesse und deren Auswirkungen auf das Gebiet besser nachvollziehen zu können. Die aufgenommenen Orientierungsdaten sind in der geologischen Karte in Abbildung 3.1 verzeichnet. Zur Analyse der gesammelten Daten kam die Software „Dips“ (Version 8.021) von Rocscience zum Einsatz. Abbildung 3.11 illustriert die Verteilung der Einfallswinkel, basierend auf den ausschließlich von den Schieferungsflächen im Untersuchungsgebiet erfassten Orientierungsdaten.

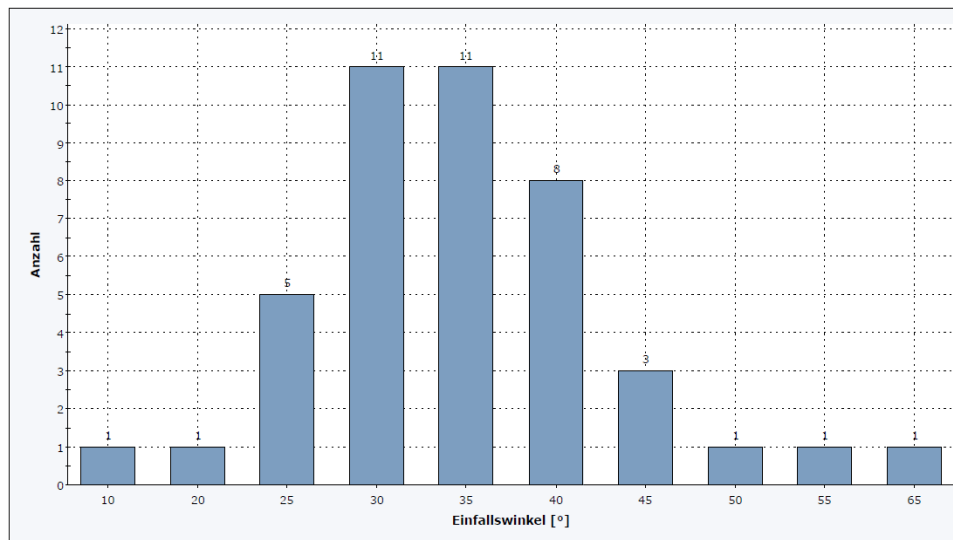


Abbildung 3.11: Quantitative Verteilung des Einfallswinkels der gesamten im Arbeitsgebiet aufgenommenen Orientierungsdaten.

Es wird deutlich, dass die verschiedenen Lithologien mit Einfallswinkeln im Bereich von 25 bis 45 Grad ein durchgängig flaches bis mäßig steiles Einfallen zeigen. Die durchschnittliche Orientierung der im Untersuchungsgebiet vorhandenen Lithologien, dargestellt in Abbildung 3.10, liegt bei 343/31. Dieser Wert ergibt sich aus dem Durchschnitt aller im Feld erhobenen Clar-Werte der Schieferungsflächen. Das allgemeine Streichen der Einheiten verläuft von Südwest nach Nordost.

### 3.1.5 Im Arbeitsgebiet befindliche Massenbewegungen

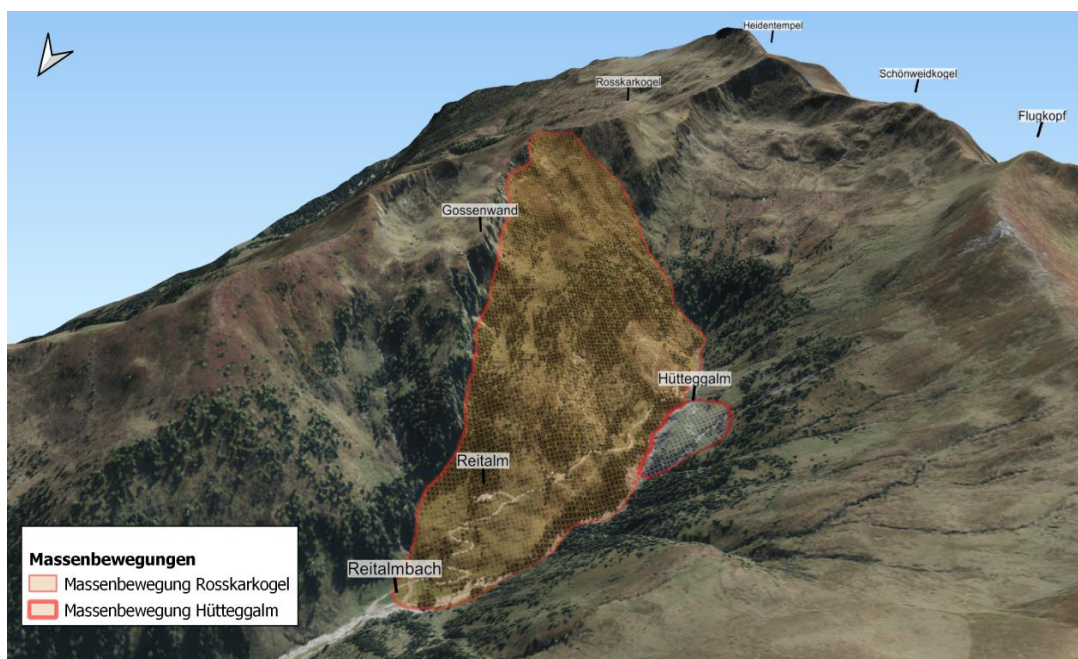


Abbildung 3.12: Übersicht der im Arbeitsgebiet befindlichen Massenbewegungen.



In diesem Kapitel erfolgt eine detaillierte Darstellung der Massenbewegungen im hinteren Reitalmtal. Diese umfasst sowohl ihre geologischen als auch strukturgeologischen Merkmale und spezifischen Lagerungsverhältnisse. Die Massenbewegungen sind zur Veranschaulichung in Abbildung 3.12 dargestellt.

#### 3.1.5.1 Relikte Massenbewegung am Rosskarkogel

Der in der Abbildung 3.12 gelb markierte Bereich der relikten Massenbewegung des Rosskarkogels wurde bereits von Exner (1957) in seiner Erläuterung zur geologischen Karte von Bad Gastein erwähnt. Der von der Massenbewegung betroffene Bereich besitzt eine Fläche von rund 95 Hektar. Exner beschrieb, dass die Ablagerungen der Massenbewegung den ursprünglichen Schichtverband aufweisen. Diese Erkenntnis deckt sich mit den im Zuge der Kartierung durchgeführten Begehungen und erhobenen Orientierungsdaten. Im gesamten Bereich des 1,9 km langen und 760 m breiten Ablagerungsbereichs der relikten Massenbewegung sind Aufschlüsse von Phylliten zu verzeichnen, besonders in den Bereichen von Wegen und Forststraßen. Einige davon wurden im Zuge der Forstarbeiten nach dem Sturmereignis von 2002, das im Kapitel 3.9.1 genauer beschrieben wird, freigelegt. Auch durch das auf den Almwiesen liegende Blockwerk lässt sich entnehmen, dass es sich bei der dominierenden Lithologie um den Fuscher-Phyllit handelt.



Abbildung 3.13: Kalkglimmerschiefer-Aufschluss im Bereich des Ablagerungsmaterials der relikten Massenbewegung des Rosskarkogels.

Exner (1957) kartierte den Bereich dieser Massenbewegung als reinen Fuscher-Phyllit. Jedoch sind auch einige Kalkglimmerschiefer- Aufschlüsse im Schuttkegel oberhalb der Reitalm anzutreffen. Abbildung 3.13 zeigt einen dieser vorgefundenen Aufschlüsse. Der

hier analysierte Kalkglimmerschiefer weist ein Einfallen von 56/35 auf, was dem Einfallen der abgerutschten Phyllite entspricht. Jedoch sind auch einige Bereiche partiell verkippt. Die westlich vom Ablagerungsbereich des Rosskarkogels hochziehende Gössenwand weist größtenteils diesen Kalkglimmerschiefer mit stellenweise mehrere Zentimeter mächtigen Karbonatlagen auf. Dennoch kann nicht abgeleitet werden, dass diese Kalkglimmerschiefer ihren Ursprung in der gegenwärtigen Lage der Gössenwand haben, da sie anderenfalls aufgrund ihrer schiefrigen Textur einen ausgeprägteren Zerlegungsgrad aufweisen würden. Dies lässt jedoch den Schluss zu, dass der von Exner kartierte Ablagerungsbereich der reliktschen Massenbewegung des Rosskarkogels streckenweise aus dem genannten zur Rauris-Decke gehörenden Kalkglimmerschiefer besteht. Eine genaue Kartierung dieser Linsen ist jedoch aufgrund der starken Vegetation nicht möglich. Aus diesem Grund wurde auf das Eintragen der Kalkglimmerschieferlinsen verzichtet, da diese nur vereinzelt im Ablagerungsbereich der reliktschen Massenbewegung auftreten. Somit wurde die von Exner (1957) verwendete Ausweisung dieses Bereichs übernommen.

#### 3.1.5.2 Aktive Massenbewegung Hütteggalm

Abbildung 3.12 zeigt den Bereich der aktiven Massenbewegung der Hütteggalm, der durch weiße Schattierungen gekennzeichnet ist und sich über eine Fläche von etwa 51.526 Quadratmetern erstreckt. Die Fläche des reaktivierten Bereichs wurde im Zuge der Kartierungsarbeiten erkundet und abgegrenzt. Diese Erkundung umfasste auch die Sichtung der Zerrklüfte, die sich im Jahr 2019 öffneten. Mithilfe von QGIS (Version 3.18.3-Zürich) und den Orthofotos wurde die Fläche ermittelt. Das kalkulierte Volumen der aktivierten Masse, welche durch die gemittelten Mächtigkeiten der Bewegung in den Profilschnitten von Kienzl (2024) abgeschätzt werden konnte, beläuft sich auf etwa 400.000 Kubikmeter. Im Bereich der Hütteggalm sind die Aufschlussverhältnisse aufgrund des hohen Grades an Vegetation sehr rar. Nur im Bereich der Zufahrtsstraße, sowie im Bachbett unterhalb der Alm lassen sich Orientierungsdaten erheben. Der Bereich der Alm, dessen Morphologie an eine Landzunge erinnert und eine Länge von 330 Metern aufweist, ist auf der dem Bach zugewandten Seite überaus gut aufgeschlossen. Die nordöstlich exponierten Aufschlüsse im Bachbett des Reitalmbachs unterhalb der Hütteggalm sind durch einen hohen Zerlegungsgrad charakterisiert. Das lässt sich ebenfalls Abbildung 3.14 entnehmen. Dieser Zerlegungsgrad rührt einerseits vom Transport der Lithologien, welche im Zuge der Massenbewegung des Rosskarkogels langsam auf der gegenüberliegenden Talseite aufbrandeten. Andererseits wurden die der Fuschformation zugeordneten dünnplattigen Phyllite durch Erosion zerlegt. Abbildung 3.14 zeigt auch eine Verfaltung der Phyllite im oberen Bereich des Hanges. Diese

Verfaltungen und teilweise auch Aufschiebungen besitzen keinen tektonischen Ursprung, sondern entstanden durch den Transport bzw. während des Aufbrandens vom im Osten liegenden, gegenüber befindlichen Rosskarkogel.



Abbildung 3.14: Die Abbildung zeigt die unter der Hütteggalm befindlichen Fuscher-Phyllite.

## 3.2 Hydrogeologie des Reitalmtals

Im Zusammenhang mit der Hydrogeologie im Untersuchungsgebiet ist zu erwähnen, dass im Bereich der Almen, wo glaziale Sedimente sowie Phyllite vorliegen, eine stauende Schicht das Infiltrieren von Niederschlags- und Schmelzwasser verhindert. In diesen Zonen bildeten sich sumpftartige Bereiche. Angesichts der Feldbeobachtungen sowie der durch Wassereintrag induzierten Dynamik der Massenbewegung der Hütteggalm muss die Hydrologie als ein treibender Faktor für die Massenbewegungen im Reitalmtal berücksichtigt werden. Zu diesem Zweck wurden von Kienzl (2024) drei Niederschlagsüberwachungsstationen in der Nähe des Arbeitsgebietes, sowie eine Abflussmessstelle in der Großarler Ache in Großarl untersucht. Die genannten Stationen werden vom hydrographischen Amt des Landes Salzburg betrieben.



### 3.3 In-Situ-Indexversuche

Im Zuge der ingenieurgeologischen Kartierungsarbeiten wurden in Kooperation mit Kienzl (2024) Indexversuche durchgeführt. Die Ergebnisse wurden von Kienzl (2024) ausgewertet. Im Idealfall hätten sie als Basiswerte zur Modellierung der Massenbewegung der Hüttegalm dienen sollen. Jedoch fanden diese Werte aufgrund ihrer Ungenauigkeit und Variabilität keine Anwendung in der Modellierung. Die Versuche wurden am Fuße der Hüttegalm im Bereich des Reitalmbachs durchgeführt und beschränkten sich ausschließlich auf die dort vorherrschende Lithologie bzw. den Fuscher-Phyllit. Die einaxiale Druckfestigkeit lag dabei im Durchschnitt bei 3,25 kgf/cm² und die undrainierte Scherfestigkeit im Schnitt bei 3,75 kg/cm².

### 3.4 Glühverlust

Das Ziel der Glühverlustversuche bestand darin, zwischen den phyllitischen Lithologien der Fuscher- und der Brennkogelformation zu unterscheiden und insbesondere den Kohlenstoffgehalt in Form von Graphit in den Phylliten zu quantifizieren. Zudem wurden die in der Rosskarkogelscharte vorkommenden Lithologien analysiert, wobei zusätzliche Glühverlustanalysen des Talkschiefers und des darüber liegenden Fuscher-Phyllits durchgeführt wurden. Besonderes Augenmerk lag bei den Fuscher-Phylliten darauf, ob Unterschiede in der Graphitkonzentration bestehen. Die Ergebnisse des Glühverlustverfahrens können der Tabelle 3.1 entnommen werden.

Tabelle 3.1: Auswertung des Glühverlusts

Probenbezeichnung	Masse Tigel leer [g]	Masse Tigel mit Probe [g]	Masse Tigel mit Probe gegläht [g]	Glühverlust [kg <sup>-1</sup> ]	GV Durchschnitt [kg <sup>-1</sup> ]
Fuscher-Phyllit Hüttegalm	23.53	33.61	33.26	3.43	4.75%
	25.23	35.52	34.79	7.08	
	25.26	35.57	35.18	3.73	
Fuscher-Phyllit Rosskarkogelscharte	22.48	33.04	32.70	3.17	2.88%
	20.70	30.90	30.59	3.09	
	24.35	34.54	34.29	2.38	
Talkschiefer Rosskarkogelscharte	25.54	36.76	34.94	16.27	17.92%
	25.35	35.52	33.49	19.97	
	19.64	30.66	28.73	17.53	
Brennkogel-Phyllit Hüttegalm	25.99	36.33	35.58	7.22	7.87%
	25.68	36.19	35.30	8.51	
	25.77	36.24	35.42	7.88	

Wie Tabelle 3.1 zu entnehmen, variieren die durchschnittlichen Glühverluste erheblich. Während die Fuscher-Phyllite im Bereich der Rosskarkogelscharte lediglich einen Glühverlust von 2,88 % aufweisen, zeigen die darunter liegenden Talkschiefer einen deutlich höheren Glühverlust von 17,92 %. Bei den Fuscher-Phylliten, die aus dem Gebiet der Hüttegalm stammen, beträgt der Verlust 4,75 %. Die Phyllite, die zur Brennkogel-Formation gehören, weisen einen Glühverlust von 7,82 % auf.

#### 3.4.1 Interpretation und mögliche Fehlerquellen

Die in Tabelle 3.1 dargestellten Ergebnisse der Glühverlustanalyse weisen eine beträchtliche Streuung auf. Insbesondere der durchschnittliche Glühverlust der Talkschiefer bedarf einer kritischen Betrachtung. Grundsätzlich muss berücksichtigt werden, dass die in Kapitel 2.3.3 beschriebene Methode vorrangig zur Analyse von organischer Substanz angedacht ist. Um den Glühverlust vollständig zu bestimmen, empfiehlt es sich nach einer einstündigen Trockenphase bei Temperaturen zwischen 90 und 100 °C ein zweistufiges Glühverfahren einzusetzen. In der ersten Phase wird gemäß Döpke (2004) das Material für eine Stunde bei 550 °C geglüht, gefolgt von einer weiteren Stunde Glühbehandlung bei 1000 °C. Der Glühverlust, der sich aus der Trocknungsphase und der ersten Glühstufe ergibt, führt zur Freisetzung des organischen Kohlenstoffgehalts, während in der zweiten Glühphase der anorganische Kohlenstoff zersetzt wird. Dadurch lässt sich eine unvollständige Oxidation vermeiden, die sonst bis zu einer Temperatur von 430°C auftreten könnte. Dies ist relevant, da eine unvollständige Oxidation der organischen Bestandteile zu einer Unterschätzung des tatsächlichen organischen Anteils im Glühverlust führen würde (Döpke, 2004).

Zur Evaluation der Ergebnisse und zur möglichst präzisen Bestimmung des Kohlenstoffgehalts wurde ergänzend eine Röntgendiffraktometrie (XRD-Analyse) durchgeführt.

### 3.5 Röntgendiffraktometrie/ XRD- Analyse

Bei den röntgenpulverdiffraktometrisch analysierten Proben handelt es sich um die Fuscher- Phyllite im Bereich der Hüttegalm und um die der Rosskarkogelscharte. Des Weiteren wurde der in der Störungszone befindliche Talkschiefer der Rosskarkogelscharte analysiert. Es wurden jeweils zwei Proben der einzelnen Lokalitäten untersucht. Die Quantifizierung nach Rietveld, welche im Kapitel 2.3.2 beschrieben wurde, erfolgte für die Proben der Fuscher- Phyllite. Die nachfolgenden Diffraktogramme weisen

eine durchwegs hohe Qualität in der Peak-Separation auf und zeigen geringes Rauschen im Residualdiagramm, was auf eine angemessene Probenvorbereitung und Versuchsdurchführung hinweist.

### 3.5.1 Fuscher-Phyllite

Die XRD-Analyse der Fuscher-Phyllite wurde durchgeführt, um eine detaillierte Untersuchung ihrer mineralogischen Zusammensetzung zu ermöglichen. Besonders interessant war der Vergleich der XRD-Signaturen der Phyllite aus der Hüttegalm und der Rosskarkogelscharte. Dieser Vergleich diente unter anderem der Überprüfung der Hypothese über die langsame Aufbrandung der reliktschen Massenbewegungen. Zudem erlaubte die XRD-Analyse eine genaue Quantifizierung des Gesamtkohlenstoffgehalts in den Fuscher-Phylliten. Abbildung 3.15 zeigt das Ergebnis der XRD-Analyse des Fuscher-Phyllits aus dem Bachbett im Bereich der Hüttegalm. Abbildung 3.16 illustriert hingegen das Resultat der XRD-Analyse des Fuscher-Phyllits aus der Rosskarkogelscharte.

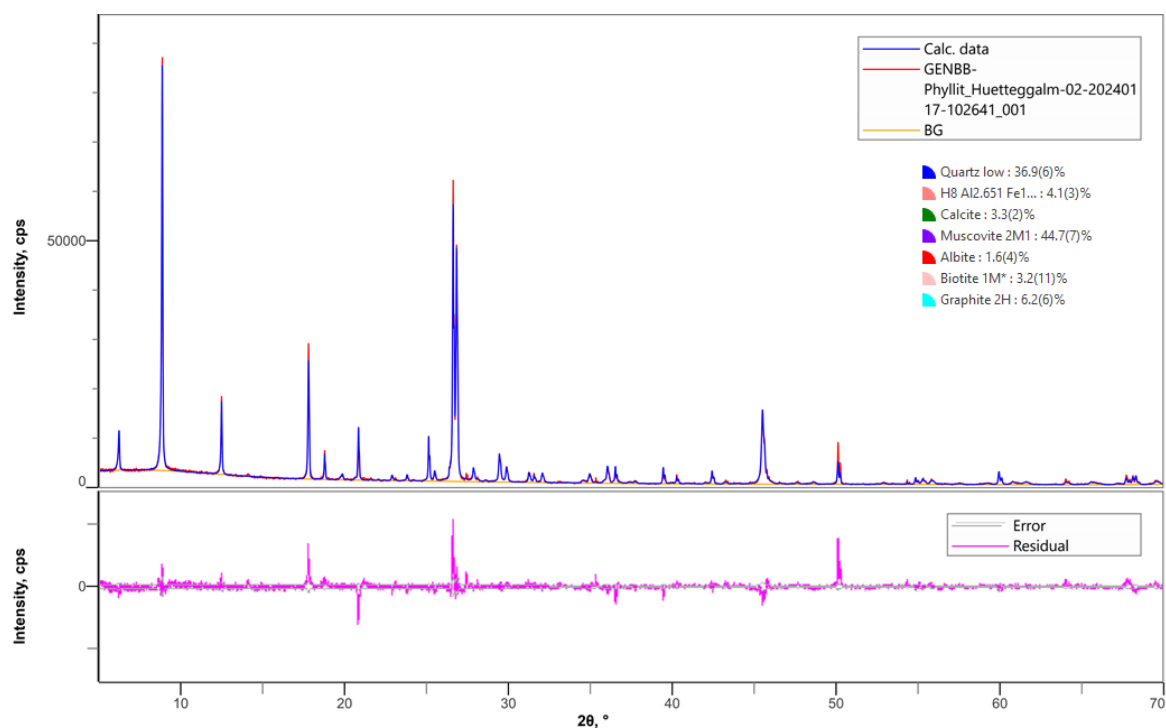


Abbildung 3.15: Ergebnis der XRD-Analyse des Fuscher-Phyllits aus dem Bachbett im Bereich der Hüttegalm (Probenentnahmestelle P1).

Die einzelnen Ausschläge in den XRD-Diagrammen repräsentieren die Diffraktion von Röntgenstrahlen durch die Ebenen im Kristallgitter der in den Proben auftretenden Mineralien (Markl, 2015). Die oberen Abschnitte der XRD-Auswertungen veranschaulichen die Intensität der gestreuten Röntgenstrahlen in Relation zum Winkel  $2\theta$ . Hierbei repräsentiert Theta den Winkel zwischen dem einfallenden Röntgenstrahl und

den diffraktierenden Ebenen. Jeder Peak im Diagramm korrespondiert mit einem bestimmten Satz von Kristallebenen innerhalb der Mineralien in der Probe (Markl, 2015). Unter dem XRD-Muster zeigt ein zweites Diagramm die Anpassung zwischen den beobachteten Daten und einem berechneten Muster zur Quantifizierung des Mineralbestands nach Rietveld. Die Genauigkeit der berechneten Annäherung wird durch die Übereinstimmung der beiden Graphen bestimmt.

Das Diffraktogramm in Abbildung 3.15 zeigt die charakteristische Signatur des Fuscher-Phyllits aus dem Bachbett unterhalb der Hüttegalm. Der hohe Quarzanteil von 36,9% stimmt mit der Beschreibung der Fuscher-Phyllite von Peer und Zimmer (1980) überein. Die weiteren Hauptbestandteile wie Glimmer (Muskovit und Biotit), Karbonat, Graphit und Albit entsprechen der petrographischen Beschreibung von Exner (1957). Die Mineralphase „H8 Al<sub>2</sub>,651 Fe1...“, die einer Chlorit-Form zugeordnet wird, konnte in der Datenbank der Analyse-Software SmartLab Studio nicht eindeutig identifiziert werden.

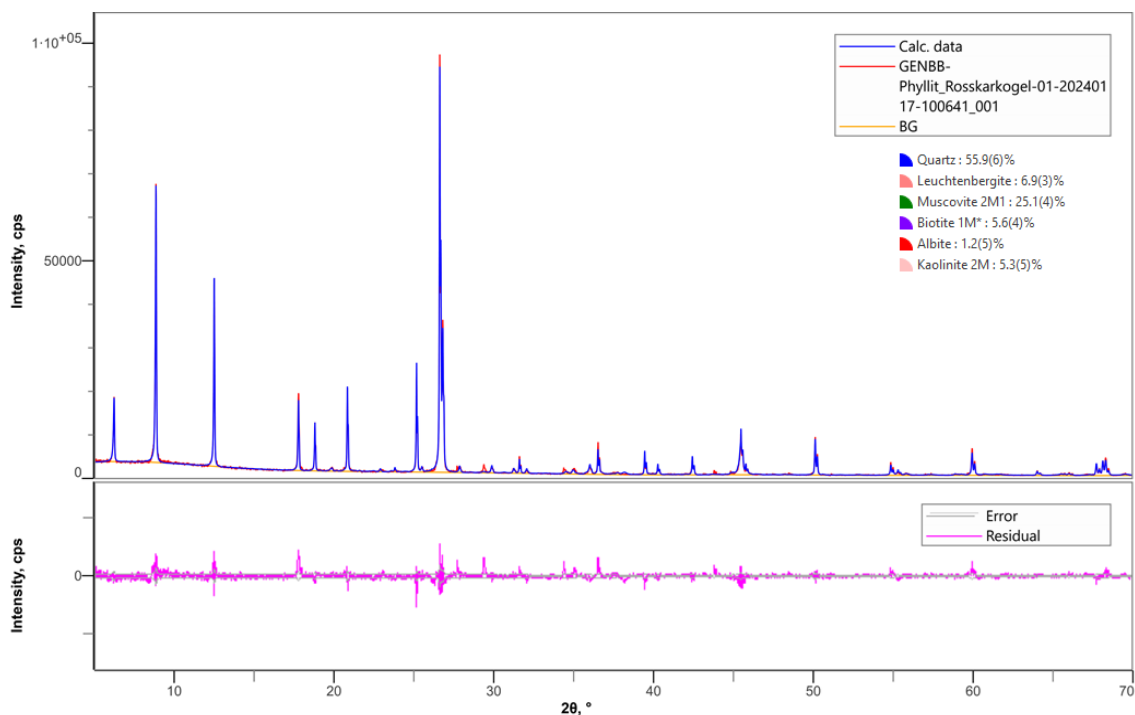


Abbildung 3.16: Ergebnis der XRD-Analyse des Fusch-Phyllits aus dem Bereich der Rosskarkogelscharte (Probenentnahmestelle P2).

Abbildung 3.16 zeigt die Ergebnisse der XRD-Analyse des Fuscher-Phyllits, welcher aus dem hangenden Teil der Störungszone im Bereich der Rosskarkogelscharte entnommen wurde. Auffällig ist der hohe Quarzgehalt (55,9%), der mehr als die Hälfte des Mineralgehalts ausmacht, was den Beschreibungen von Peer und Zimmer (1980) entspricht. Muskovit macht ein Viertel der Probe aus, während Biotit (5,6%) und Albit (1,2%) nur in kleineren Mengen vertreten sind, was mit den Befunden aus der Hüttegalm

übereinstimmt. Das Vorhandensein von Kaolinit (5,3%) könnte auf hydrothermale Prozesse deuten und passt zum Kontext der Störungszone, wie in Kapitel 3.1.2.1 beschrieben. Zudem ist laut Prochaska (1985) das Vorkommen von Leuchtenbergit, einer Variante des Klinochlors nach Angel (1964), im selben Zusammenhang zu betrachten. Dieser deutet auf eine Chloritisierung hin, die im Rahmen der Leukophyllitisierung durch hydrothermale Aktivität ausgelöst wurde. Der hohe Anteil an Muskovit zusammen mit Biotit (5,64%) und das Vorhandensein von Albit deuten auf eine wie in der Literatur beschriebene mittelgradige Metamorphose hin.

#### 3.5.1.1 Vergleich der Fuscher-Phyllite

Die XRD-Analyse diente unter anderem dazu, die Hypothese der Aufbrandung der relikten Massenbewegungen des Rosskarkogels zu evaluieren. Im Mittelpunkt dieser Untersuchung stand der direkte Vergleich der XRD-Signaturen der Phyllite von der Hüttegalm mit jenen aus der Rosskarkogelscharte.

Die makroskopische Analyse in Kapitel 3.1.1.1 stärkt die These, dass die Proben aus beiden Gebieten dieselbe mineralogische Zusammensetzung aufweisen. Typische Merkmale der Fuscher-Phyllite, wie ihre schwarze Farbe und feine Schieferstruktur, wurden bereits von Peer und Zimmer (1980) dokumentiert. Die makroskopischen Unterschiede, beispielsweise die dichtere und kompaktere Struktur des Fuscher-Phyllits aus der Rosskarkogelscharte im Vergleich zur stärkeren Zerlegung und Verwitterung des Fuscher-Phyllits von der Hüttegalm, sind hauptsächlich auf die Mobilisierung zurückzuführen.

Die Diffraktogramme offenbaren Unterschiede. So zeigt etwa die Analyse des Phyllits aus der Rosskarkogelscharte, dargestellt in Abbildung 3.16, die Präsenz von Kaolinit. Dieser Befund muss allerdings vor dem Hintergrund der Paragenese und der Nähe zur Störungszone betrachtet werden. Trotz dieser Differenzen ist die grundsätzliche mineralogische Zusammensetzung, insbesondere die Hauptkomponenten betreffend, übereinstimmend. Die in Abbildung 3.15 und Abbildung 3.16 dargestellten Analysen zeigen einen erhöhten Quarz- sowie Muskovitanteil, eine Beobachtung, die bereits von Peer und Zimmer (1980) festgehalten wurde. Die identifizierten Unterschiede könnten zudem aus der hier angewandten Art der Probenpräparation für die XRD-Analyse resultieren, da nur eine relativ kleine Menge von etwa 2-3g für den Probenträger erforderlich ist. Dadurch ergibt sich das Risiko, dass eine nicht repräsentative Probe aus dem im Gelände entnommenen Material verwendet wird.

### 3.5.1.2 Graphitgehalt der Fuscher-Phyllite

Das Diffraktogramm in Abbildung 3.15 weist einen Graphitgehalt von 6,2% für den Fuscher-Phyllit im Bereich der Hüttegalm aus. Obwohl der festgestellte Graphitgehalt nicht besonders hoch ist und ohne spezielle Auswahl graphitreicher Schichten ermittelt wurde, weist er auf mögliche Graphitschichten im Fuscher-Phyllit hin. Die präzise Lokalisierung dieser Schichten ist jedoch aufgrund der starken Zerlegung des Materials äußerst schwierig.

Es lässt sich zusammenfassend festhalten, dass Graphit eine signifikante Komponente der Fuscher-Phyllite bildet, wie bereits von Peer und Zimmer (1980) dokumentiert. Die in Kapitel 3.4 dokumentierten Glühverlustversuche zeigen, dass der organische Kohlenstoffgehalt der Phyllite im Bereich der Hüttegalm bei 4,75% liegt. Diese Ergebnisse wurden durch die XRD-Analyse der Fuscher-Phyllite untermauert.

### 3.5.2 Talkschiefer Rosskarkogelscharte

Die Störungszone in der Rosskarkogelscharte ist überwiegend durch sekundär gebildeten Talkschiefer gekennzeichnet, der als Ergebnis hydrothermaler Prozesse während der Leukophyllitisierung entstand. Kennzeichnend für diesen Talkschiefer sind seine typische Härte, der seidige Glanz sowie die charakteristische Bruchfläche. Wie in Abbildung 3.17 ersichtlich, weist der Talkschiefer schwarze Einschlüsse innerhalb der Talkmatrix auf, deren makroskopische Identifizierung als organische oder anorganische Bestandteile unklar blieb.

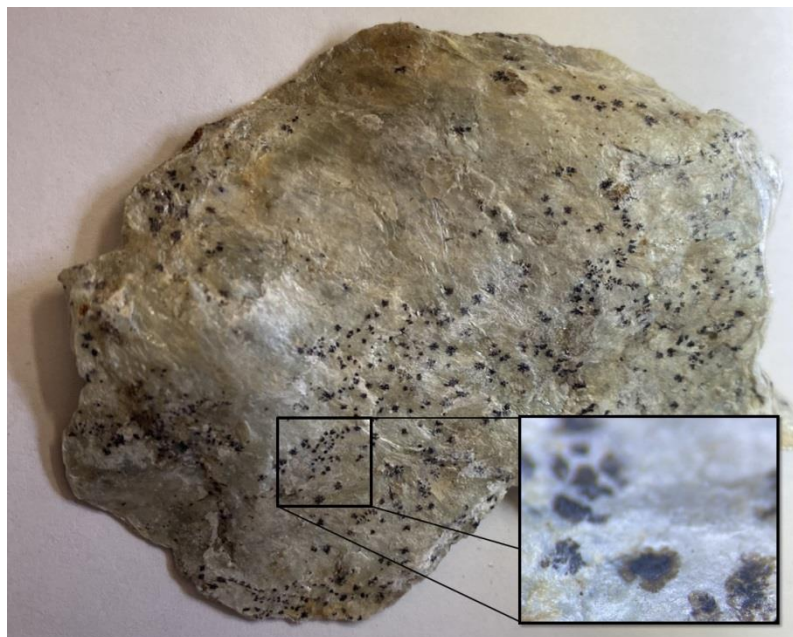


Abbildung 3.17: Handstück des Talkschiefers der Rosskarkogelscharte mit schwarzen Einsprenglingen.

Die in Abbildung 3.18 dargestellte XRD-Analyse bestätigte jedoch ihre anorganische, mineralische Natur. Für eine präzisere Untersuchung wurden die schwarzen Komponenten gesondert präpariert und auf einen Probenträger aufgebracht. Die XRD-Analyse offenbarte das Vorhandensein mehrerer Minerale, darunter Clinochlor (rot markiert), Ankerit (grün markiert) und Aktinolith (blau markiert), die neben Talk im Diffraktogramm sichtbar sind. Diese Vielzahl an Mineralien erklärt sich durch die Mitnahme anderer Gemengteile während der Präparation auf den Probenträger. Die schwarzen Einsprenglinge wurden gemäß den Analyseergebnissen als Amphibole der Aktinolith-Tremolit-Reihe identifiziert. Das Auftreten von Ankerit und Clinochlor korrespondiert mit der Paragenese der Leukophyllitisierung. Ankerit, ein wasserfreies Karbonat aus der Dolomitgruppe, ist häufig in metamorphen Gesteinen anzutreffen, wie Okrusch und Matthes (2009) belegen.

Auf eine Quantifizierung des Mineralbestands nach der Rietveld-Methode wurde verzichtet, da der Fokus auf die eingelagerten Komponenten lag. Dass Talk das vorherrschende Mineral ist, ließ sich auch ohne Röntgendiffraktometrie erkennen, wurde jedoch durch die Analyse zusätzlich bestätigt.

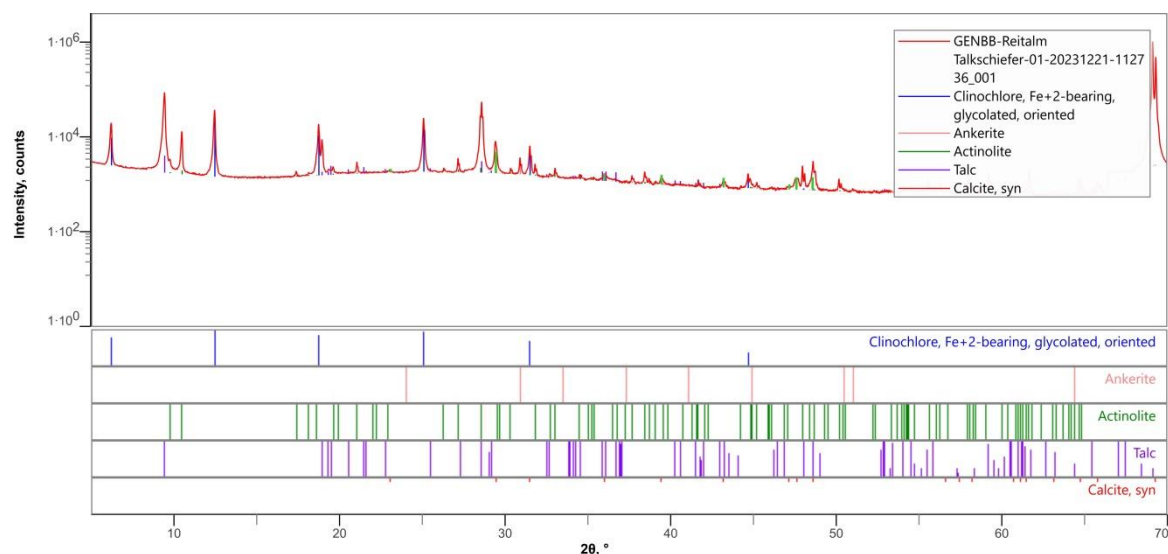


Abbildung 3.18: Ergebnis der XRD-Analyse des Talkschiefers aus dem Bereich der Rosskarkogelscharte (Probenentnahmestelle P2).



### 3.6 Rahmenscherversuch

Angeichts des hohen Zerlegungsgrades und der Tatsache, dass gestörte Proben entnommen wurden, erfolgte anstelle einer felsmechanischen Analyse eine bodenmechanische Untersuchung mittels Rahmenscherversuchen. Das Ziel dieser Versuche lag in der Ermittlung bodenmechanischer Parameter, einschließlich der Kohäsion, des Reibungswinkels und des Restscherwinkels. Diese Scherfestigkeitsparameter sind von zentraler Bedeutung für die Stabilitätsanalyse der Massenbewegungen am Rosskarkogel sowie für den reaktivierten Bereich der Hüttegalm. Die erfassten Daten wurden in das geotechnische Modell von Kienzl (2024) eingearbeitet, wobei die mittels Rahmenscherversuch ermittelten Werte dazu dienen, die zuvor aus der Literatur entnommenen Daten, welche Kienzl für das Modell nutzte, zu validieren und zu ersetzen. Die untersuchten Lithologien wurden als ausschlaggebend für das Versagen der genannten Massenbewegungen eingestuft und während der Kartierungsarbeiten identifiziert. Der Reibungswinkel der Fuscher-Phyllite der Hüttegalm betrug  $29,8^\circ$ , während der des Talkschiefers in der Rosskarkogelscharte bei  $23,6^\circ$  lag.

Tabelle 3.2: Übersicht der ermittelten Scherparameter:

	Normalsp. $\sigma$ [kN/m <sup>2</sup> ]	Reibungswinkel $\phi$ [deg]	Restscherwinkel $\phi_r$ [deg]	Kohäsion $c'$ [kN/m <sup>2</sup> ]	Schergeschw. [mm/min]
Hüttegalm Fuscher-Phyllit	100-200-300	29,8	28	17	0,003
Rosskarkogel Talkschiefer	100-200-300	23,6	10	26,1	0,003

Wie in Tabelle 3.2 gezeigt, betrug die Kohäsion der Phyllite 17 kN/m<sup>2</sup> und die des Talkschiefers 26,1 kN/m<sup>2</sup>. Das hierzu verwendete Probenmaterial wurde bei beiden Lithologien auf ein Größtkorn von 4 mm abgesiebt und im trockenen Zustand in die 100 x 100 x 20 mm großen Scherbüchsen eingebaut. Für beide Proben wurde eine Konsolidierungsspannung von 300 kN/m<sup>2</sup> angewendet, was einem Überlagerungsdruck von etwa 25 Metern entspricht. Die Dauer der Konsolidierung erstreckte sich über einen Zeitraum von 71 Stunden. Dieses Spannungsniveau wurde zuvor anhand von Profilschnitten ermittelt, um die Lagerungsverhältnisse der Lithologien abzubilden. Anschließend wurden die Proben der Rosskarkogelscharte sowie die der Hüttegalm bei einem Normalspannungsniveau von 100, 200 und 300 kN/m<sup>2</sup> abgeschert. Abbildung 3.19 zeigt die Ergebnisse der Scherversuche. Diese beinhaltet die Schergeraden (Kreis-Symbol) der einzelnen Proben sowie die Schergeraden der Restscherfestigkeiten (Prismen-Symbol).



Für die Validierung der mittels Rahmenscherversuch ermittelten Werte, die in Tabelle 3.2 dargestellt sind, wurden die Veröffentlichungen von Button und Blümel (2004) sowie von Engl et al. (2008) herangezogen. In der Arbeit von Button und Blümel (2004) wurden Phyllit-Proben mittels Triaxialversuchen analysiert.

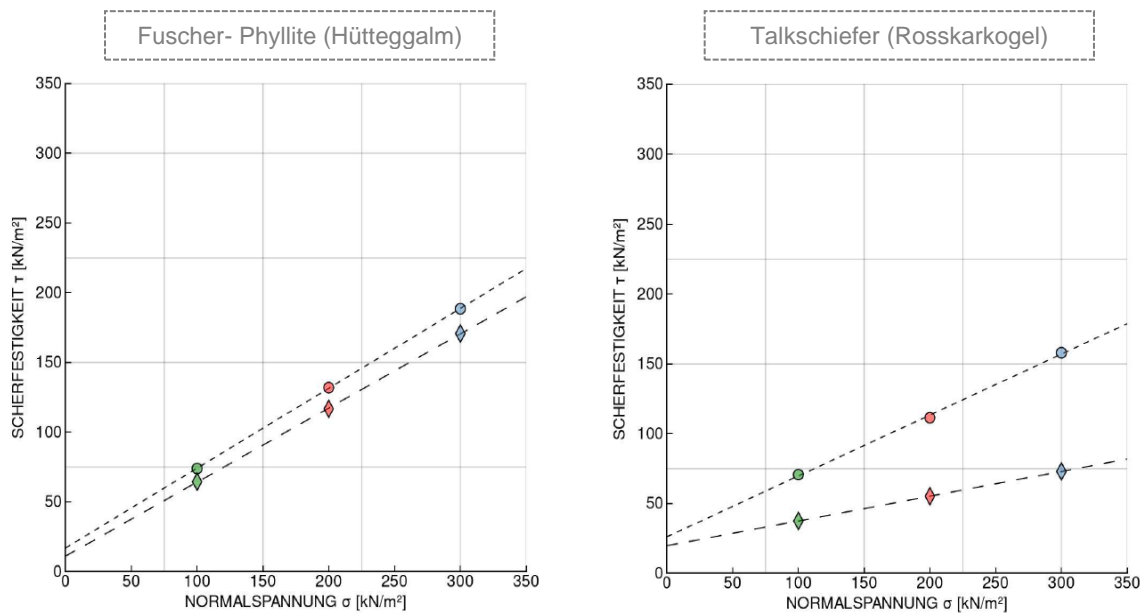


Abbildung 3.19: Darstellung der Schergeraden (Kreis-Symbol) sowie der Schergeraden der Restscherfestigkeiten (Prismen-Symbol) der analysierten Proben des Fuscher-Phyllits und des Talkschiefers aus der Rosskarkogelscharte.

Engl et al. (2008) betrachteten für Phyllite und Störungsgesteine sowohl Rahmenscherversuche als auch Ringscherversuche und Triaxialversuche. In der Veröffentlichung von Engl et al. (2008) werden für graphitische Phyllitproben Reibungswinkel zwischen 20 und 30° und eine Kohäsion im Bereich von 0 bis 100 kN/m² angegeben, wobei hier Festgestein analysiert wurde. Button und Blümel (2004) ermittelten für ihre analysierten Phyllite Reibungswinkel von 21 bis 31° sowie eine breite Variabilität an Kohäsionswerten, einschließlich Werte von rund 16 kN/m². Die von Engl et al. (2008) analysierten Störungsgesteine weisen eine Kohäsion von 23 bis 55 kN/m², sowie einen Reibungswinkel von 27,6 bis 32,5° auf. Die in Tabelle 3.2 gelisteten Kennwerte sowohl des Fuscher-Phyllits, sowie des Talkschiefers als Störungsgestein entsprechen den Angaben aus der Literatur. Diese Übereinstimmung kann auf das Verfahren der Probenpräparation zurückgeführt werden, bei dem das Absieben auf eine Korngröße von 4 mm einen konservativen Ansatz bildet. Dieser Ansatz führt zu höheren Ergebnissen für den Reibungswinkel und der Kohäsion, was beim Vergleich mit in der Literatur berichteten Werten, die größtenteils auf Festgestein basieren, eine positive Korrelation zeigt. Generell lässt sich festhalten, dass die Abweichungen der ermittelten Werte von jenen in der Literatur teilweise auf die während der Versuchsdurchführung

eingebraachte Sättigung zurückzuführen sind. Sie reduziert sowohl die Kohäsion als auch den Reibungswinkel. Zudem fokussierten sich die beiden zitierten Literaturquellen hauptsächlich auf die Analyse von Festgesteinen und nicht auf Lockergesteine.

### 3.7 Bewegungsrate der Hütteggalm

Unter Anwendung der Methodik zur Analyse der Bewegungsrate der aktiven Massenbewegung der Hütteggalm, beschrieben in Kapitel 3.7, konnte der Versatz der Massenbewegung, wie in Abbildung 3.20 dargestellt, im Zeitraum von 2018 bis 2021 ermittelt werden. Die Grundlage dieser Analyse bildet ein Python-Programm, das durch das Tracking einzelner Pixelpunkte die Generierung von Vektoren ermöglichte, welche Bewegungen oder Veränderungen im Gelände repräsentieren. Die in Abbildung 3.20 gezeigten Pfeile wurden künstlich vergrößert, um eine bessere visuelle Erfassung zu ermöglichen. Daher repräsentieren die Pfeillängen nicht den realen Versatz, reflektieren aber die Ausrichtung der Vektoren und somit die Bewegungsrichtung der Massenbewegung.

Die ermittelte Bewegungsrichtung zeigt, dass sich die Massenbewegung nach Nordosten bewegt. Dies wird im rot markierten Bereich der Abbildung 3.20 deutlich sichtbar. Die weiß markierten Flächen befinden sich auf der Rutschmasse der relikten Massenbewegung des Rosskarkogels und weisen auf eine mögliche Bewegung, beziehungsweise auf eine Kriechbewegung in diesem Bereich hin. Eine genaue Aussage lässt sich jedoch nicht treffen, da die Bewegung im analysierten Zeitraum annähernd der Auflösung von 25cm der Orthofotos entspricht. Demnach können Bewegungen, die unter dieser Auflösungsgrenze liegen, nicht erfasst werden, wie in Kapitel 2.5 erläutert. Es ist anzunehmen, dass sich die weiß markierten Areale im Zentimeterbereich pro Jahr bewegen. Ein Nachweis dieser Bewegung würde jedoch eine detaillierte Analyse mit einer hochauflösenden Methode erfordern. Angesichts der Einschränkungen durch die Auflösungsgrenze konnte keine umfassende Analyse der Massenbewegungen des Rosskarkogels in Bezug auf die Bewegungsrate mittels Orthofotoanalyse respektive Pixeltracing durchgeführt werden. Diese Entscheidung basiert auf der Auswertung der Orthofotos im Bereich der Hütteggalm. Dabei ließen sich keine signifikanten Bewegungen innerhalb der Ablagerungsbereiche der relikten Massenbewegungen erkennen, die eine Größenordnung von 25 cm erreichen. Darüber hinaus wurden Ergebnisse aus Geländebegehungen, die im Kontext der Kartierungsaktivitäten stattfanden, berücksichtigt, bei denen ebenso keine relevanten Deformationen festgestellt werden konnten. Es ist wichtig zu betonen, dass Flächen ohne Umrahmung, die jedoch

Vektorscharen beinhalten, wie in Kapitel 4.2.6 erläutert, durch diverse Einflüsse fehlerhaft erkannte Bereiche darstellen können. Areale mit gerasterten Vektoren, wie in Abbildung 3.20 im Südosten zu erkennen, lassen sich als einfaches Rauschen interpretieren.

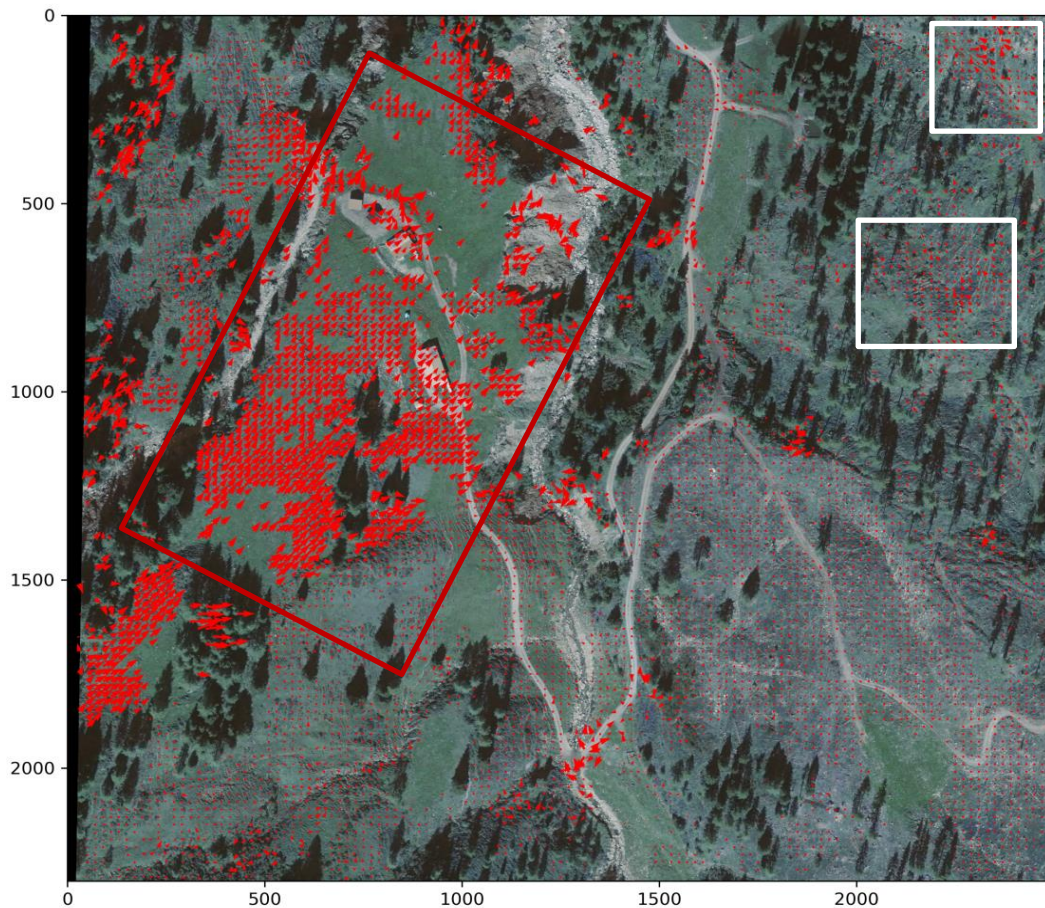


Abbildung 3.20: Bewegungsanalyse im Reitalmtal durch Orthofotos im Zeitraum von 2018-2021. Rot markierter Bereich: Aktive Rutschung Hüttegalm, weiß markierter Bereich: reaktivierte Bereiche der reliktschen Massenbewegung Rosskarkogel

### 3.7.1 Quantifizierung der Bewegung

Da sich im Juni 2019 die letzte signifikante Reaktivierung der Massenbewegung an der Hüttegalm ereignete, wurde der Zeitraum von 2018 bis 2021 analysiert. Die bloße Darstellung der einzelnen Vektoren, wie in Abbildung 3.20 gezeigt, erwies sich als unzureichend. Aus diesem Grund wurde die Abbildung 3.21 erstellt, die die kumulierte Häufigkeit der einzelnen Vektoren aus Abbildung 3.20 zeigt. Die Mehrheit der Vektoren weist demnach eine Länge zwischen 3 und 6 Pixelpunkten auf. Bei einer Auflösung von 25 mal 25 Zentimetern entspricht dies einer Bewegung von 75 bis 150 Zentimetern im Zeitraum von 2018 bis 2021. Die Steilheit des Graphen gibt somit die Häufigkeit der verteilten Werte an. In den Bereichen von 0 bis 75 cm und 160 bis 200 cm sind demzufolge weniger Werte vorhanden.

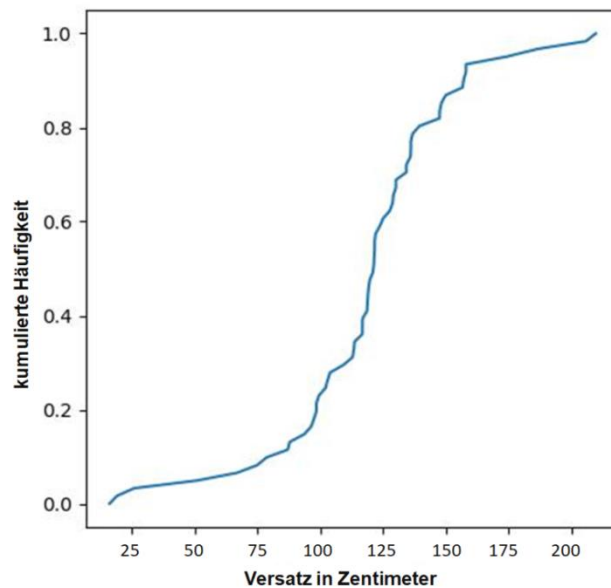


Abbildung 3.21: Kumulierte Häufigkeit der Vektoren, die meisten zeigen einen Versatz von 3 bis 6 Pixelpunkten (0,75m- 1,5m).

Um die Bewegungsdynamik besser zu veranschaulichen, wird in Abbildung 3.22 eine farbkodierte Heatmap der Bewegungen der aktiven Massenbewegung auf der Hüttegalm gezeigt. Die methodische Darstellung erfolgt mittels einer Farbskala, die die Intensität der Bewegung quantifiziert, wobei blau keinerlei Bewegung und rot die maximale registrierte Bewegung repräsentiert. Durch dieses Clustering, respektive durch das Zusammenfassen von Bereichen und der Visualisierung der Orientierung dieser Areale mittels Vektoren konnten signifikante Bewegungen identifiziert werden. Die farbliche Kodierung verdeutlicht, dass sich die Massenbewegung der Hüttegalm im Zeitraum von 2018 bis 2021 im Durchschnitt um 1,25 m in nordöstlicher Richtung bewegt hat. Nach eingehender Prüfung wurde festgestellt, dass die dunkelroten Cluster auf Unregelmäßigkeiten zurückzuführen sind. Wie in Kapitel 4.2.6 beschrieben, sind fehlerhaft detektierte Bewegungen zum Teil auf Geschiebe zurückzuführen, das vom Reitalmbach mitgeführt wird. Dies führt zur Verschiebung von Keypoints über weite Strecken. Darüber hinaus wurden im Gebiet der Hüttegalm signifikante Bewegungen verzeichnet. Zusätzlich zu den natürlichen Prozessen wurden ausgeprägte Bewegungen festgestellt, die auf anthropogene Aktivitäten zurückgehen. Dazu zählen Bauarbeiten an landwirtschaftlichen Gebäuden oder der Zufahrtsstraße, die zu Fehlinterpretationen bei der Bewegungserkennung beitrugen.



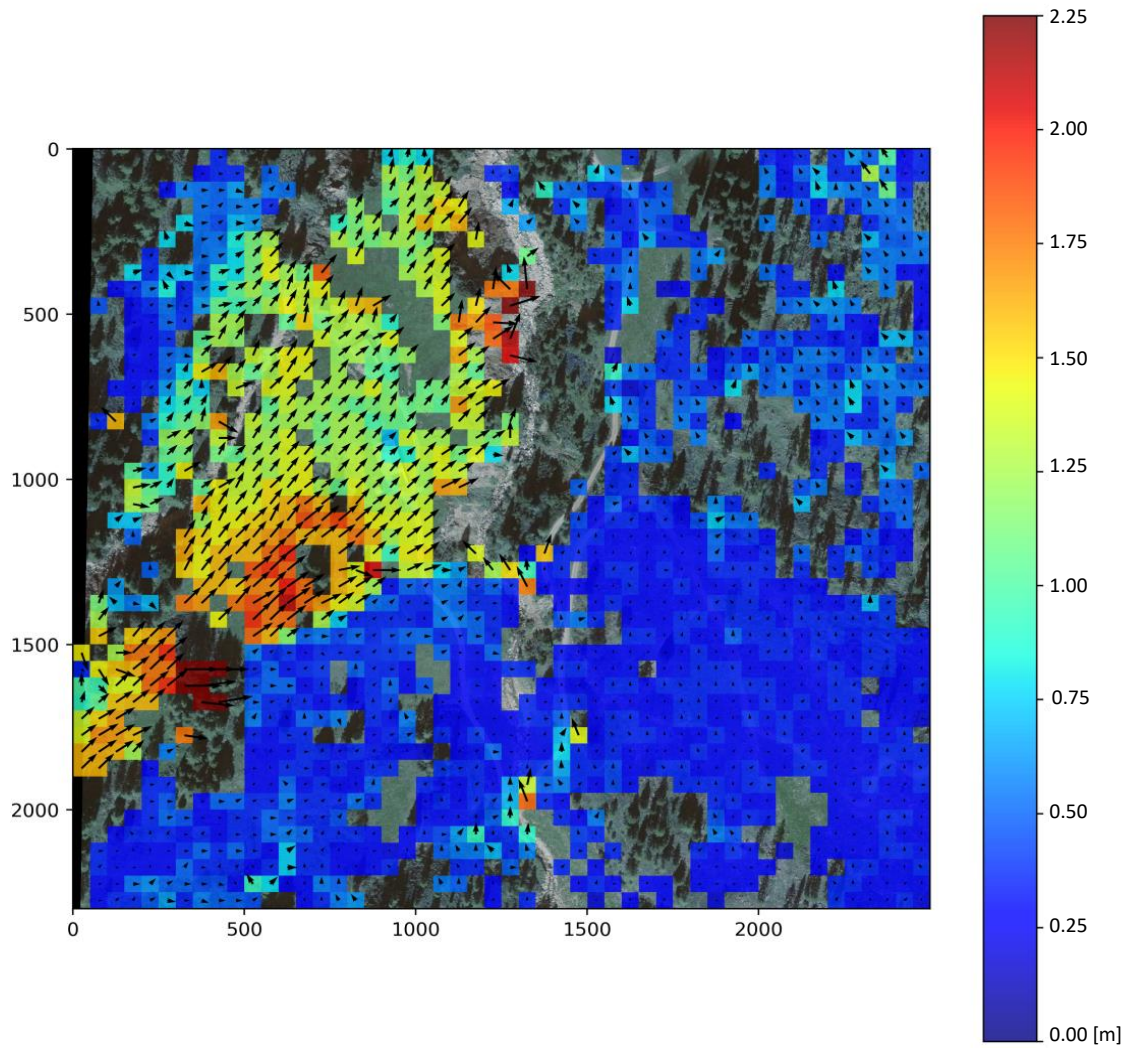


Abbildung 3.22: Heatmap der aktiven Massenbewegung auf der Hüttegalm, visualisiert durch Farbkodierung und Vektordarstellung zur Kennzeichnung der Bewegungsrichtung und -intensität im Zeitraum von 2018 bis 2021.



### 3.8 Auswertung der TerraSAR-X Daten

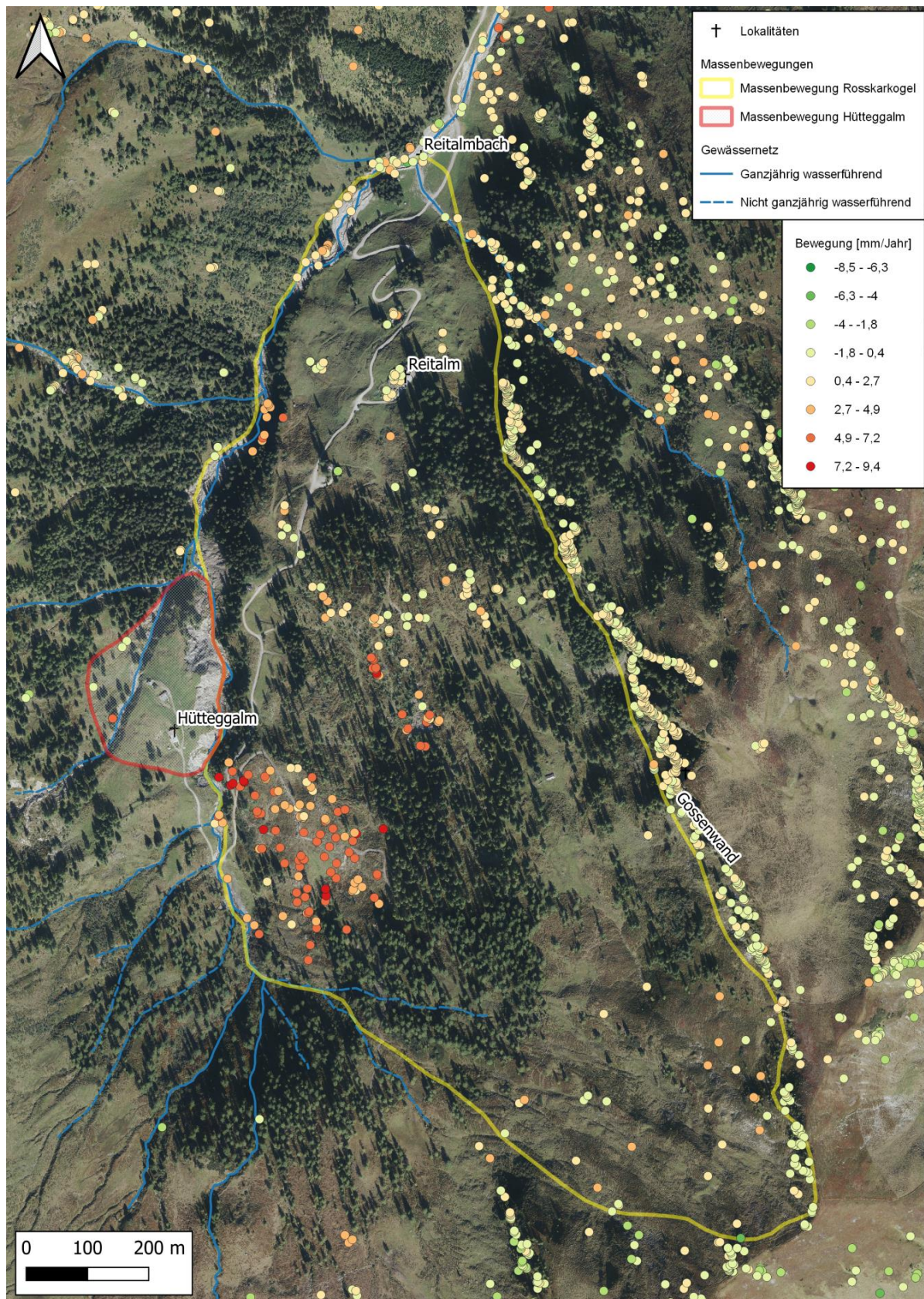


Abbildung 3.23: Orthofoto inklusive der mittels INSAR detektierten Reflexionspunkte im Reitalmtal.



Die Analyse von SAR-Daten wurde unter anderem angewendet, um die Ergebnisse der Orthofotoanalyse zu verifizieren. Abbildung 3.23 zeigt ein Orthofoto des Untersuchungsgebiets aus dem Jahr 2021, einschließlich der von TerraSAR-X detektierten Reflexionspunkte und der vom Satelliten erfassten Bewegungen. Diese Daten wurden mit QGIS (Version 3.18.3-Zürich) analysiert und die Bewegungsraten nach ihrer Geschwindigkeit in Millimeter pro Jahr kategorisiert. Zur besseren Orientierung wurden die Grenzen der relikten Massenbewegung (Rosskarkogel) und der aktiven Massenbewegung (Hütteggalm) eingetragen. Die Datengrundlage für das hintere Reitalmtal wird durch die teilweise dichte Vegetation und den Mangel an festen Bezugspunkten, wie markanten Felsformationen oder Gebäuden, eingeschränkt. Im Bereich der Gössenwand, die sich von Nordwesten nach Südosten zum Rosskarkogel erstreckt und Teil der relikten Massenbewegung ist, wird eine hohe Anzahl an Reflexionspunkten verzeichnet. Diese resultieren aus der bis zu 60 m hohen Gössenwand, die überwiegend aus Kalkglimmerschiefer besteht. Die Daten sind allerdings für Aussagen über die Bewegungsrate der relikten Massenbewegung nicht anwendbar, da sie hauptsächlich Versagen innerhalb der Wand und Erosionsprozesse erfassen.

In dem in Abbildung 3.23 rot umrandeten Bereich der Hütteggalm wurden nur vereinzelte Reflexionspunkte identifiziert. Diese sind jedoch für verlässliche Aussagen über die Bewegungsrichtung oder -geschwindigkeit der Massenbewegung nicht ausreichend. Der Grund hierfür ist die minimale Bewegung, die diese Punkte anzeigen, da sie lediglich eine Bewegung im Millimeterbereich aufweisen. Diese ist somit deutlich geringer als die Bewegungsraten, die durch die Analyse von Orthofotos ermittelt wurden. Südöstlich der Hütteggalm, im Talbereich der Massenbewegung des Rosskarkogels nahe der Zufahrtsstraße zur Hütteggalm, wurde eine hohe Anzahl an Reflexionspunkten erfasst. In diesem Gebiet wurden, wie im Kapitel 3.7 in der Abbildung 3.20 dargestellt, durch Orthofotoanalysen Bewegungen festgestellt und beschrieben. Die Auswertung der einzelnen Reflexionspunkte zeigt eine Bewegung, die im Durchschnitt 7 mm pro Jahr beträgt. Die übrigen Reflexionspunkte im Zentralteil der relikten Massenbewegung erlauben keine Interpretation einer Bewegung. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass das abgelagerte Material der Massenbewegung des Rosskarkogels noch in Bewegung ist. Diese Bewegung ist, wenn überhaupt, eher lokal auf einzelne Bereiche beschränkt. Obwohl bei der Reitalm und ihren Wirtschaftsgebäuden einige Reflexionspunkte identifiziert wurden, ist die dort gemessene Bewegung minimal, sodass sie als nicht signifikant angesehen wird.

Die Aussagekraft der InSAR-Daten bezüglich der Massenbewegung im Bereich der Hütteggalm wird durch Abbildung 3.24 veranschaulicht, welche ein Streudiagramm eines

Reflektionspunktes darstellt. Diese Daten stammen von Sentinel-1-Satelliten und wurden im Rahmen des Interreg-Projektes SedInOut (2022) mittels InSAR erhoben, was einen Vergleich mit den in Abbildung 3.23 präsentierten TerraSAR-X Daten ermöglicht. Laut Abbildung 3.24 beträgt die durchschnittliche Bewegungsrate etwa 0,7 mm pro Jahr, wobei die Datenpunkte einen linear positiven Trend aufzeigen. Allerdings ist die Streuung der Datenpunkte derart groß, und der ermittelte Bewegungszusammenhang weicht so deutlich von den durch Orthofotos erfassten Bewegungen ab, dass die analysierten InSAR-Daten keine signifikante Relevanz für das Untersuchungsgebiet aufweisen. Dies wird exemplarisch in Abbildung 3.24 dargestellt, während die generellen Bewegungen, die aus Abbildung 3.23 abgeleitet werden und ebenfalls im Millimeterbereich liegen, diese Beobachtung untermauern.

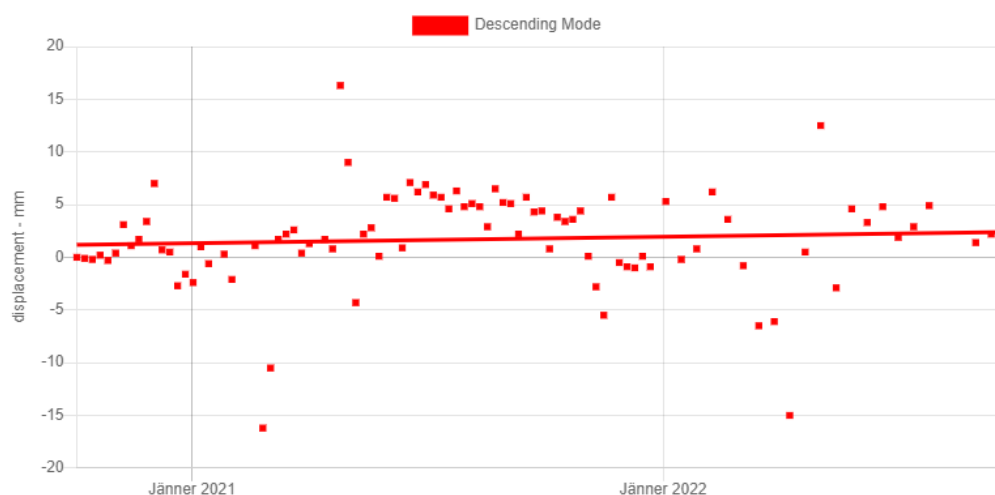


Abbildung 3.24: Die InSAR-Daten der Hüttegalm, erhoben von Sentinel-1 im Rahmen des 'SedInOut'-Projekts, zeigen eine durchschnittliche Geschwindigkeit von ca. 0,7 mm/Jahr (*SedInOut*, 2022).

### 3.9 Erosionsanalyse

Die Auswertung der Orthofotos zeigt eine Zunahme der Erosion, die durch den Reitalmbach im Laufe der Jahre verursacht wird. Diese Beobachtung korreliert mit den Aussagen ansässiger Landwirte. Wie in der Abbildung 3.25 ersichtlich, erodiert der Reitalmbach die im Talboden befindlichen Phyllite und formt dabei einen tiefen Graben, begleitet von einer übersteilten Böschung im Bereich der Hüttegalm.

Die Analyse des vom Land Salzburg erstellten Laserscans zeigt, dass das Bachbett im Jahr 2021 eine Tiefe von 25 bis 32 Metern aufweist. Diese Messungen belegen eindrücklich die fortschreitende Auswirkung der Bacherosion auf die landschaftliche Struktur. Um diese Erosion quantitativ zu erfassen, erfolgte für jedes Orthofoto im

Zeitraum von 1953 bis 2021 eine individuelle Vermessung der Normalen zur Böschungskante, die für die verfügbaren Jahre ausgewertet wurde. Dabei wurde speziell die östliche Böschungskante, die parallel zum Reitalmbach verläuft, untersucht. Die resultierenden Daten sind in der Abbildung 3.26 dargestellt.

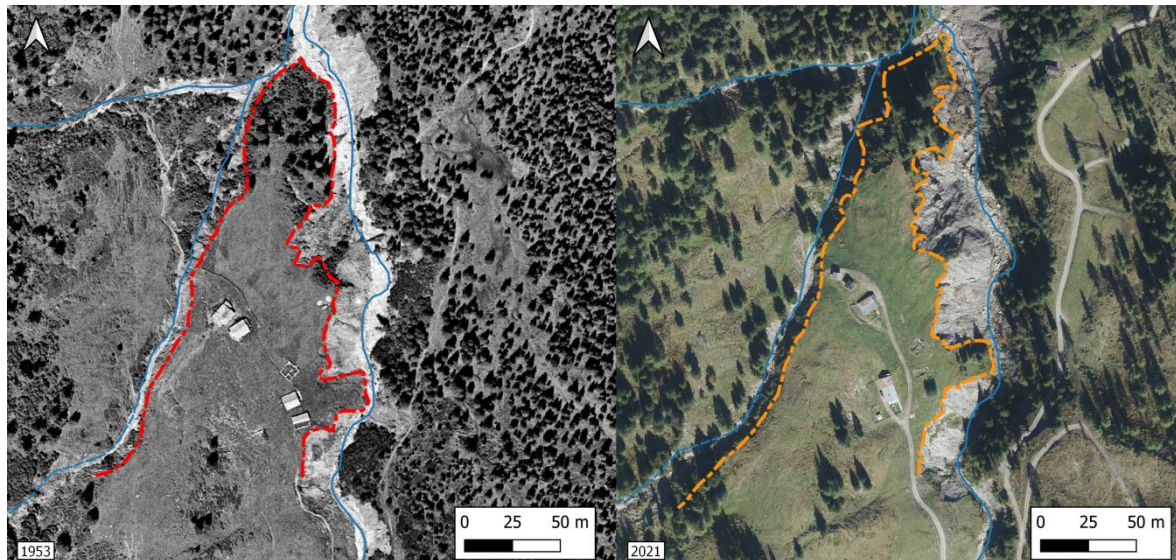


Abbildung 3.25: Erosionsbedingte morphologische Änderung, linke Abbildung (SW) zeigt die Hütteggalm im Jahr 1953, rechte Abbildung (farbig) ist aus dem Jahr 2021. Der Verlauf der Böschungskante ist in den jeweiligen Abbildungen farblich markiert.

Es ist wichtig anzumerken, dass sich diese Analyse ausschließlich auf die bachbedingte Erosion konzentriert und nicht die aktive Massenbewegung der Hütteggalm betrachtet. Im Diagramm wurde neben der Erosion pro Jahr auch die kumulierte Erosion dargestellt. Die Ergebnisse der Analyse zeigen einen signifikanten Flächenverlust auf Basis des ermittelten Erosionsfortschritts. Die ausgewertete Zeitspanne beträgt 68 Jahre. Besonders erwähnenswert ist, dass die Erosionsrate im Zwölfjahreszeitraum von 2009 bis 2021 mehr als das Doppelte der Rate der vorausgegangenen 56 Jahre (1953 bis 2009) betrug. Der in der Abbildung 3.26 dargestellte Graph der Erosion pro Jahr zeigt einen Rückgang der Erosionsrate im Jahr 2019. Diese scheinbare Abnahme ist dadurch zu erklären, dass im Jahr 2019 die letzte signifikante Reaktivierung der Massenbewegung stattgefunden hat. Dabei bewegte sich die Alm in nordöstlicher Richtung. Die Quantifizierung der Erosion erfolgte jedoch durch Vermessung der Böschungskante, welche die Hütteggalm begrenzt.

### Erosion im Zeitraum von 1953- 2021

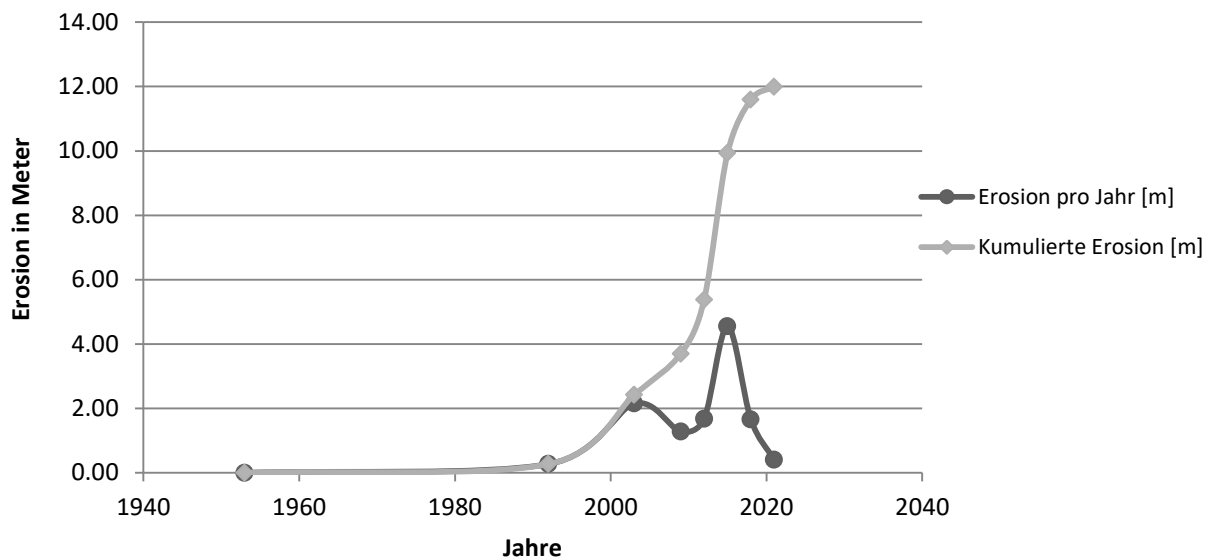


Abbildung 3.26: Analyse des Erosionsausmaßes in Metern an der Hütteggalm, verursacht durch den Reitalmbach, im Zeitraum von 1953 bis 2021.

Die im Jahre 2019 stattgefundenene Bewegung hatte zur Folge, dass sich die gesamte Alm in nordöstlicher Richtung bewegte und hierdurch den Bezugspunkt der Erosionsmessung verfälschte. Somit lässt sich annehmen, dass die tatsächliche Erosion bedeutend größer ist als in der Abbildung 3.26 dargestellt. Die im Kapitel 3.7 mittels Orthofotos gemessene Bewegungsrate der Hütteggalm (Zeitraum 2018 bis 2021) muss folglich mit der Erosionsrate des Jahres 2019 addiert werden, um die reale Erosion festzustellen. Demnach liegt die Erosion in diesem Zeitraum zwischen 1,15 und 1,9 Metern.

#### 3.9.1 Vegetationsänderung als möglicher Erosionstreiber

Das in der Abbildung 3.26 dargestellte Diagramm zeigt einen starken Anstieg der Erosion innerhalb der letzten 25 Jahre. Die Ursachen hierfür sind nicht leicht zu eruieren und können nicht ausschließlich auf Starkniederschlagsereignisse zurückgeführt werden. Grund für diese Annahme ist die Auswertung der Orthofotos, welche neben der zunehmenden Erosion auch andere Veränderungen im Arbeitsgebiet zeigte. Abbildung 3.27 zeigt links das Reitalmtal im Jahr 1992 und rechts im Jahr 2021. Hierbei fällt auf, dass die Bewaldung auf der östlichen Talseite, im Bereich der relikten Massenbewegung, zurückging. Die Befragung der ortsansässigen Landwirte ergab, dass im Jahr 2002 ein Sturmereignis, begleitet von Windwurf, stattfand. Im Zuge der Aufräumarbeiten wurden zusätzliche Flächen gerodet und nur ein Lärchenbestand belassen. Die gesamte georodete Fläche, inklusive des vom Sturmereignis zerstörten Areals beträgt rund 15,77



Hektar. Die Flächenangaben hierfür wurden mittels QGIS (Version 3.18.3-Zürich) ausgewertet. Neben dem zentralen und rot markierten Bereich zeigt die Abbildung 3.27 einen deutlichen Rückgang des Waldbestandes im Bereich der Böschungen, insbesondere auf der östlichen Seite des Reitalmbachs nahe der Hütteggalm. Diese Veränderungen im Einzugsgebiet des Reitalmbachs können somit aus hydrogeologischer Sicht nicht außer Acht gelassen werden. Laut Aulitzky (1986) beeinflusst neben den Substrateigenschaften und der Starkregenbedrohung die Vegetation die Versickerung und den Abfluss. Die nach dem Sturm fehlende Bewaldung im Einzugsgebiet des Reitalmbachs verändert unter anderem den Oberflächenabfluss von Niederschlag und Schmelzwasser. Dieser wird maßgeblich von den Versickerungsmöglichkeiten beeinflusst. Eine höhere Versickerungsrate führt zu einem geringeren Anteil an oberirdisch abfließendem Wasser (Hellerschmidt-Alber, 2000).

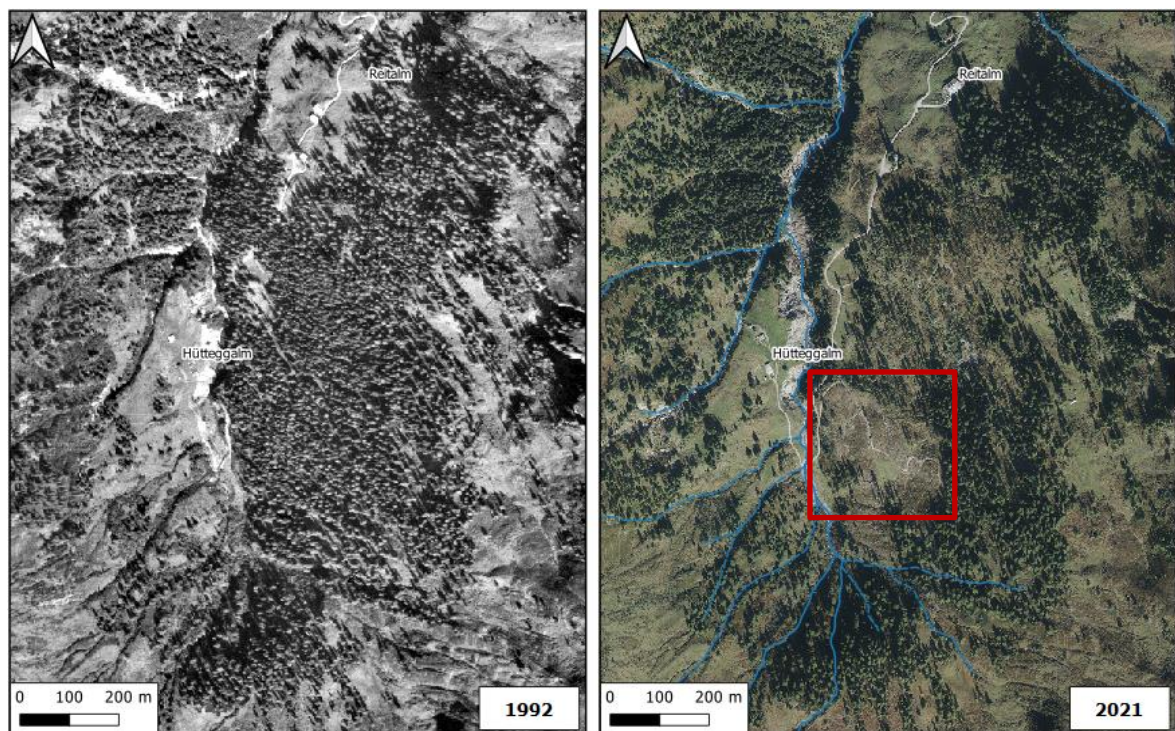


Abbildung 3.27: Veränderung der Vegetation, linke Abbildung (SW) zeigt die Hütteggalm im Jahr 1992. Der rot markierte Bereich der rechten Abbildung (2021) zeigt die vom Sturm beeinträchtigte Fläche.

Der erhöhte Eintrag von Oberflächenabfluss im System könnte unter anderem zur Zunahme der Erosion beitragen. Der Zeitpunkt des Schadensereignisses korreliert mit der in Abbildung 3.26 dargestellten Zunahme der Erosion.

Die von Stern (1971) erstellte hydrologischen Reihung von Vegetationsdecken zeigt, dass die Versickerung von Niederschlägen besonders hoch in steilen, geschlossenen Fichtenhochwäldern ist. Im Gegensatz dazu nimmt die Versickerung bei flachen Nass- und Sumpfwiesen stark ab, wobei der Anteil am oberirdischen Abfluss in diesen Gebieten

besonders groß ist. Die Beschreibung von Stern (1971) deckt sich mit diesen Gegebenheiten im Arbeitsgebiet. Die überwiegende Mehrheit des Windbruchs waren Fichten, des Weiteren ist das Gelände äußerst flach und die Hangneigung liegt unter 30 Grad. Darüber hinaus ist der Boden in diesem Bereich aufgrund der Geologie auch nach einem Niederschlagsereignis lange mit Wasser gesättigt.

Der Verlust der Bewaldung führt neben dem Festigkeitsverlust im Bereich des Bachbetts und der Böschung im Allgemeinen zu einer stärkeren Durchfeuchtung der östlichen Talseite. Durch die auf dieses Gebiet übertragene Bestandstranspiration des Waldes konnten vor dem Schadensereignis rund 20.000-50.000 Liter pro Hektar und Tag aufgenommen werden (Aulitzky, 1986). Die gesamte Aufnahmekapazität der vom Sturmereignis betroffenen Fläche liegt somit zwischen 315.400 und 788.500 Liter pro Tag. Diese Menge an Niederschlag oder Schmelzwasser gelangt folglich als Oberflächen- oder Grundwasser in den Vorfluter, den Reitalmbach.



## 4 Schlussfolgerungen

### 4.1 Versagensursachen der Massenbewegungen

Die Auswertung der Laborergebnisse und die Resultate der ingenieurgeologischen Kartierung, ergänzt durch die von Kienzl (2024) angefertigten Profilschnitte, ermöglichen eine zusammenfassende Analyse der Versagensursachen der Massenbewegungen im hinteren Reitalmtal.

#### 4.1.1 Postglaziale Massenbewegung

Wie in den Kapiteln 1.6 und 3.1 beschrieben, wurde das Reitalmtal während des Quartärs glazial überprägt. Die Spuren der Eiszeit manifestieren sich unter anderem in der Ausbildung des Talausgangs in Form eines Trogtals, sowie in den am Talboden befindlichen Sedimenten, bestehend aus Moränen und fluviatilem Material. Nach dem Abschmelzen des Eises schnitten enorme Wassermengen schnell in den größtenteils vegetationslosen Talboden ein. Diese Vorgänge, zusammen mit der durch den Eistrückgang bedingten Druckentlastung, führten zu Spannungsumlagerungen in den Lithologien. Des Weiteren ist der Rückgang des Permafrosts ebenfalls zu berücksichtigen. Die Gesamtheit der genannten Faktoren trägt laut den Erkenntnissen dieser Arbeit zur Auslösung der Massenbewegung am Rosskarkogel bei. Neben klimatischen Veränderungen und der glazialen Überprägung spielten auch tektonische Ursachen eine Rolle. Im Bereich des Rosskarkogels konnte eine Störungszone identifiziert werden, welche Talkschiefer enthält. Die aus Rahmenscherversuchen ermittelten Materialkennwerte dieser Zone lassen zudem darauf schließen, dass diese als Gleithorizont für die relikte Massenbewegung fungierte. Kienzls (2024) Untersuchung der als Gleithorizont interpretierten Störungszone für die Massenbewegung am Rosskarkogel, ergänzt durch die Anisotropie der mobilisierten Phyllite, stärkt die Hypothese, dass das Gleiten (mit einem Übergang von rotierender zu translatorischer Bewegung) als primärer Versagensmechanismus betrachtet werden kann. Die Störungszone resultiert aus der im Bereich des Rosskarkogels verlaufenden Deckengrenze zwischen der Rauris- und Flugkopf-Decke. Dies führte, wie auch von Exner (1957) kartiert, zum Abrutschen der Phyllite der Fusch-Formation. Die Ergebnisse der Kartierung sowie die Analyse der Phyllite im Bereich der Hüttegalm bestätigen unter anderem die von Landesgeologen Hofrat Mag. Gerald Valentin aufgestellte These, dass das Material der Massenbewegung

des Rosskarkogels langsam auf der gegenüberliegenden Talseite aufgebrandet ist. Im Laufe der Zeit erodierte der Reitalmbach den zugeschobenen Talboden und prägte so die heutige Morphologie der Hüttegalm. Die mithilfe von Orthofotos analysierte Bewegung der Hüttegalm verzeichnete auch auf der östlichen Talseite, im Bereich des relikten Bergsturzes, Bewegungen. Diese Mobilisierung konnte mittels der TerraSAR-X-Daten teilweise bestätigt werden, obwohl die genaue Bewegungsrate aufgrund der zu geringen Auflösung der Orthofotos nicht ermittelt werden konnte. Generell lässt sich feststellen, dass die Ablagerungen der relikten Massenbewegung des Rosskarkogels, besonders im Bereich des Reitalmbachs, ein Kriechverhalten aufweisen. Diese Bewegungen lassen sich auf die in Kapitel 3.9 analysierte Erosion zurückführen. Demnach hat das zunehmend tiefere Einschneiden des Reitalmbachs in den Talboden Auswirkungen nicht nur auf die Hüttegalm auf der westlichen Bachseite, sondern auch auf die östliche Talseite. Die erodierende Wirkung des Baches schuf auf beiden Seiten eine übersteilte Böschung. Das in Kapitel 3.9.1 beschriebene Fehlen der Vegetationsbedeckung trägt dazu bei, dass vor allem eine oberflächliche Erosion auftritt, was wiederum zu einer stärkeren Sättigung des im Kapitel 3.9.1 beschriebenen, vom Sturmereignis betroffenen, Hangbereichs führt.

#### 4.1.2 Reaktivierter Bereich der Hüttegalm

Die Charakteristika der Massenbewegung der Hüttegalm unterscheiden sich weitgehend von jenen der relikten Massenbewegung des Rosskarkogels. Die von Kienzl (2024) angefertigten Profilschnitte haben bestätigt, dass die im Kapitel 3.1.2 beschriebene Deckengrenze, die für das Abgleiten der Phyllite in der Rosskarkogelscharte mitverantwortlich ist, wie in Abbildung 3.6 gezeigt, ebenfalls im Bereich der Hüttegalm verläuft. Diese Deckengrenze trennt die Fuscher-Phyllite, die im Hangenden lagern und der Rauris-Decke zugehörig sind, von den im Liegenden befindlichen Phylliten der Brennkogel-Formation, die der Flugkopf-Decke zugeschrieben werden. Jedoch erfolgt das Versagen innerhalb der Fuscher-Phyllite, welche den Untergrund der Hüttegalm aufbauen, wie die Simulationen von Kienzl (2024) ergeben haben. Somit kann eine Aktivierung der Massenbewegung der Hüttegalm aufgrund der Tektonik beziehungsweise der Deckengrenze ausgeschlossen werden. Vielmehr handelt es sich bei der Mobilisierung der Hüttegalm um eine Kombination von mehreren Faktoren. Unter anderem weisen die im Kapitel 3.1.1 beschriebenen Fuscher-Phyllite einen hohen Zerlegungsgrad auf. Der Zerlegungsgrad lässt sich durch die Genese des Materials erklären. Dabei repräsentieren die Fuscher-Phyllite diejenigen Phyllite vom Rosskarkogel, die im Schichtverband abrutschten, wie im Kapitel 3.1.5.1 erläutert wurde. Dieser Zerlegungsgrad zeigt sich in den variierenden Orientierungen, erkennbar an Falten sowie

Auf- und Abschiebungen der Phyllite im Bachbett unterhalb der Hütteggalm. Dieser hohe Zerlegungsgrad führt zu einer geringen Scherfestigkeit der Fuscher-Phyllite. Zusätzlich wird die niedrige Scherfestigkeit durch die mineralogische Zusammensetzung bedingt, die durch einen hohen Anteil an Schichtsilikaten (hauptsächlich in Form von Muskovit) und einen signifikanten Graphitgehalt charakterisiert ist. Ein weiterer relevanter Faktor ist die im Kapitel 3.9 beschriebene Erosion, die dazu beiträgt, dass sich das System der Hütteggalm in einem kritischen Zustand befindet, wie Kienzl (2024) detailliert ausführte. Der Reitalmbach schneidet sich in das zuvor erwähnte Ablagerungsmaterial der relikten Massenbewegung ein und formt dabei eine übersteilte Böschung am Fuß der Hütteggalm. Am westlichen Rand der Hütteggalm hat außerdem ein nicht ganzjährig wasserführender Bachlauf einen tiefen Graben in das Ablagerungsmaterial erodiert. Diese Erosion resultierte schrittweise in einem Versagen der Böschungskante und führte somit zu einem kontinuierlichen Flächenverlust der Alm, wie in Kapitel 3.9 dargelegt. Wenn ein Niederschlagsereignis auftritt, das die von Kienzl (2024) beschriebenen Charakteristika aufweist, und bereits eine übermäßige Sättigung der Phyllite vorliegt, kommt es zu einer großflächigen Mobilisierung der Massenbewegung der Hütteggalm. Die Bewegungsrate und die Richtung des letzten signifikanten Ereignisses im Jahr 2019 wurden ermittelt und sind im Kapitel 3.7.1 detailliert beschrieben.

## 4.2 Methodenkritik

Im Folgenden soll auf potenzielle Unsicherheiten und Schwierigkeiten hingewiesen werden, die während der Durchführung und Auswertung dieser Untersuchung aufgetreten sind.

### 4.2.1 Geologische Karte

Wie in Kapitel 3.1.1 bereits beschrieben, gestaltete sich die Gesteinsansprache aufgrund des Mangels an Aufschlüssen in einigen Abschnitten als schwierig. Lediglich in den Kambereichen konnten Lithologiewechsel schlüssig nachvollzogen werden. Ähnlich wie Exner (1957) anmerkte, war es teilweise herausfordernd, ohne umfassende mineralogische Analysen, eindeutige Grenzen zwischen den Lithologien zu definieren. Dennoch stimmten die beobachteten lithologischen Grenzen größtenteils mit den bereits existierenden Kartierungen von Exner (1957) und Kreuss (2021) überein. Im Talboden erschwerte die Vegetation und Überlagerung durch Moränenmaterial die Kartierung. Die festgestellten Deckengrenzen, vorrangig im Kambereich und oberhalb der Hütteggalm

identifiziert, wurden basierend auf existierenden geologischen Karten ergänzt. Die Ergebnisse der zweiwöchigen Kartierung durch Tauber (2020) sind leider nicht erhalten geblieben, wodurch seine potenziellen Erkenntnisse nicht in die Auswertungen einbezogen werden konnten.

#### 4.2.2 XRD-Analyse

Die Anwendung der Röntgenpulverdiffraktometrie (XRD) für die Analyse der Phyllite der Fusch-Formation und des Talkschiefers aus der Rosskarkogelscharte war zielführend, um die mineralogische Zusammensetzung dieser Gesteine zu bestimmen. Diese Technik ermöglicht eine detaillierte Identifizierung der Mineralphasen und liefert wertvolle Daten, die zur Überprüfung der Hypothesen bezüglich der Genese der Massenbewegungen beitragen. Allerdings müssen die Ergebnisse dieser Untersuchungen stets im Kontext der geologischen Geschichte und der tektonischen Prozesse betrachtet werden. Dies erfordert eine detaillierte und umfassende Verständnisbasis des Untersuchungsgebietes.

Ein kritisch zu betrachtender Aspekt der XRD-Analyse bezieht sich auf die Probenentnahme. Die Quantifizierung und Identifikation der Mineralphasen, insbesondere des Graphitgehalts, hängen stark von der repräsentativen Auswahl der Proben ab. Bei der Probenentnahme, die in Zusammenarbeit mit Kienzl (2024) durchgeführt wurde, ist darauf geachtet worden, repräsentative Proben zu entnehmen. Allerdings ist aufgrund des Verwitterungsgrades der Aufschlüsse oft schwer zu erkennen, ob beispielsweise Graphitlagen vorhanden sind oder nicht. Eine breitere Probenentnahme könnte ein umfassenderes Bild der mineralogischen Zusammensetzung liefern.

Bei der Identifizierung der schwarzen Einsprenglinge im Talkschiefer durch die XRD-Analyse blieb die spezifische Zusammensetzung dieser Einsprenglinge teilweise unklar. Dies deutet auf eine Limitation der Methode sowie der durchgeführten Analyse hin.

#### 4.2.3 Glühverlust

Die über die Glühverlustanalyse erhaltenen Ergebnisse sollen aus diversen Gründen kritisch betrachtet werden. Bei der Analyse des Talkschiefers ist beispielsweise zu beachten, dass dieser Zwischenschichtwasser enthalten kann. Die Freisetzung dieses Kristallwassers wird bei der Analyse ebenfalls als Glühverlust gewertet und kann über die angewandte Durchführung nicht ausgeschlossen werden. Auch die teilweise in den Füscher- sowie Brennkogel-Phylliten enthaltenen Karbonate beeinflussen das Ergebnis

der Glühverlustanalyse wesentlich. Das ist besonders bei hohen Temperaturen der Fall, wo sie einen signifikanten Beitrag zum Gesamtverlust leisten können (Döpke, 2004). Diese Erklärung der hohen ermittelten Glühverluste des Talkschiefers und des Phyllits der Brennkogel-Formation bedingt auch eine kritische Betrachtung der Ergebnisse der Bestimmung des Kohlenstoffgehalts. Hier ist zudem anzumerken, dass die angewandte Durchführung vorrangig zur Bestimmung organischer Substanz angedacht ist. Während im durchgeführten Laborversuch nur eine Temperatur von 550° aufgebracht wurde, ist für die Bestimmung des Anteils anorganischen Kohlenstoffs eine weitere Glühphase bei einer Temperatur von 1000°C nötig (Döpke, 2004). Deshalb schließt der im Labor der Universität Graz durchgeführte Versuch den Anteil des anorganischen Kohlenstoffs aus. Daher fällt der erhaltene Wert des Glühverlusts, beispielsweise des Fuscher-Phyllits, wohl zu klein aus. Ein weiterer kritisch zu betrachtender Punkt ist die Probenentnahme. Im Fall der Fuscher-Phyllite könnte der Anteil an Graphit einer ungleichen Verteilung im Gestein folgen, was je nach Entnahmestelle zu voneinander abweichenden Ergebnissen führt. Im vorliegenden Versuch wurde jedoch ausschließlich eine Probe aus dem Bereich der Hüttegalm analysiert.

#### 4.2.4 In-situ- Indexversuche

Die In-situ-Tests mittels Taschen-Drehflügelsonde und Taschen-Penetrometer waren aufgrund der Varianz der Ergebnisse und ihrer Ungenauigkeit unzureichend. Die Bodenbeschaffenheit und Oberflächenheterogenität im Bereich der Hüttegalm genügten laut Kienzl (2024) nicht den Anforderungen für aussagekräftige Analysen. Diese Tests sind üblicherweise für kohäsive Böden vorgesehen, doch ihre Anwendung auf lockeren, kaum bindigen Lithologien führte zu nur begrenzt verwertbaren Ergebnissen. Diese wurden daher nur als vorläufige Einschätzung angesehen, während für detaillierte Simulationen die Ergebnisse des Rahmenscherversuchs abgewartet wurden.

#### 4.2.5 Kleiner Rahmenscherversuch

Der kleine Rahmenscherversuch wurde durchgeführt, um bodenmechanische Kennwerte, insbesondere Kohäsion und Reibungswinkel der Lithologien der Hüttegalm (Fuscher-Phyllit) und des Rosskarkogels (Talkschiefer) zu bestimmen. Die Methode erwies sich in Bezug auf den Talkschiefer, der aus der Störungszone im Bereich der Rosskarkogelscharte stammt, als zielführend. Die Ergebnisse der Analyse des Fuscher-Phyllits in Kapitel 3.6 weisen jedoch einige Unsicherheiten auf. Die lithologische Beschaffenheit der Hüttegalm ist nicht ausschließlich auf zerlegte und erodierte Phyllite

beschränkt. Besonders im Bereich des Bachbetts gibt es äußerst kompetente Abschnitte, wie in Kapitel 3.1.1 erörtert. Diese massigeren Bereiche weisen andere Charakteristika in Bezug auf Kohäsion und Reibungswinkel auf. Daher wäre ein großer Rahmenscherversuch oder ein Triaxialversuch der Fuscher-Phyllite zielführender. Die ermittelte Kohäsion des durchgeführten kleinen Rahmenscherversuchs stimmt nicht mit der Inhomogenität der Lithologien der Hüttegalm überein.

#### 4.2.6 Bewegungsanalyse mittels Orthofotos

Die präzise Erfassung von Hangbewegungen durch Orthofotoanalysen mit Unterstützung von maschinellem Lernen stellt eine komplexe Herausforderung dar, welche verschiedenen Fehlerquellen unterliegt. Eine grundlegende Voraussetzung dieser Methode ist eine hohe Qualität der Eingangsdaten. Es ist erforderlich, dass alle Orthofotos ein einheitliches Georeferenzierungssystem aufweisen und frei von Verzerrungen sind. Laserscandaten könnten grundsätzlich eine Alternative darstellen, da sie ebenfalls mittels Pixel-Tracing analysierbar sind und sich durch eine höhere Auflösung sowie geringere potenzielle Fehlerquellen auszeichnen. Jedoch steht für das Untersuchungsgebiet nur ein einzelner Laserscan des Arbeitsgebietes zur Verfügung, der aus dem Jahr 2021 stammt und vom Land Salzburg bereitgestellt wurde. Die Genauigkeit und die Zuverlässigkeit der Bewegungsanalyse mittels Orthofotos lässt sich jedoch durch den Einsatz geeigneter technischer Lösungen steigern. So beispielsweise durch die Nutzung des Python-Add-in Pytrack, das speziell zur Adressierung potenzieller Fehlerquellen entwickelt wurde. Generelle relevante Fehlerursachen sind:

- Anthropogene Einflüsse: Vergleicht man beispielsweise die Orthofotos der Hüttegalm aus den Jahren 2019 und 2021, so kommt es zu einem scheinbar großen Versatz im Bereich der Forststraßen. Diese vermeintliche Bewegung kommt durch Straßensanierungsarbeiten zustande. Derartige menschliche Einwirkungen sind zu prüfen und zu hinterfragen.
- Schatten und Beleuchtungseffekte: Schatten können die Interpretation von Bildmerkmalen beeinträchtigen und zu falschen Bewegungsdarstellungen führen. Die einzelnen Orthofotos wurden nicht zur selben Tageszeit aufgenommen, hierdurch kommt es zu unterschiedlicher Schattenbildung, welche durch Bäume und der gleichen erzeugt werden. Diese Bereiche können jedoch identifiziert und bereinigt werden.
- Qualität der Eingangsdaten: Bewegungen können nur im Bereich der Auflösung des analysierten Bildmaterials detektiert werden. So besitzen die Orthofotos der Befliegungsprogramme seit den 2000er Jahren eine Auflösung von mindestens



25cm (siehe Tabelle 2.1). Beträgt der Versatz der Bewegung, im analysierten Zeitraum nur 10cm kann diese Veränderung nicht identifiziert werden. Generell kann auch die Auflösung selbst als limitierender Faktor fungieren. Dies trifft auf den Datensatz aus dem Jahr 1953 zu. In diesem Fall führt die verminderte Auflösung zu keinem adäquaten Ergebnis.

- Geschiebe: Die charakteristische Zungen-Form der Hüttegalm ergibt sich durch die beiden Bachläufe, welche links und rechts der Alm fließen. Diese Bäche transportieren besonders während der Schneeschmelze, sowie bei Niederschlagsereignissen eine enorme Menge an Geschiebe. Dabei werden auch große Blöcke, welche als Keypoints bei der Untersuchung fungieren, über eine große Distanz bewegt. Diese Bewegungen müssen immer im Kontext mit der Vielzahl an Keypoints gesehen werden. Reißen ein oder mehrere Keypoints im Bereich des Bachlaufes aus, so können diese ausgesondert werden.

#### 4.2.7 Bewegungsanalyse mittels TerraSAR-X Daten

Die Auswertung der TerraSAR-X Daten und deren Abgleich mit Sentinel-1 Daten unterstreichen die essenzielle Bedeutung nutzbarer Reflexionspunkte im Untersuchungsareal. Die Analyse offenbarte zudem die limitierte Anwendbarkeit von InSAR in Gebieten mit dichter Vegetation. Neben der Vegetation verringert die glaziale Überprägung des hinteren Reitalmtals die Verfügbarkeit geeigneter Reflexionspunkte. Die Datenpunkte weisen eine erhebliche Streuung auf und zeigen eine signifikante Abweichung von den durch Orthofotos erfassten Bewegungsmustern, was dazu führt, dass die analysierten InSAR-Daten für das Untersuchungsgebiet als nicht aussagekräftig eingestuft werden.

## 5 Ausblick

Die künftige Entwicklung der Massenbewegungen im hinteren Reitalmtal lässt sich teilweise durch die von Kienzl (2024) erarbeiteten klimatischen Trendanalysen abschätzen. Kienzl (2024) dokumentiert einen Anstieg des Tagesniederschlags um etwa 1,5 Millimeter sowie einen Anstieg der durchschnittlichen Tagestemperatur um 1,6 °C, basierend auf Daten von 1971 bis 2019. Zusätzlich prognostizieren die von Kienzl beschriebenen Klimaszenarien eine Zunahme ausgeprägter Niederschlagsereignisse, was wiederum den Wassereintrag erhöhen dürfte.

Aus diesen Faktoren lässt sich ableiten, dass die durch den Reitalmbach verursachte Erosion im Bereich der reaktivierten Massenbewegung der Hütteggalm weiterhin zunehmen wird, was eine fortschreitende Bewegung des Rutschkörpers zur Folge hat. Darüber hinaus könnten häufigere Unwetterereignisse durch die Sättigung der Fuscher-Phyllite und den dadurch bedingten oberflächlichen Abfluss zu einer verstärkten Oberflächenerosion führen. Generell ist mit einer Intensivierung der Erosionsprozesse durch den erhöhten Wassereintrag zu rechnen. Es ist anzunehmen, dass der Reitalmbach sich nicht nur im Bereich der Hütteggalm, sondern auch im gesamten hinteren Reitalmtal weiter in das Ablagerungsmaterial der relikten Massenbewegung des Rosskarkogels einschneiden wird, was zu einer Reaktivierung weiterer Bereiche führen kann. Insbesondere in steileren Bereichen, wie beispielsweise südlich der Reitalm, birgt dies eine potenzielle Gefahr.

Obwohl mögliche Sicherungsmaßnahmen im folgenden Kapitel erörtert werden, gestaltet sich deren Umsetzung im hinteren Reitalmtal aufgrund der hohen Kosten und der komplexen Einschätzbarkeit ihrer Effektivität als kaum realisierbar. Daher ist es wahrscheinlich, dass die dargestellten geologischen Prozesse auch in Zukunft akzeptiert werden müssen. Eine fortlaufende Überwachung der Entwicklungen könnte jedoch zu einer Neubewertung dieser Situation führen.

### 5.1 Mögliche Sanierungs- und Sicherungsmaßnahmen

Die Entwicklung eines geeigneten Sanierungskonzepts, das eine wirtschaftliche und praktikable Sicherung der Massenbewegung im Bereich der Hütteggalm ermöglicht, stellt eine komplexe Herausforderung dar. Unter wirtschaftlichen Gesichtspunkten gestaltet sich die Situation insbesondere angesichts des erheblichen Reaktivierungsvolumens von

400.000 Kubikmetern herausfordernd. Die Komplexität der Situation wird zusätzlich dadurch erhöht, dass die Analyse der Orthofotos ein Kriechverhalten der Massenbewegung offenbart, welches die Umsetzung von Stabilisierungsmaßnahmen zusätzlich erschwert.

Dennoch ist die Auseinandersetzung mit möglichen Maßnahmen wichtig, da der Reitalmbach, der im Bereich der Hüttegalm fließt und über den Reitalmgraben, sowie weiter über Hüttschlag in den Großarlbach mündet, ebenfalls eine potentielle alpine Naturgefahr darstellt. Selbst unter Berücksichtigung der Verbauungen des Reitalmbachs am Taleingang des hinteren Reitalmtals kann diese nicht ignoriert werden. Die Auswirkungen einer Aufstauung des Reitalmbachs durch die Massenbewegung und eines in Folge eintretenden Murschwalls könnte auf den im Talausgang befindlichen Ortskern von Hüttschlag, trotz der Retentionssperre erhebliche Konsequenzen haben. Dieses Kapitel versucht, mögliche praktikable und vor allem wirtschaftliche Maßnahmen aufzuzeigen.

Es sollte jedoch hervorgehoben werden, dass die Umsetzung technischer Stabilisierungsmaßnahmen für den Untergrund wegen des Ausmaßes der Rutschungen eine besondere Herausforderung darstellt (Valentin, 2019). Dies führt dazu, dass die dargestellten geologischen Prozesse, auch angesichts der komplexen Einschätzung der Sicherheit potenzieller Gegenmaßnahmen und des damit verbundenen Kostenfaktors, akzeptiert werden müssen.

### 5.1.1 Vegetation als wirksame Methode zur Hangstabilisierung

Die Vegetationsbedeckung ist ein variabler, durch menschliche Einflüsse steuerbarer Teil des Erosionspotentials. Über die Vegetation kann die Erosionsneigung eines Gebietes graduell gesteuert werden. Dies unterstreicht die Bedeutung der Vegetationsbedeckung bei der ganzheitlichen Beurteilung des Abflussverhaltens eines Wildbaches, insbesondere bei extremen Ereignissen und bei der Entwicklung adäquater Maßnahmen zur Erosionskontrolle (Aulitzky, 1986).

#### 5.1.1.1 Sicherung der Forststraßen

Die Stabilisierung der Forststraßen auf der östlichen Seite des Reitalmbachs erfordert gezielte Maßnahmen, insbesondere im Hinblick auf die Erosionskontrolle und Hangstabilität. Ein wesentlicher Aspekt ist dabei die Wiederherstellung der Vegetationsdecke. Durch eine flächendeckende Begrünung wird der Boden verfestigt, was die Destabilisierung des gesamten Hangs verhindert und oberflächennahe Erosion reduziert. Zusätzlich zur Wiederherstellung der Vegetation ist es wichtig, die Forststraßen

durch eine Kombination mit anderen Stabilisierungsmaßnahmen zu sichern. Insbesondere an exponierten Böschungen sollten die Fußbereiche zusätzlich gestärkt werden. Dies kann durch Anschüttungen, gezielte Bepflanzungen und durch konstruktive Maßnahmen erfolgen. Eine mögliche Kombination dieser Methoden könnte eine umfassende Stabilisierung der Forststraßen in diesem sensiblen Gebiet gewährleisten (Genske, 2021).

### 5.1.2 Sicherung der Bachsohle und Böschungsflanken

Die durch den Reitalmbach verursachte Erosion kann, wie in Kapitel 3.9 gezeigt, als treibende Kraft im Hinblick auf die Massenbewegung angesehen werden. Die stetige Zunahme bzw. das immer tiefer einschneidende Bachbett führt zu übersteilten Böschungskanten sowohl im Bereich der Hüttegalm als auch auf der gegenüberliegenden Talseite. Die Ergebnisse zeigten, dass die Erosion ein schrittweises Versagen der Böschung im Bereich der Hüttegalm zur Folge hat. Um diesem Prozess entgegenzuwirken, wäre eine Sicherung der Bachsohle, wie sie in Abbildung 5.1 dargestellt ist, eine praktikable Möglichkeit. Hierzu müsste jedoch externes Material herangezogen werden, da im Bereich des Talkessels des Reitalmtals kein adäquates Material für den Ausbau der Bachsohle vorliegt.

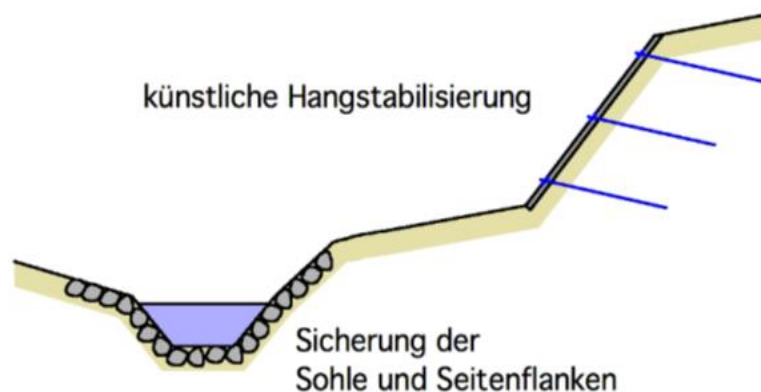


Abbildung 5.1: Exemplarischer Ansatz zur Sicherung der Bachsohle sowie der Seitenflanken mittels einer Nagelwand, bestehend aus Spritzbeton und Erdnägeln, oder einer alternativen Konstruktion mit Holzankern (Wietek, 2017).

Neben der Auspflasterung der Gewässersohle besteht die Möglichkeit, die Böschung zu stabilisieren, um eine künstliche Hangstabilisierung im Bereich der kritischen Böschungsneigung herzustellen. Sowohl eine Nagelwand, bestehend aus einer Spritzbetonwand und Erdnägeln, als auch eine Holzankerwand wären hier adäquate Lösungen, die das Entstehen von weiteren Gleitfugen verhindern könnten, an denen das Material erneut abrutschen kann (Wietek, 2017). Die Sicherung der Böschungsbereiche

wäre jedoch nur zielführend, wenn diese in Kombination mit der Sicherung der Gewässersohle durchgeführt wird. Generell sind die in diesem Unterabschnitt vorgestellten Sicherungsmöglichkeiten, betreffend der Kosten, sicherlich am höchsten zu beziffern.

### 5.1.3 Drainage- Maßnahmen

Wie bereits im vorherigen Punkt 5.1.2 beschrieben und in Kapitel 3.9 detaillierter erläutert, müssen die Erosion und der aufgrund der vorherrschenden Geologie im Reitalmtal dominierende Oberflächenabfluss im Hinblick auf die Erosionswirkung berücksichtigt werden. Der in Kapitel 3.9.1 beschriebene Verlust des Waldbestands wirkt sich erheblich auf die Entwässerung der östlichen Talseite im Bereich der relikten Massenbewegung aus. Um hier eine Wiederaufforstung zu ermöglichen, könnten kombinierte Maßnahmen geschaffen werden und dadurch zumindest Teile des Oberflächenabflusses gezielt in den Vorfluter, den Reitalmbach, einzuleiten. Durch den Einsatz von Oberflächendrainagen lässt sich bei intensiven Regenfällen das Wasser an den oberen Hängen effektiv auffangen. Offene Entwässerungsgräben, welche das anfallende Oberflächenwasser zu einem Vorfluter umleiten, könnten hierfür verwendet werden (Genske, 2021).

In Bezug auf die Massenbewegung der Hütteggalm wären Drainagemaßnahmen mit hohen Kosten verbunden. Im Bereich der Böschung der Hütteggalm, die unmittelbar an den Reitalmbach grenzt, trägt neben dem Oberflächenabfluss vor allem das Bergwasser zur Destabilisierung bei. Dies führt laut Genske (2021) dazu, dass der Druck des Porenwassers die effektiven Spannungen reduziert, was in extremen Fällen zum vollständigen Verlust des Reibungswiderstands führen kann, wie das Coulombsche Schergesetz beschreibt. Um dem entgegenzuwirken, können Drainagebohrungen in den Hang getrieben werden, was jedoch eine sehr kostenintensive Maßnahme darstellt.

Zudem würde die vorherrschende Geologie, bestehend aus sehr fein geschieferten Phylliten, im Hinblick auf die Wartung weitere hohe Kosten verursachen, da diese die Drainagebohrungen verstopfen und infolgedessen wirkungslos machen könnten.

### 5.1.4 Weitere Untersuchungsmöglichkeiten

Wie bei allen hier vorgeschlagenen Maßnahmen, muss auch bei der Überwachung der Massenbewegung der Hütteggalm auf die Wirtschaftlichkeit geachtet werden. In diesem Zusammenhang ist es einerseits wichtig bei den lokalen Landwirten ein Bewusstsein zu schaffen, die einen wertvollen Beitrag bei der Dokumentation von Ereignissen leisten können. Bei der letzten großen Aktivierung der Massenbewegung im Jahr 2019 kam es

zur Öffnung von Zerrklüften unmittelbar neben, sowie oberhalb der Wirtschaftsgebäude der Alm. Hier wäre es wichtig, diese zu dokumentieren und sowohl die Öffnungsweiten als auch deren Verlauf festzuhalten. In diesem Zusammenhang wäre es nützlich, die Almwirte bezüglich der Hydrogeologie zu schulen, um bei einem Szenario, beispielsweise bestehend aus verspäteter Schneeschmelze und einem starken Niederschlagsereignis, die bereits bekannten, von der Massenbewegung beeinträchtigten Bereiche zu prüfen. Beispiele für diese Bereiche wären die Zerrklüfte, der Bereich um die Zufahrtsstraße sowie die Böschungskanten.

Dennoch wäre laut Genske (2021) eine systematische trigonometrische Erfassung von Referenzpunkten dienlich, da sie Einblicke in die Charakteristika und die Dynamik der Massenbewegung gewährt. In diesem Zusammenhang bieten GPS-Systeme eine effiziente und wirtschaftliche Methode für die Datenerhebung. Eine zukünftige Fortführung der Auswertung der Orthofotos, welche vom Land Salzburg erstellt werden, würde ein weiteres verhältnismäßig kostengünstiges Hilfsmittel darstellen. In diesem Zusammenhang wäre eine weitere wissenschaftliche Arbeit, beispielsweise in Zusammenarbeit mit dem Institut für Geodäsie oder dem Institut für Angewandte Erdwissenschaften der Technischen Universität Graz, die ebenfalls eine Abteilung für Remote Sensing betreiben, zielführend. Hierzu könnte durch Befliegungen mit einer Drohne, die mit einem Laserscanner ausgestattet ist, ein neues, aktuelles Modell der Hüttegalm erstellt werden und die Bewegungen mit dem Laserscan des Landes Salzburg abgeglichen werden.

Ein relevanter Aspekt bei der Bewertung der Bacherosion ist die Mächtigkeit der Fuscher-Phyllite im Talboden, die teilweise durch die relikte Massenbewegung des Rosskarkogels abgelagert wurden und nun vom Reitalmbach erodiert werden. Zur Analyse der Schichtmächtigkeiten könnten geophysikalische Untersuchungen durchgeführt werden. Dies erlaubt eine Abschätzung des Potentials der Erosionstiefe des Reitalmbachs. Des Weiteren könnte hierdurch die Lage der darunterliegenden Deckengrenze ermittelt werden.



# Literatur



- Angel, F. (1964). Petrographische Studien an der Ultramafit-Masse von Kraubath (Steiermark). Mitteilungen der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum, 1964(2), 1–125.
- Aulitzky, H. (1986). Über den Einfluß naturräumlicher Gegebenheiten auf Erosion und Wildbach­tätigkeit in Österreich. Umweltgeologie- Band(79), 45–62.
- Boley, C. (Hrsg.). (2019). Handbuch Geotechnik: Grundlagen – Anwendungen - Praxiserfahrungen (2., vollständig überarbeitete Auflage). Springer Vieweg.
- Button, E. & Blümel, M. (2004). Characterization of Phyllitic and Schistose Rock Masses: from System Behaviour to Key Parameters. EUROCK Geomechanics Colloquium., 2004(53).
- Döpke, G. (2004). Regionale und substratabhängige Verteilung von Schwermetallen in oberflächennahen Sedimenten des Inner Kingston Basin, Ontariosee [Osnabrück, Univ., Diss., 2004]. Deutsche Nationalbibliothek.
- Engl, D. A., Fellin, W. & Zangerl, C. (2008). Scherfestigkeiten von Scherzonen-Gesteinen : ein Beitrag zur geotechnischen Bewertung von tektonischen Störungen und Gleitzonen von Massenbewegungen. Vorab-Onlinepublikation.  
<https://doi.org/10.5169/seals-226685>
- Exner, C. (1951). Tauernfenster (Gastein- Mallnitz). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt - Sonderhefte, 1951(1), 76–88.
- Exner, C. (1957). Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. Geologische Bundesanstalt.
- Exner, C. & Pohl, E. (1949). Granosyenitischer Gneis und Gesteins-Radioaktivität bei Badgastein. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1949(94), 1–57.
- Genske, D. (2021). Ingenieurgeologie. Springer Berlin Heidelberg.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-662-62956-7>
- Gutjahr, K., Vecchiotti, Filippo, R., Christoph, G. & Ana & Cao, Senmao & Schardt, Mathias & Kociu, Arben & Briese, Christian. (2021). Österreichweite Bodensetzungs-und Hangrutschungskartierung mittels differentieller Radar Interferometrie.
- Hausleber, M. (2024). Geohazard Monitoring using a Computer Vision Framework [Masterarbeit]. Technische Universität Graz, Graz.
- Hellerschmidt-Alber, J. (2000). Bericht 1998 über ingenieurgeologische und hydrogeologische Aufnahmen im Umfeld des alten Bergbaureviers Brunnalm auf

- den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 122 Kitzbühel. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt(142).
- Highland, L.M. & Bobrowsky, P. (2008). The Landslide Handbook: Guide to Understanding Landslides. U.S. Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/cir1325>
- Höfer-Öllinger, G. (2017). Hydrogeologie von Kristallingesteinen in Planung und Bau von Untertagebauwerken. Beiträge zur Hydrogeologie(Band 61), 22–44.
- Hörmann, C. (2011). Analyse von Synthetic Aperture Radar (SAR) Daten für die Ableitung von Informationen über die Landbedeckung. Institut für Fernerkundung und Photogrammetrie, TU Graz.
- Kienzl, M. (2024). Geotechnisch- geologische Bestandsaufnahme einer reaktivierten postglazialen Massenbewegung im hinteren Reitalmtal [Masterarbeit]. Technische Universität Graz, Graz.
- Krainer, K. (1994). Die Geologie der Hohen Tauern. Nationalpark Hohe Tauern, wissenschaftliche Schriften. Univ.-Verl. Carinthia.
- Kreuss, O. (2021). GEOFAST 1:50.000, Blatt 105 - Bad Hofgastein, Stand 2021. Geologische Bundesanstalt.
- Lange, N. de. (2020). Geoinformatik in Theorie und Praxis: Grundlagen von Geoinformationssystemen, Fernerkundung und digitaler Bildverarbeitung (4., grundlegend überarbeitete und erweiterte Auflage). Lehrbuch. Springer Spektrum.
- Lange, N. de (Hrsg.). (2023). Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Geoinformatics in Theory and Practice. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-65758-4>
- Markl, G. (2015). Minerale und Gesteine. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-44628-7>
- Marte, R. (2016). Einführung in die Thematik von (großen) Rutschungen mit dem Schwerpunkt der Zustands- und Sicherheitsbeurteilung. BHM Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, 161(12), 544–552. <https://doi.org/10.1007/s00501-016-0553-8>
- Moser, M., Amann, F., Meier, J. & Weidner, S. (2017). Tiefgreifende Hangdeformationen der Alpen. Springer Fachmedien Wiesbaden. <https://doi.org/10.1007/978-3-658-16924-4>
- Okrusch, M. & Matthes, S. (2009). Mineralogie: Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde (8., vollst. überarb., erw. und aktualisierte Aufl.). SPRINGER.
- Peer, H. & Zimmer (1980). Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern: Gasteiner Ache bis Saukarkopf-Großarlal. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1980(123), 411–466.

- Pestal, G. (2005). Geologischer Bau des Tauernfensters – Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal a.d. Drau. Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 7–37.
- Pestal, G. (2009). Erläuterungen Geologische Karte von Salzburg 1:200 000. Geologie der österreichischen Bundesländer. Geologische Bundesanstalt.
- Pestal, G. & Hellerschmidt-Alber, J. [J.] (2011). Bericht 2009 und 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 2011(151), 142.
- Pippan, T. (1954). Vergleichende geologisch - morphologische Untersuchungen in den drei Klammern des östlichen Tauernnordrandes unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Klamm- und Stufenbildung. *Austrian Journal of Earth Sciences*(47), 121–140.
- Prinz, H. & Strauß, R. (2011). *Ingenieurgeologie* (5. Aufl.). Elsevier, Spektrum Akademischer Verlag.
- Prochaska, W. (1985). Talk- und Leukophyllitbildung als Folge hydrothermalen Metasomatose. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 1985(78), 167–179.
- QGIS Development Team. (2021). QGIS Geographic Information System (Version 3.18 Zürich) [Computer software]. Open Source Geospatial Foundation Project.
- Reinke, R. & Werninghaus, R. (2009). TerraSAR-X: Das deutsche Radar-Auge im All. *The German Radar Eye in Space*. German Aerospace Center.
- Rockenschaub, M. J., Kolenprat, B. & Nowotny, A. (2003). Das westliche Tauernfenster. Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 2003, 7–38.
- Schmid, S. M., Scharf, A., Handy, M. R. & Rosenberg, C. L. (2013). The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. *Swiss Journal of Geosciences*, 106(1), 1–32.  
<https://doi.org/10.1007/s00015-013-0123-y>
- Schurk, L. (1915). Der Flugkogelgneis aus dem Hochalm-Ankogelmassiv. *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 33(1-2), 1–26.  
<https://doi.org/10.1007/BF02994493>
- SedInOut. (2022). SedInOut: Entwicklung einer Methodik zum Risk Management durch standardisierte Abschätzung des Sedimenteintrages von Massenbewegungen im Gebirgsbereich.  
<https://www.salzburg.gv.at/sagismobile/sagisonline/map/Bauen%20und%20Wohnen/Insar>
- Stern, R. (1971). Kartierung von Wildbächen im Lesachtal (Kärnten) - Ein Beitrag zur Hochwasser- und Erosionsforschung in Oberkärnten. *Carinthia* 2(Sonderh. 28), 193–207.

- Sturm, R. (1999). Wie ist das "Tauernfenster" entstanden? Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Nationalpark Hohe Tauern, 1999(5), 241–259.
- Terzaghi, K. (1950). Mechanism of Landslides. In S. Paige (Hrsg.), *Application of Geology to Engineering Practice* (S. 83–123). Geological Society of America.  
<https://doi.org/10.1130/Berkey.1950.83>
- Tortora, M., Cordelli, E. & Soda, P. (2022). PyTrack: A Map-Matching-Based Python Toolbox for Vehicle Trajectory Reconstruction. *IEEE Access*, 10, 112713–112720.  
<https://doi.org/10.1109/ACCESS.2022.3216565>
- Valentin, G. (2019). Rutschung bei der Hüttegalm: Brief an die Gemeinde Hüttschlag.
- van Husen, D. (1987). Die Ostalpen und ihr Vorland in der letzten Eiszeit (Würm). Geologische Bundesanstalt.
- Westphal, T. (2007). Quantitative Rietveld-Analyse von amorphen Materialien ; am Beispiel von Hochofenschlacken und Flugaschen. Univ. Halle.  
<https://doi.org/10.23689/fidgeo-193>
- Wietek, B. (2017). Böschungen und Baugruben. Springer Fachmedien Wiesbaden.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-658-17536-8>

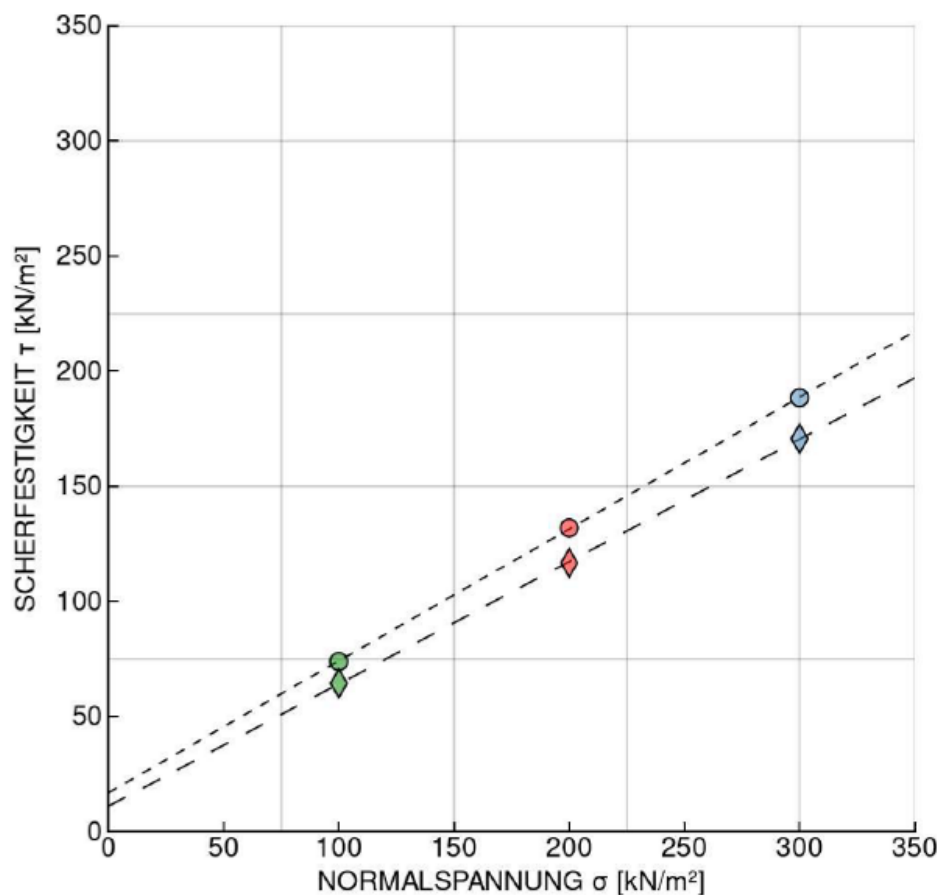
# Anhang A: Rahmenscherversuche



	<b>INSTITUT FÜR BODENMECHANIK, GRUNDBAU UND NUMERISCHE GEOTECHNIK</b> <b>GEOTECHNISCHES LABOR</b> A-8010 GRAZ, RECHBAUERSTRASSE 12, AUSTRIA Tel.: +43 (0) 316 873-6237 Fax.: +43 (0) 316 873-6238	 <b>IBG</b>
AUFTRAGGEBER: <b>RMT</b>	BODENART:	LABORNUMMER: <b>22994</b>
	TIEFE: -	
BEZEICHNUNG: <b>Hüttegalm</b>	BEARBEITER:	DATUM: <b>08.01.24 - 16.01.24</b>

## RAHMENSCHERVERSUCH NACH ÖN EN 17892-10

Büchsengröße: 100 x 100 x 20 mm

GRÖSSTKORN: < 4 mm		Versuch 1	Versuch 2	Versuch 3
KONSOLIDIERUNGSDRUCK	$\sigma_c$ kN/m <sup>2</sup>	300	300	300
KONSOLIDIERUNGSZEIT	$t_c$ h	71	71	71
NORMALSPANNUNG	$\sigma$ kN/m <sup>2</sup>	100	200	300
SCHERFESTIGKEIT	$\tau_i$ kN/m <sup>2</sup>	74,0	132,0	188,5
SCHERWEG	$s_i$ mm	12,5	15,2	16,7
RESTSCHERFESTIGKEIT	$\tau_r$ kN/m <sup>2</sup>	64,5	116,8	170,8
RESTSCHERWEG	$s_r$ mm	213,6	214,3	214,5
WASSERGEHALT nach dem Versuch	w %	18,4	17,7	16,2
REIBUNGSWINKEL ( $\phi'$ )	29,8 °	PROBENZUSTAND		gestört
KOHÄSION ( $c'$ )	17,0 kN/m <sup>2</sup>	SCHERGESCHWINDIGKEIT		0,003 mm/min
RESTSCHERWINKEL ( $\phi_r$ )	28,0 °	RESTSCHERGESCHWINDIGKEIT		2,328 mm/min

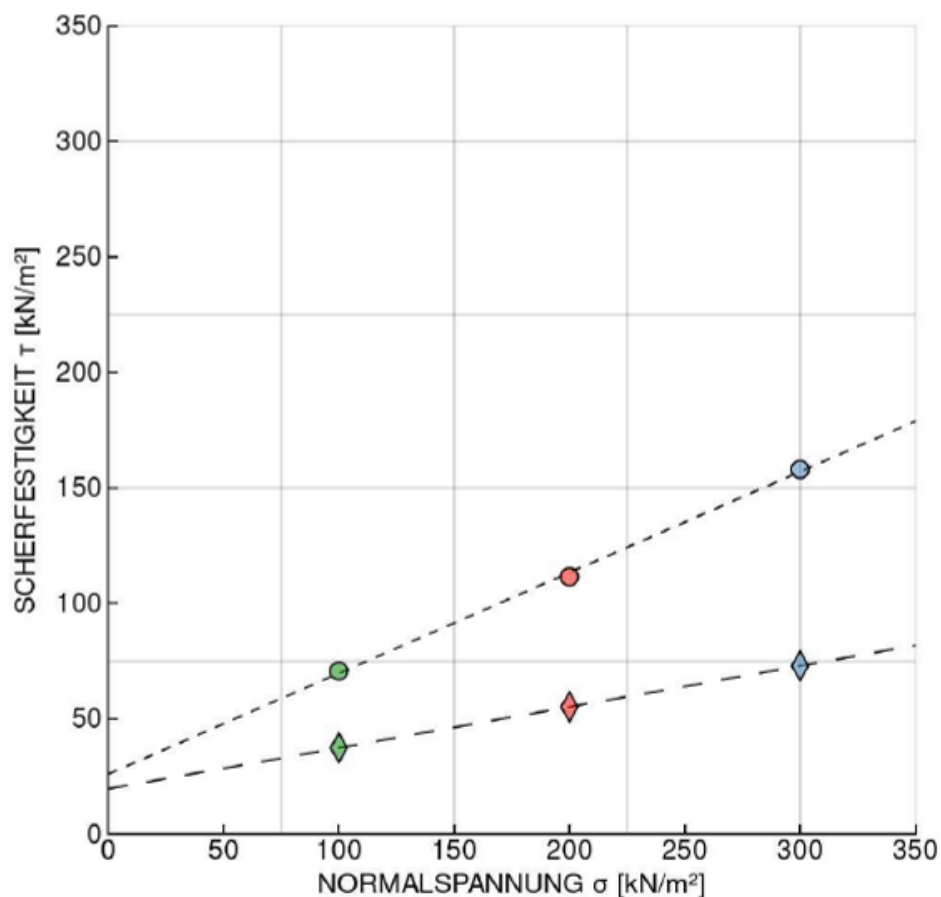


	<b>INSTITUT FÜR BODENMECHANIK, GRUNDBAU UND NUMERISCHE GEOTECHNIK</b> <b>GEOTECHNISCHES LABOR</b> A-8010 GRAZ, RECHBAUERSTRASSE 12, AUSTRIA Tel.: +43 (0) 316 873-6237 Fax.: +43 (0) 316 873-6238	
AUFTRAGGEBER: <b>RMT</b>	BODENART: -	LABORNUMMER: <b>22993</b>
BEZEICHNUNG: <b>Roskarkogel</b>	BEARBEITER:	DATUM: <b>08.01.24 - 16.01.24</b>

## RAHMENSCHERVERVERSUCH NACH ÖN EN 17892-10

Büchsenlänge: 100 x 100 x 20 mm

GRÖSSTKORN: < 4 mm		Versuch 1	Versuch 2	Versuch 3
KONSOLIDIERUNGSDRUCK	$\sigma_c$ kN/m <sup>2</sup>	300	300	300
KONSOLIDIERUNGSZEIT	$t_c$ h	71	71	71
NORMALSPANNUNG	$\sigma$ kN/m <sup>2</sup>	100	200	300
SCHERFESTIGKEIT	$\tau_c$ kN/m <sup>2</sup>	70,7	111,5	158,0
SCHERWEG	$s_r$ mm	11,9	11,3	13,1
RESTSCHERFESTIGKEIT	$\tau_r$ kN/m <sup>2</sup>	37,5	55,2	73,0
RESTSCHERWEG	$s_r$ mm	203,4	205,1	205,6
WASSERGEHALT nach dem Versuch	w %	15,0	13,9	12,8
REIBUNGSWINKEL ( $\phi'$ )	23,6 °	PROBENZUSTAND		gestört
KOHÄSION ( $c'$ )	26,1 kN/m <sup>2</sup>	SCHERGESCHWINDIGKEIT		0,003 mm/min
RESTSCHERWINKEL ( $\phi_r$ )	10,0 °	RESTSCHERGESCHWINDIGKEIT		2,328 mm/min





Anhang B: Geolog. Karte des Arbeitsgebietes

