

H87200 Institut für Angewandte Geologie (IAG)

Betreuer:

Univ.Prof. Dipl.Geol. Dr.rer.nat. Markus Fiebig,

Mag. Dr. Lukas Plan

QUARTÄRE SEDIMENTE AM

HOCHSCHWABPLATEAU

Masterarbeit an der Universität für Bodenkultur Wien



Eingereicht von
Christoph Hofmann, BSc

Wien, 2017

DANKSAGUNGEN

Ich möchte einigen Personen danken, die das Gelingen dieser Arbeit unterstützt haben. Dabei stehen an erster Stelle meine Betreuer Univ.Prof. Dipl.Geol. Dr.rer.nat. Markus Fiebig und Mag. Dr. Lukas Plan. Diese sind mir mit zahlreichen Ratschlägen und Hinweisen bei der Begehung im Gelände und bei Fertigstellung der Arbeit zur Seite gestanden.

Bei Nicole Kamp MSc, die in der GIS-Organisation des Land Steiermark - Referat Statistik und Geoinformation tätig ist, möchte ich mich für die Bereitstellung des digitalen Höhenmodells bedanken.

Besonderer Dank gilt Frau Regina Etschmeyer, die uns während der Kartierungsarbeiten auf der Senkbodenalm herzlich bei sich aufgenommen hat. Sie hat uns kaiserlich gepflegt und wir erhielten einen Einblick in die täglichen Aufgaben und Mühen der Almbewirtschaftung.

MMag. Laura Fuchs-Eisner möchte ich dafür danken, dass sie mir mein Abstract korrigiert hat.

Dank gilt auch meiner Freundin Alexandra Walter, die mir mit ihrer Gesellschaft die Kartierungsarbeiten in der malerischen Hochschwablandschaft versüßt hat und mir Einblicke in die kalkalpine Flora vor Ort bot.

Weiterer Dank gilt der Gemeinschaft der Studierenden an der BOKU. Ohne die gegenseitige Hilfe meiner Kollegen wäre manches schwieriger gewesen.

Zuletzt möchte ich meinen Eltern Sonja und Kurt Hofmann danken, die mir durch ihre Unterstützung mein Studium ermöglicht haben.

INHALTSVERZEICHNIS

ZUSAMMENFASSUNG	1
ABSTRACT	1
1. GEOGRAFIE UND MORPHOLOGIE	3
2. REGIONALGEOLOGISCH-TEKTONISCHER ÜBERBLICK	6
2.1. PFAFFINGALM-HOCHSCHWAB-SCHUPPE	8
2.2. TRENCHTLING-FÖLZSTEIN-SCHUPPE	8
3. STAND DER QUARTÄRGEOLOGISCHEN FORSCHUNG	9
4. METHODIK	10
4.1. LITHOFAZIES DER LOCKERGESTEINE	10
4.2. KORNGRÖSSE	13
4.3. RUNDUNGSGRAD	14
4.4. INTERPRETATION DES DIGITALEN GELÄNDEMDELLS	15
5. QUARTÄRE ENTWICKLUNG	15
5.1. TERTIÄR- UND QUARTÄRABLAGERUNGEN IM KARTIERUNGSGEBIET	17
5.1.1. AUGENSTEINGERÖLLE	17
5.1.2 HANGSCHUTT	20
5.1.3 SCHWEMM- UND MURENKEGEL	22
5.1.4 MASSENBEWEGUNGEN ZERRSPALTEN	23
5.1.5 ERRATISCHE BLÖCKE UND ORTSFREMDE GERÖLLE	28
5.1.6 MORÄNEN	31
5.1.7 GLETSCHERSCHLIFF	33
5.2. BESCHREIBUNG DER EINZELNEN TAL- UND PLATEAULANDSCHAFTEN	34
5.2.1 TRAGÖSSTAL	34
5.2.2 HARINGGRABEN	37
5.2.3 GRÜNER SEE - KLAMM	38
5.2.5 SONNSCHIENALM-HOCHSCHWABPLATEAU, PRIBITZ	38

5.2.5 JASSINGTAL, LAMINGALM	39
6. DISKUSSION.....	42
LITERATURVERZEICHNIS
ANHANG.....

ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Masterarbeit werden die Ergebnisse einer quartärgeologischen Kartierung und Rekonstruktion der glazialen Entwicklung der südlichen Hochschwababdachung im Bereich der Sonnschianalm und des Tragößtales dargestellt. Die Kartierung konzentriert sich auf die Plateaulandschaft rund um die Sonnschianalm. Eine umfassende geologische Kartierung des Untersuchungsgebietes stammt von BRYDA & VAN HUSEN (2010).

Modelle der Gletscherausdehnungen und Fließrichtungen in den letzten beiden Eiszeiten werden erneut untersucht. Auf den Plateauflächen finden sich im Bereich des Sackwiesensees Grundmoränenmaterial und vereinzelt Oberflächenmoränenaufschlüsse. Im Bereich einer Steilrinne zwischen Kleinem Ebenstein und Vorderen Polster ("Schlauch") wurde ein Rundhöcker kartiert. Aufgrund dieses Rundhöckers und der Karformen des Ebensteins und Hinteren Polsters wurde die Fließrichtung der würmeiszeitlichen Gletscher etwas um interpretiert. Auf den Hochflächen kommen Reste der Augensteinformation in Form von Quarzgeröllen oder rötlichen, verschwemmten Lehmen vor. Aufgrund ihrer Fundorte, die mit Karstformen assoziiert sind, wird vermutet dass sie als Höhlensedimenten unterirdisch auf dem Plateau überdauert haben und durch Gletschererosion freigelegt wurden.

ABSTRACT

In this master thesis the results of a Quaternary field mapping and reconstruction of the glacial evolution of the southern slope of the Hochschwab area around Sonnschienalm and Tragößvalley were investigated. The field mapping focused on the plateau around the Sonnschienalm. The last comprehensive geological mapping of the area was realized by BRYDA & VAN HUSEN (2010).

Existing models of the glacier extendings and its flow directions during the last two ice ages are reassessed. Lodgement tills are found on the plateau around the Sackwiesensee some outcrops with meltout tills. In a steep trench (locally called „Schlauch“) between Kleiner Ebenstein and Vorderer Polster a roche moutonee was recognized. Based on this form and the cirques of Ebenstein and Hinterer Polster the flow direction in the model of the glacier is slightly reassessed. It points now more to the south.

Some remains of the Augensteinformation (mainly quarzit gravels and red loam) were observed. Because these findings seem to be associated with karst formed the remains probably survived in cavities and got exposed by glaciers eroding the rock cover.

1. GEOGRAFIE UND MORPHOLOGIE

Das Hochschwabmassiv liegt in der nördlichen Steiermark, südlich der Salza. Es erstreckt sich, im Anschluss an die Gesäuseberge von Hieflau und Eisenerz im Westen, bis Gußwerk- Gollradbachtal im Osten. Die steirische Salza und die Grauwackenzone nördlich der Mur-Mürz-Furche bilden den Nord- beziehungsweise Südrahmen. Mit einer Gesamtfläche von über 590 km² stellt es das flächenmäßig ausgedehnteste Karstmassiv der Steiermark dar. Der Hochschwab ist ein Vertreter des alpinen Hoch- oder Plateaukarstes, dessen oberflächlich abflussloses Hochplateau von Karsthohlformen, wie Dolinen und auf vegetationsfreien Zonen vorkommenden Karren geprägt ist (FRITSCH 1993).

Das Untersuchungsgebiet liegt größtenteils im südlichen Karstplateau des zentralen Hochschwabmassives, dessen flaches bis hügeliges, kuppiges Relief eine mittlere Höhe von 1600 m aufweist. Im Norden wird das Plateau begrenzt durch Reste von Altlandschaften mit Seehöhen bis über 2000 m. Bei den höchsten Erhebungen des Massivs, die durch Kar- und steile Wandformen geprägt sind, handelt es sich um Hochschwab (2277 m), Ebenstein (2123 m), Großen Griesstein (2023 m), Brandstein (2003 m) und die Riegerin (1939 m). Südlich grenzt das Plateau an die stark glazial überprägten Täler des Gsollbaches, des Jassingtales und Josertales (BRYDA et al. 2013).

Das Kartierungsgebiet im engeren Sinne umfasst die Flächen innerhalb folgender Grenzen: Im Norden wurde der Hangfuß der steil ansteigenden Hänge von Vorderen Polster und Ebenstein, im Süden der Lenkerkogel beziehungsweise das Pribitztal als Gebietsgrenze gewählt. Im Westen erstreckt sich das Gebiet in etwa bis zur Russenstraße und der Senkbodenalm. Östliche Gebietsgrenze ist der Sackwiesensee, sowie die Hangschulter der zum Klammboden abfallenden Hänge. Bei einer Nord-Süd-Erstreckung von 3,3 km und einer Ost-West-Ausdehnung von 1,5 km weist das Kartierungsgebiet eine Fläche von rund 5,0 km² auf. Politisch liegt das Gebiet zur Gänze im Gemeindegebiet Tragöß-Sankt Katharein.

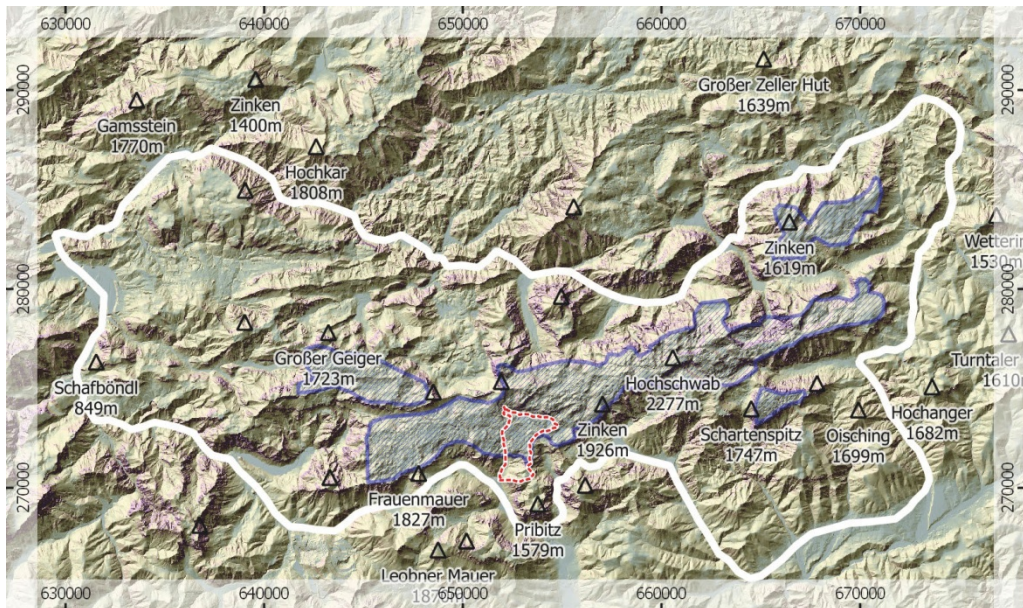


Abb. 1.1: Das Kartierungsgebiet (rot punktierte Linie) liegt zentral im Hochschwabmassiv (weiße Linie). Ein Großteil der aufgenommenen Fläche ist außerdem Teil des zentralen Karstplateaus (blaue Linie).

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell im Raster 10 m: www.data.gv.at.

2. REGIONALGEOLOGISCH-TEKTONISCHER ÜBERBLICK

Das kartierte Gebiet liegt im kalkhochalpinen Falten- und Überschiebungssystem der tirolischen und juvavischen Einheiten der nördlichen Kalkalpen und somit vollständig innerhalb des ostalpinen Deckenstapels.

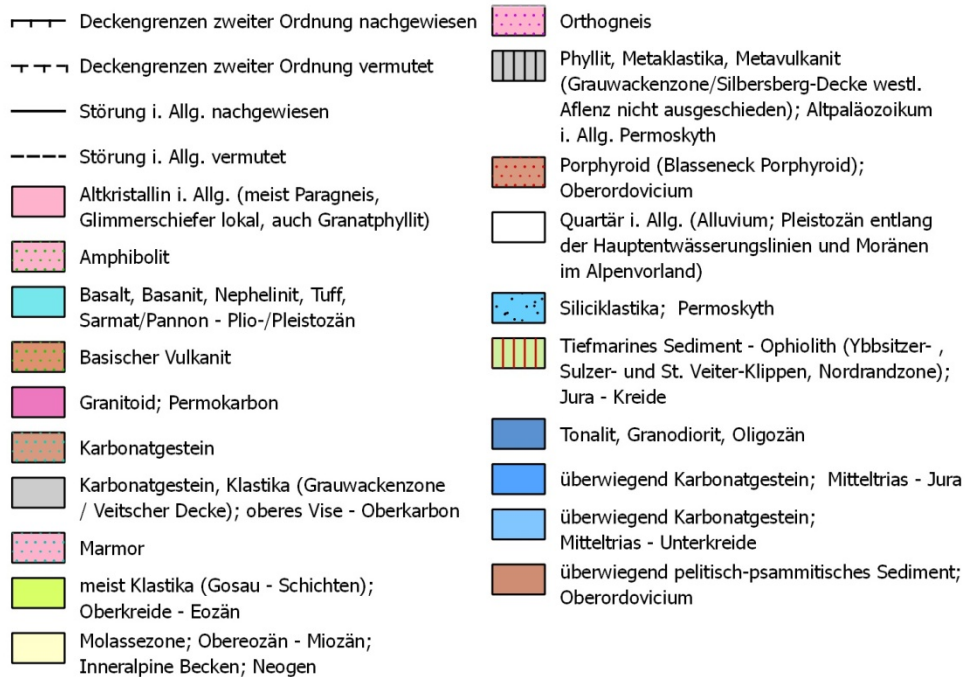
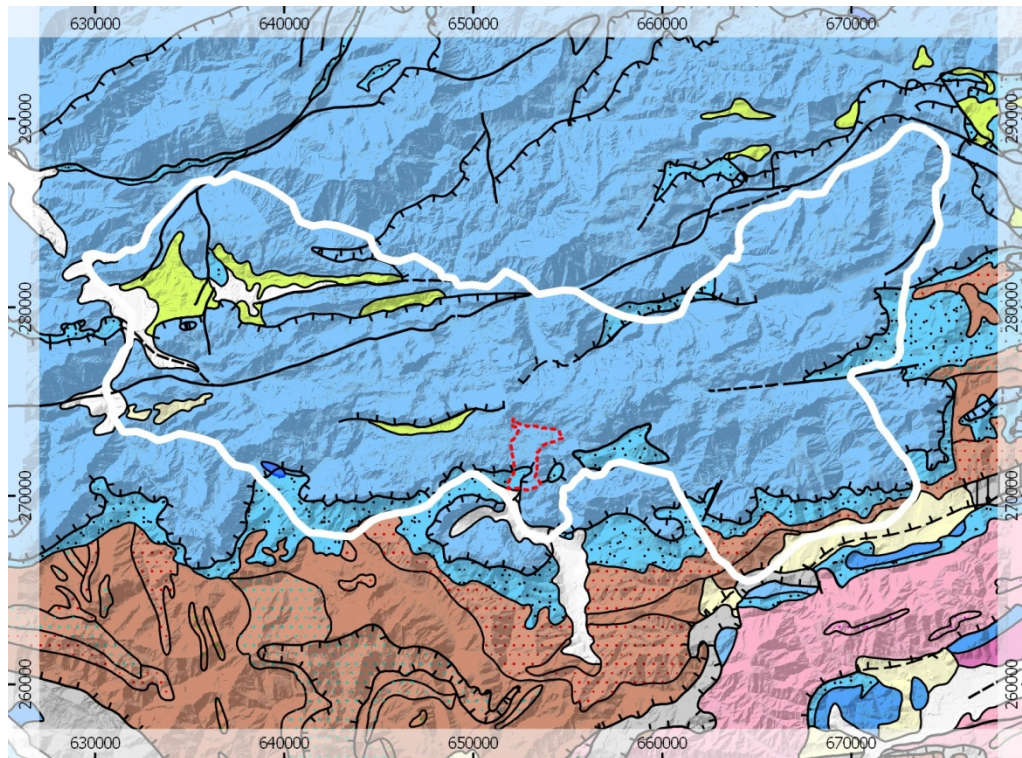


Abb 2.1: Kartenauszug des österreichischen Geologischen Modells 1:500000 (Open Government Datensatz von www.data.gv.at, datenverantwortliche Stelle: www.geologie.ac.at) überlagert mit dem Hochschwabmassiv (weiße Linie) und dem Kartierungsgebiet (rot punktierte Linie). Im Kartierungsgebiet liegen somit vorwiegend Karbonatgesteine der Mitteltrias bis Unterkreide vor. Am südlichen Rand auch einige Siliciklastika, die konkret den Werfener Schichten entsprechen.
Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell im Raster 10 m: www.data.gv.at.

Im Detail liegt das gesamte Untersuchungsgebiet innerhalb der Mürzalpen-Decke (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1962), die zum tektonisch hangenden Juvavikum

gehört. Entlang von Blattverschiebungen und kinematisch gekoppelten Überschiebungen kann diese weiter in die Riegerin-Türnach-Schuppe, Brandstein-Edelbodenalm-Schuppe, Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe und Trenchtling Fölzstein-Schuppe untergliedert werden. Wobei lediglich die beiden letztgenannten ins kartierte Gebiet reichen.

Südlich, im Liegenden der Mürzalpendecke treten die Gesteine des Norisch-Tirolischen-Deckensystems zutage. Dieses wird als paläozoischer Sockel des Tirolikums angesehen. Auch dieses lässt sich wieder in mehrere Teildecken gliedern (SCHÖNLAUB 1982). Ins Kartierungsgebiet reicht lediglich die höchste tektonische Einheit der norischen Decke, die Norische Decke sensu stricto (BRYDA et al. 2013) - ehemals "Nordzone" (SCHÖNLAUB 1982). Die norische Decke sensu stricto steht in transgressivem Verband mit der postvariszischen Kalkalpenbasis welche teils auch im Untersuchungsgebiet oder knapp daran anschließend zutage tritt.

2.1. PFAFFINGALM-HOCHSCHWAB-SCHUPPE

Die Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe stellt das zentrale und tektonisch tiefste Bauelement innerhalb der Mürzalpen-Decke im Bereich der Hochschwabgruppe dar. Sie umfasst innerhalb des Untersuchungsgebietes das Jassingtal und den Hangbereich der Russenstraße unterhalb der Wettersteinkalkwand und den Wettersteindolomithängen (Werfener Schichte, Gutenstein-Formation). Auf dem Plateau gehören die Gebiete westlich der Senkbodenalm und etwas nördlich der Sonnschienhütte zur Mürzalpen-Decke (Grafensteinkalk, Sonnschienformation, ...). Lithologisch sind in der Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe alle Faziesbereiche der Wettersteinkalk-Karbonatplattform und der damit verzahnenden Hang- und Beckensedimente erhalten (BRYDA et al. 2013).

2.2. TRENCHTLING-FÖLZSTEIN-SCHUPPE

Im Süden wird die Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe von der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe überfahren. Diese wird im Bereich des Untersuchungsgebietes durch die Bergstöcke des südlichen Sonnschienplateaus (Stallmauer, Senkbodenalm, Sonnschienhütte, Sackwieskogel, Buchbergkogel), der Pribitz, sowie südlich der

Jassing von Griesmauerkogel, Hochturm und Großwand aufgebaut. Lithologisch wird die Pfaffingalm-Hochschwabschuppe zum überwiegenden Teil aus Wettersteinkalk in Rifffazies und riffnaher Hangfazies aufgebaut, die im Liegenden mit Grafensteigkalken verzahnen (BRYDA et al. 2013).

3. STAND DER QUARTÄRGEOLOGISCHEN FORSCHUNG

Erste Hinweise auf kleinere Lokalgletscher und die Erwähnung "postglazialer" Gletscherstände auf der Südseite des Hochschwabs finden sich bei BÖHM v. BÖHMERSHEIM (1900).

PENCK & BRUCKNER (1909) erkennen in der Rißeiszeit eine Verbindung der Gletscher des Salztales mit dem des Ennstales, sowie eine Vergletscherung des Eisenerzer Beckens. In der Würmeiszeit hingegen sehen sie keine Verbindung der Gletscher und auch das Eisenerzer Becken war im Würm eisfrei. Die Täler der Südseite des Gebirgsstockes seien als Ausläufer der Plateauvergletscherung von bedeutenden Gletschern erfüllt gewesen, die sich mit bis zu 7 km langen Zungen in den Tälern ausbreiteten. Durch diese stauende Wirkung der Gesäusegletscher auf den Ennstalgletscher erklärt sich auch die starke Extension des Steyr, Salza- und Ybbstalglatschers (VAN HUSEN 2000; sowie VAN HUSEN & REITNER 2011). Für die Gletscherzungen südlich des Hochschwabs (zum Beispiel Lamingtal) hatte diese Verbindung keine Bedeutung.

SPENGLER & STINY (1926) beschreiben das Bergsturzblockwerk westlich des Grünen Sees bis zur Pfarrerlacke sowie am Klammboden, ohne letzteres mit dem Blockwerk des Sturzstomes bis zum Pfarrerteich zu verbinden, welches er als Jungmoräne anspricht. Detaillierte Kenntnisse über die Übertiefung der Zungenbecken (Tragöß, Leopoldsteiner See) und deren Füllung brachten die Grund- und Karstwasseruntersuchungen an der Hochschwab-Südseite (FABIANI et al. 1980a; FABIANI 1984). Den Endmoränen bei der Laming- und Neuwaldalm weist FABIANI (1980a) noch ein Alter von rund 8000 vor Christi zu, während VAN HUSEN (2000) eine Zuordnung dem Gschnitz-Stadial vor rund 16.000 Jahren beschreibt.

ZÖTL (1961) hat das grubig-kuppige Gelände zwischen Grünem See und Kreuzteich als spätglaziale Moräne gedeutet. Eine genaue Aufnahme der Geländeform lässt für

FABIANI (1980b) jedoch eher die Deutung zu, dass es sich um auf Toteis niedergegangenes Bergsturzmateriale aus der Klausen handelt. Lediglich wallförmige Formen östlich und nördlich des Grünen Sees lassen auch auf durch den Pribitzbergsturz aktiviertes Toteis schließen.

Zuletzt finden sich detaillierte Beschreibungen der Ablagerungen in Tragöbital, Jassingtal, Lamingtal und des Bergsturzes Kampelmauer in den Erläuterungen zur Geologischen Karte 101 Eisenerz (BRYDA et al. 2013).

4. METHODIK

4.1. LITHOFAZIES DER LOCKERGESTEINE

Die Untersuchung der vorgefundenen Lockergesteinsaufschlüsse erfolgte in drei nacheinander auszuführenden Schritten, die schließlich zum Modell führen (KELLER 1996): Beschreibung, Klassifikation und Interpretation.

Zur Klassifikation der Sedimente werden Lithofazies-Codes herangezogen. Die Fazies soll (Locker-)Gesteine nach ihrem äußeren Erscheinungsbild ordnen und dabei auf eine genetische Gliederung, also auf eine natürliche Gesetzmäßigkeit hinarbeiten (FIEBIG 1999). Die von KELLER (1996) vorgestellte und angewendete Methode orientiert sich dabei an den bereits von MIALI (1978) und EYLES et al. (1983) erstellten Vorgaben. So soll durch eine prozessorientierte Sedimentologie, eine zielsichere Interpretation erreicht werden.

Berücksichtigt werden dazu in vereinfachter Weise folgende Transport- und Ablagerungsprozesse:

- Strömungstransport im Wasser mit Boden- und Suspensionsfracht
- sedimentäre Gravitationsströme in Form von Turbiditen (Dichteströmung), Körnerströmen (Korn-zu-Korn-Kollision), Schlamm- und Schuttströmen (hochkonzentrierte Sedimentströme) oder fluidisierte Sedimentströme (nach oben entweichendes Porenwasser)
- Eis- und Gletschertransport im oder auf dem Eisstrom
- reine Gravitationsbewegungen als Sturz, Fall, Rutsch, Gleiten etc.
- Windtransport

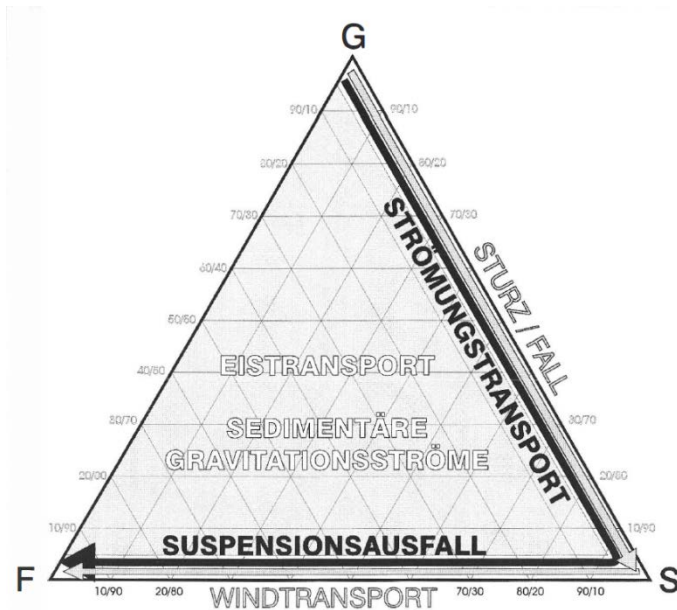


Abb. 4.1: Kornverteilung von natürlichen Sedimenten in Abhängigkeit der Transport- und Ablagerungsmechanismen. (F... Feinanteil, S... Sand, G... Kies) (KELLER, 1996).

Im ternären (,aus drei Grundeinheiten bestehend‘) Mischungsdreieck betrachtet, können die durch verschiedene Transport und Ablagerungsprozesse entstandenen Sedimente in zwei Hauptgruppen eingeteilt werden (Abb. 4.1).

Gut sortierte Sedimente im Mischbereich Kies - Sand und Sand - Feinsediment:

Zu solcher Art Ablagerungen führt vorwiegend Strömungstransport, aber auch die Gravitationsbewegungen Sturz und Fall (z.B. Sturz- und Schutthalden), die Turbidite und der Windtransport (z.B. Löss).

Schlecht sortierte Sedimentgemische Kies - Sand - Feinsediment:

Sie entstammen dem Eis- und Gletschertransport sowie sedimentären Gravitationsströmen als kaum oder schlecht sortierenden Prozessen.

Über die Einteilung nach den Korngrößen hinaus werden aber noch folgende weitere Kriterien berücksichtigt (KELLER 1996):

Unterscheidung zwischen korn- und matrixgestützten Gefügen

Die Grenze zwischen korn- und matrixgestützten Gefüge lässt sich nicht an einem exakten Wert festmachen, da dieser stark von der Kornverteilung abhängig ist. Generell kann davon ausgegangen werden, dass bei mehr als 30 - 40 % Matrixanteil matrixgestütztes Gefüge vorliegt.

Unterscheidung zwischen eckigen und gerundeten Komponenten

Für die Bestimmung der Lithofazies genügt hier eine Einteilung in zwei Gruppen: Weitgehend eckige Komponenten für Diamikte und Schutt, überwiegend gerundete finden sich in Kies wieder.

Ausscheidung heterolithischer Wechsellagerungen

Wechschichtungen aus Feinsediment und Sand werden unterteilt in laminierte (< 1 cm) und geschichtete (> 1 cm) aufgenommen.

Unterteilung der Kiesfraktion

Für die Kiesfraktion hat sich eine weitere Unterteilung der Kiesfraktion in Blöcke, Steine und Kies als sinnvoll erwiesen.

Aus diesen Kriterien ergeben sich zwölf Grundklassen, die sich schließlich durch weitere Zusatzcodes ergänzen lassen.

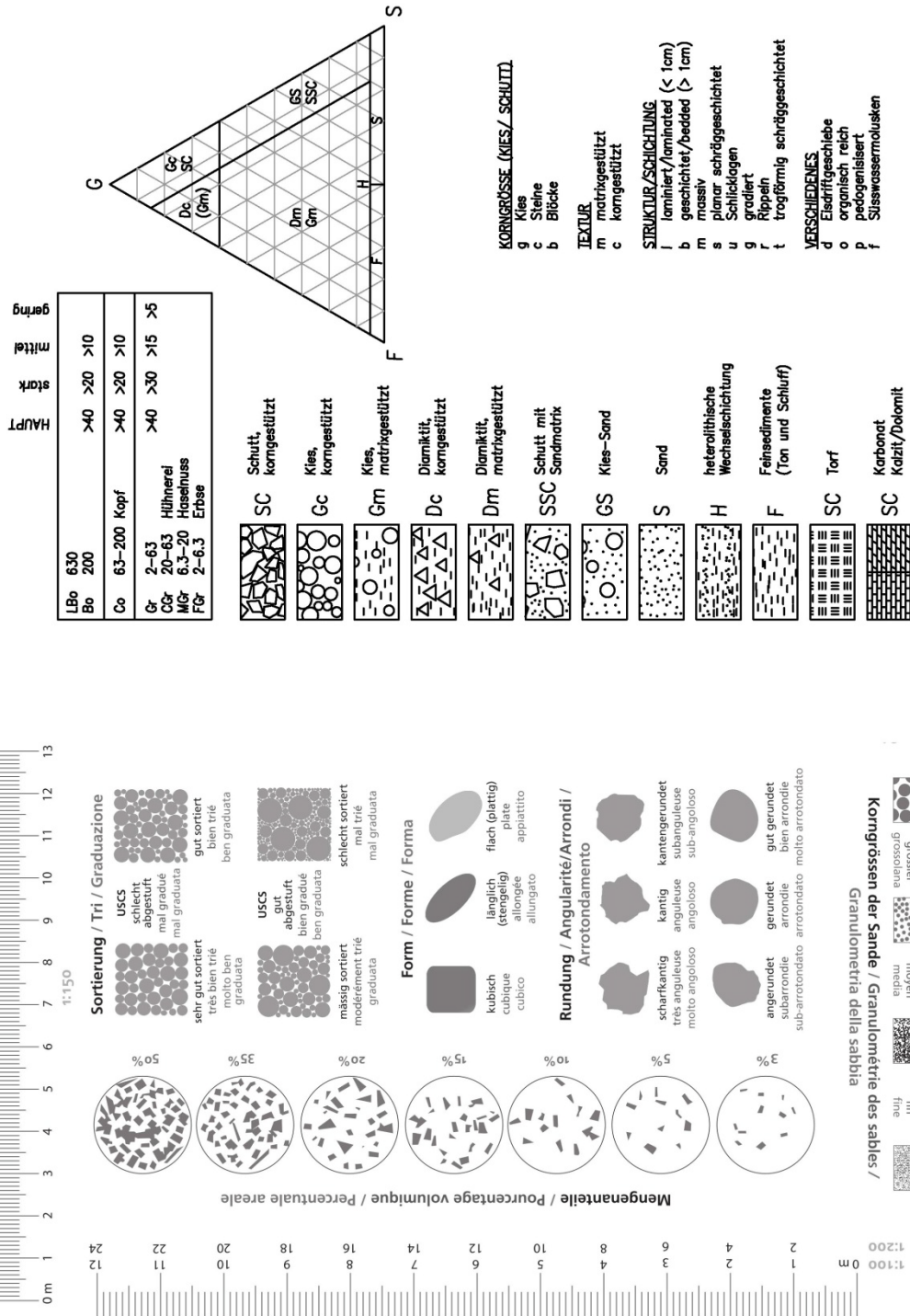


Abb. 4.2: Kartierungstabellen; Mengenanteile, Sortierung, Form, Rundung, Korngröße sind der Feldkarte des Schweizer Geologenverbands entnommen (<http://www.chgeol.org/>). Die Tafel zu den Faziesklassen und den Korngrößen sind selbst erstellt, beziehungsweise KELLER (1996) entnommen.

4.2. KORNGRÖSSE

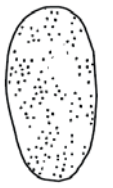
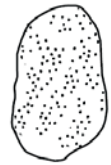




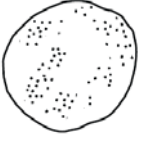
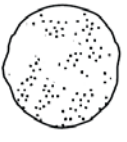




Eine Einteilung der Korngrößen erfolgte im Feld mittels visueller Begutachtung der Komponenten. Gegliedert wurden die Korngrößen nach ÖNORM B 4400:2010.

Kornfraktion <i>Hauptklassen, Unterklassen</i>	Symbole (neu)	Korngrößenbereich [mm]	Korngrößengrenze [mm]	Vergleichsmaß
Grobkorn (Siebkorn)				
sehr großer Block	LBo	> 630		
Blöcke, blockig	Bo	> 200		
Steine, steinig	Co	> 63 - 200	200	Kopf
Kies, kiesig	Gr	> 2 - 63		
Grobkies	CGr	> 20 - 63	63	Hühnerei
Mittelkies	MGr	> 6,3 - 20	10	Haselnuss
Feinkies	FGr	> 2 - 6,3	6,3	Erbse
Sand, sandig	Sa	> 0,06 - 2		
Grobsand	CSa	> 0,6 - 2	2	Streichholzkopf
Mittelsand	MSa	> 0,2 - 0,6		Grieß
Feinsand	FSa	> 0,06 - 0,2		Einzelkorn gerade noch erkennbar (menschliches Haar)
Feinkorn (Schlammkorn)				
Schlufffraktion	Si	>0,002 - 0,06		
Grobschluff	CSi	> 0,02 - 0,06		
Mittelschluff	MSi	> 0,006 - 0,02		
Feinschluff	FSi	> 0,002 - 0,006		
Tonfraktion	Cl	< 0,002		

Tab. 4.1: Korngröße nach ÖNORM B 4400:2010

4.3. RUNDUNGSGRAD

Der Rundungsgrad der einzelnen Komponenten wurde mittels Schaubildern nach PETTIJOHN et al. (1987) ermittelt. Ziel dieser Untersuchung war es, das Transportmilieu und die Entfernung der Geschiebe von ihrem Ursprung zu untersuchen. Die Abstufung folgte in 6 Stufen (gut gerundet - gerundet - annähernd gerundet - annähernd eckig - eckig - sehr eckig)

	gut gerundet	gerundet	annähernd gerundet	annähernd eckig	eckig	sehr eckig
geringe Sphärität						
hohe Sphärität						

Tab. 4.2: Schaubilder für Kornform und Rundungsgrad nach PETTIJOHN et al. (1987)

4.4. INTERPRETATION DES DIGITALEN GELÄNDEMOMODELLS

Anhand des digitalen Geländemodells mit einer Auflösung von 0,5 m, wurden im GIS Hillshade-, Hangneigungs- und Höhenlinien-Layer erzeugt. So konnte eine grobe morphologische Untersuchung der Geländebeschaffenheit schon vorab am Schreibtisch vorgenommen werden. Weiters erfolgte dann auch die Kartierung im Gelände anhand daraus erstellter Kartengrundlagen im Maßstab 1:5000. Aufgrund der hohen Genauigkeit der Daten erfolgte die Orientierung und Kartierung im Gelände ebenfalls vorwiegend anhand dieser Kartenblätter.

5. QUARTÄRE ENTWICKLUNG

Durch den Temperaturrückgang während der letzten Eiszeit von rund 8 °C sank die Schneegrenze auf etwa 1400 m ab (FABIANI et al. 1980a). Sämtliche Flächen, die höher als 1400 m liegen wurden zu Nährgebieten für Gletscher. Durch die vor allem südlich des Hauptkammes liegenden Hochflächen waren die von Süden her in das Massiv eingreifenden Täler besonders zur Gletscherbildung begünstigt. FABIANI et al. (1980a) gehen davon aus, dass Talgletscher nur in Tälern zur Entwicklung kamen, wo mehr als 40 % des Einzugsgebietes über 1400 m gelegen sind und diese überwiegend von hoch gelegenen Flächensystemen und Talschlüssen eingenommen sind. So geht er davon aus, dass der Haringgraben unvergletschert blieb.

FABIANI (1984) leitete Untersuchungen des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung, Referat für Wasserwirtschaftliche Rahmenplanung über die südlichen Täler von Tragöß bis Seewiesen. Dabei stellte er Übertiefungen der genannten Täler von bis zu 200 m wie bei Tragöß fest. Als Erklärung für so starken Tiefenschurf erkannte FABIANI (1984) eine Korrelation mit den weicheren und weniger widerstandsfähigen Werfener Schichten. In diesen Bereichen erreichte der glaziale Tiefenschurf sowohl in Tiefe, als auch Breite maximale Größe. In den kalkalpinen Anteilen, wo der glaziale Tiefenschurf vor allem auf einer Lockerung des Gefügeverbandes an der Talbasis beruht, erfolgte der Durchbruch der Gletscher hingegen in engen, steilwandigen Schluchten.

Nach Rückzug der Gletscher folgte die Auffüllung der glazialen Becken zunächst durch stehende Gewässer. Im Liegenden überwiegen daher feinklastische, teils stark bindige Seesedimente, welche gegen das Hangende zunehmend gröber und durchlässiger werden. Erst in Höhe der Beckenschwellen, also im dauernd von Grundwasser durchströmten Bereich, überwiegen gut durchlässige Kiese. Allerdings können auch diese rinnenförmig in Seesedimente eingesenkt sein. Insgesamt ergibt sich je nach Intensität und Zusammensetzung der Schutttzufuhr auch bis in größere Tiefen ein sehr differenziertes Bild der Untergrundverhältnisse (FABIANI 1984).

5.1. TERTIÄR- UND QUARTÄRABLAGERUNGEN IM KARTIERUNGSGEBIET

5.1.1. AUGENSTEINGERÖLLE

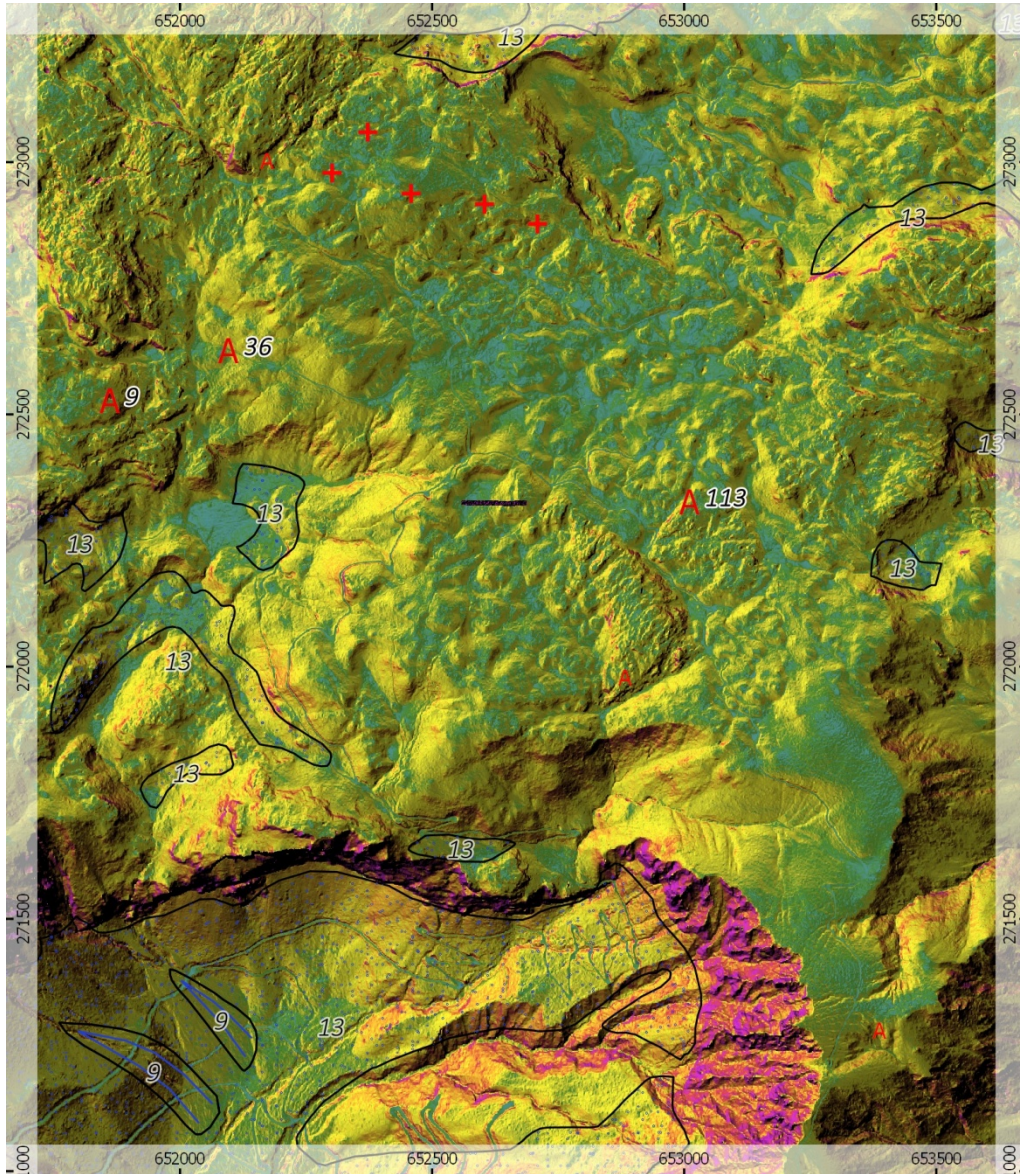


Abb. 5.1: Übersicht der Augensteinfunde (A) im Kartierungsgebiet. Es zeigt sich, dass Augensteine fast ausschließlich in Muldenformen anzutreffen sind.

(9) Schwemm- und Murenkegel, (13) Hangschutt, Schuttkegel, (A) Augensteine, (+) erratische Blöcke - Würme

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010)

Augensteine sind polykristalline, vorwiegend weiße bis klare Quarzgerölle, die als gut gerundete Gerölle [mm bis max. 20 cm] entweder vereinzelt oder in ocker bis rötlich gefärbten, verschwemmten Lehmen, beziehungsweise in Karstsenken in Fein- bis Grobsandsteinen und Konglomeraten auf kalkalpinen Hochflächen auftreten (BRYDA

et al. 2013). Es findet sich aber auch anderes kalkalpenfremdes Material. Solche Vorkommen von Augenstein-Sedimenten finden sich auf zahlreichen Hochflächen der nördlichen Kalkalpen und werden von FRISCH et al. (2001) zur Augenstein-Formation zusammengefasst. Sie werden als Rest einer ursprünglich weitaus mächtigeren, sedimentären Bedeckung, unter der das Paläorelief der Nördlichen Kalkalpen (FRISCH et al. 1999) im Zeitraum vom Oligozän bis in das frühe Miozän begraben wurde, angesehen.

Die Anlieferung der Augenstein-Sedimente erfolgte über verzweigte Flusssysteme aus den im Süden bereits morphologisch akzentuierten Bereichen - überwiegend aus der siliziklastischen Kalkalpenbasis sowie aus Gebieten mit Gesteinen des mesometamorphen Paläozoikum. Die Abtragung und Umlagerung der Augenstein-Formation in die nördlich vorgelagerte Molasse sowie in die intramontanen Becken folgte durch fortschreitende Hebung des zentralen Alpenkörpers (FRISCH et al. 2001). Die Vorkommen der Augensteine im Kartierungsgebiet liegen auf den Hochflächen der Sonnschienalm. So fanden sich in der 250 m nordwestlich der Senkbodenalm auf einer kleinen Anhöhe gelegenen Kalibrierhöhle (Katasternummer: 1744/669) Reste von Augenstein-Feinkonglomeraten (Aufschluss 009) und Höhlensintern.



Abb. 5.2: Augenstein-Feinkonglomerat in der Kalibrierhöhle (1744/669). Diese deuten auf eine ehemalige Verfüllung des Höhlenabschnittes. (Aufschluss 009)

Das Gelände rund um die Höhle weist ein Großhügelrelief mit Höhenunterschieden von 20 m und mehr auf. Nördlich des Hügels auf dem die Höhle liegt, befinden sich ein von PLAN & DECKER (2006) kartiertes Trockental, das einer Schuppengrenze

(BRYDA 2010) folgt. Aber auch südlich davon befindet sich ein längsgestrecktes Tälchen mit gleichgerichtetem Gefälle, dessen südliche Begrenzung jedoch nur einen undeutlichen Höhenunterschied von etwa 1 bis 2 m ausmacht. Östlich der Höhle liegt eine 60 x 30 m große Mulde mit einer Tiefe von 10 m, in dessen Mitte sich eine Doline befindet. Nördlich dieser Mulde (150 m nordöstlich der Kalibrierhöhle) liegt das Bründl (1508 m) in dessen schlammigen Boden ebenfalls vereinzelt Augenstein-Feinkiese zu finden sind. In der geologischen Karte sind die Flächen rund um die Höhle, Kalken der Sonnschienformation zugeordnet. Die genannte Schuppengrenze trennt die Sonnschienformation vom Wettersteinkalk (riffnahe Hangfazies) und weist ein Einfallen in Nordostrichtung auf. Die Feinkonglomerate und Höhlensinter deuten auf eine ehemalige Verfüllung und vormals höhere Überdeckung des Höhlenbereiches hin. Für einen Höhlengang dieser Größe würde im heutigen Relief außerdem das Einzugsgebiet fehlen.

Ein einzelnes, etwas größeres (2 cm Durchmesser) Quarzgeröll lag auf der Forststraße 250 m nördlich der Senkbodenalm (Aufschluss 036). Ob dieses jedoch tatsächlich vom umliegenden Gelände stammt, oder ortsfremd ist lässt sich nicht sagen. Damit ist dieser Fund weitgehend irrelevant.

Ein weiteres Vorkommen an Augensteinen findet sich 400 m östlich der Sonnschienhütte in einem Trockental (Aufschluss 007), das normal zum Wanderweg Richtung Schafhalsattel steht. Dieses verläuft in Südwest-Nordost-Richtung und läuft muldenförmig zu einer Doline ab. In den schlammigen Lehmböden am Grunde des Trockentals sind vereinzelt auch gerundete Quarzkörner eingestreut. In der Umgebung der nächst gelegenen Doline waren außerdem poröse Gesteinsbrocken zu finden, die teils auskristallisierten Kalzit in den Poren aufwiesen. Diese könnten von ehemaligen Sintern stammen.

Ein besonders reichhaltiger Augensteinaufschluss (Aufschluss 113) befindet sich 600 m südlich der Sonnschienhütte, nordwestlich der knapp 10 ha großen Wettersteinkalkfläche. Entlang der Grenze zwischen Kalk und Dolomit verläuft ein Tal, in dem sich aufgrund des regnerischen Wetters zum Zeitpunkt der Begehung einige Wasserflächen stauten. An der südöstlichen Böschung des Tales war ein etwa 0,7 x 0,7 m großer Aufschluss an gut gerundeten und sortierten feinkiesigen Quarzsedimenten in einer Matrix aus rötlichem Lehm. Das größte einzelne Korn, das darin zu finden war, entsprach einem Mittelkies. In der Umgebung der nächstgelegenen Doline waren außerdem poröse Gesteinsbrocken zu finden, die teils auskristallisierten Kalzit in den Poren aufweisen.



Abb. 5.3: Augensteinkies mit lehmiger, rötlicher Matrix 600 m südlich der Sonnshienhütte (Aufschluss 113).

Aufgrund der Augensteinfunde in der Kalibrierhöhle und des Funds bei Aufschluss 113 mit dem Sinter, liegt die Vermutung vor, dass die Quarzgerölle fluvial sortiert und über Dolinen ins Berginnere transportiert wurden. Dort waren sie vom glazialen Abtransport geschützt und wurden erst durch glaziale Denudation des darüberliegenden Kalkes und weitere Erosionsmechanismen wieder freigelegt.

5.1.2 HANGSCHUTT

Große Vorkommen an Hangschutt treten im Kartierungsgebiet am Westhang des Jassingtals auf, an dem die Russenstraße auf das Plateau hoch führt. Der erste Aufschluss der auch Hangschutt beinhaltet, befindet sich 100 m nördlich vom Parkplatz Jassing (Aufschluss 002). Vom annähernd ebenen Talgrund des Jassingtales in einer Höhe von 900 m beginnend, erhebt sich ein konstant 35° steiler, bewaldeter Schutthang bis in eine Höhe von 1100 m. Darüber liegt Wettersteinkalk der riffnahen Hangfazies. Im Höhenmodell erkennbar und im Aufschluss 015 (an der Russenstraße auf Höhe 970 m) aufgenommen sind darin auch große Blöcke (3 bis 5 m) enthalten. Im gesamten Hangbereich der Russenstraße sind in einer Höhe von 1000 bis 1340 m mehrmals Werfener Schichten aufgeschlossen.

Folgt man dem Hang weiter Richtung Norden, gelangt man an den Fuß des Pribitztales. In diesem reicht der Hangschutt bis in eine Höhe von 1450 m. Am unteren Ende des Pribitztales bei der Forststraßenkehre auf 1120 m endet der 35° geneigte Hangschutt. Unterhalb der Kehre beginnt ein flacherer Hangkegel (30 bis 20°). Richtung Norden wird die Schuttauflage schwächer, so dass 300 m nördlich vom Pribitztal bereits mehrfach Werfener Schichten anstehen. Diese sind nur noch teilweise von Schutt bedeckt, der eine Mächtigkeit von maximal 10 m erreicht. Folgt man dem großen Wildbachbett (aus Aufschluss 003) nach oben, so sieht man, dass dieses 40 bis 50 m in den Hang einschneidet. Im Höhenmodell zeigt sich deutlich, dass der gesamte stark erodierende Wettersteindolomithang im Bereich des Pribitztörl ins Einzugsgebiet des Wildbaches fällt. Dessen Schutt wird also nicht mehr in den oberen Hangbereichen abgelagert, sondern direkt vom Wildbach abtransportiert.

Nördlich des großen Wildbachbettes, am Südhang unter der Steilwand aus Wettersteinkalk, liegt wieder ein Schutthang. Dieser hat eine mittlere Neigung von 35° und zeigt an einigen Aufschlüssen direkt am Weg eckige, korngestützte Komponenten.

SPENGLER & STINY (1926) unterscheiden zwischen "eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Schuttbildungen" und "rezenten Schuttbildungen". Als eiszeitliche und nacheiszeitliche Schuttbildungen wurden dabei solche Schwemmkegel und Schutthalden zusammengefasst, welche sich von den rezenten Gebilden dieser Art dadurch unterscheiden, dass sie nicht mehr in Weiterbildung begriffen sind, sondern von rezenten Erosionsschluchten angeschnitten sind. Demnach müssen zumindest große Teile der beschriebenen Schutthalden einer eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Bildung entspringen, da das große Wildbachbett aus Aufschluss 003 sowohl entlang des Hanges als auch an dessen Fuß im Bereich der Jassing einen Einschnitt in den Schutthang bildet.

5.1.3 SCHWEMM- UND MURENKEGEL

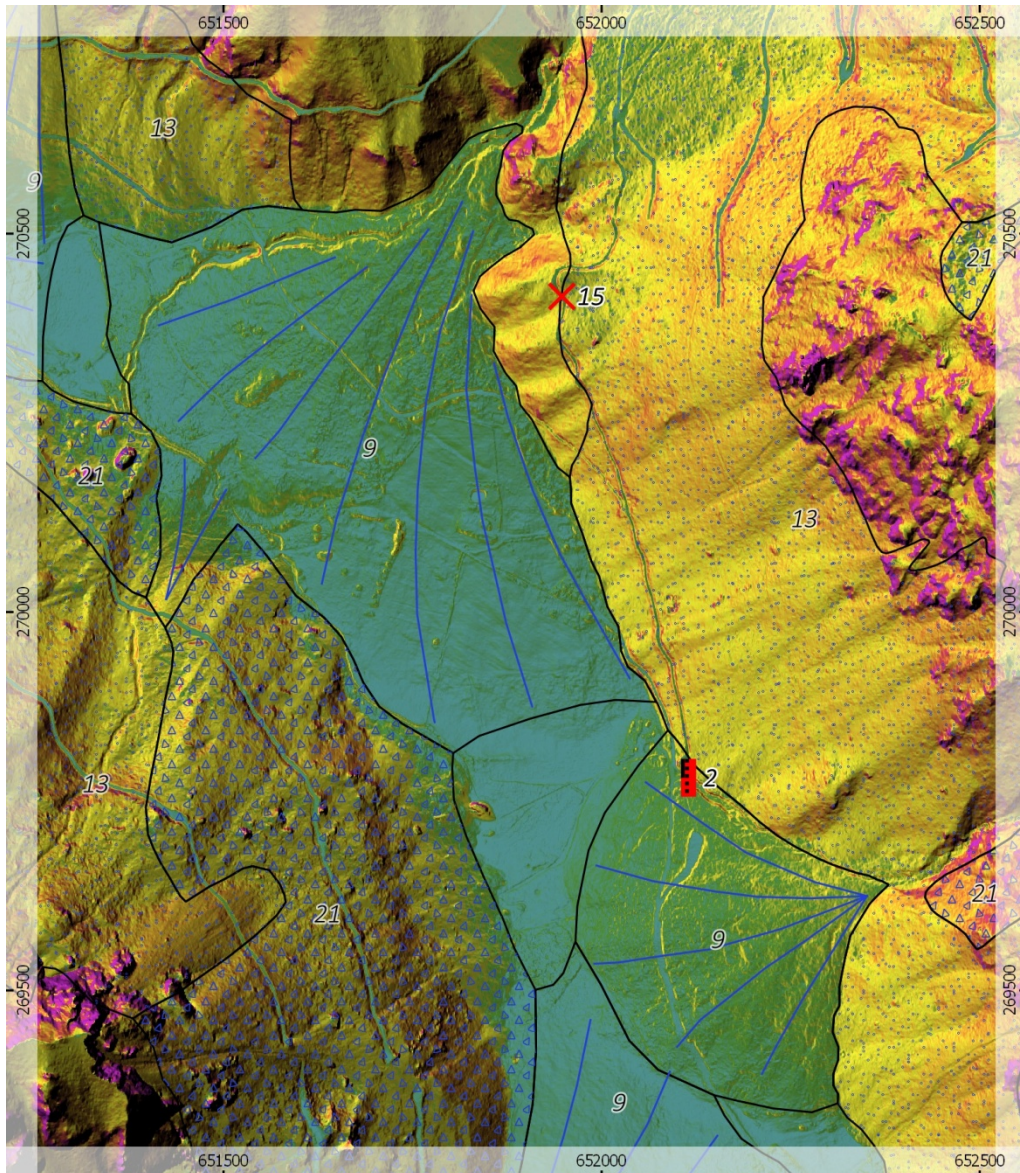


Abb. 5.4: Lage der Schwemmkegel im Jassingtal, im Kartierungsgebiet (9) Schwemm- und Murenkegel, (13) Hangschutt, Schuttkegel, (21) Felssturzmaterial, Blockschutt.

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50-cm-Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010)

Im Kartierungsgebiet finden sich zwei markante Schwemmkegel. Der erste, etwas kleinere, liegt nördlich der Pfarreralm. Auf ihm wurde der Parkplatz Jassing errichtet. Das Wildbachbett des Schwemmkegels verläuft an dessen nördlichen Rand (Aufschluss 002), ist etwa 10 m breit und 3 m tief. Der Schwemmkegel weist bei konkaver Ausformung in den oberen Hangbereichen eine Neigung von etwa 15° und in den unteren Bereichen eine Neigung von 10° auf.

Der zweite Schwemmkegel liegt im Bereich der Jassing und wird vom großen Wildbachbett gespeist (Aufschluss 003). Auch hier ist eine konkave Ausformung bei ähnlichen Neigungen zu beobachten. Bei beiden Schwemmkegeln handelt es sich um rezente Schuttbildungen.

Am unteren Ende des Pribitztales bei der Forststraßenkehre auf 1120 m endet der 35° geneigte Hangschutt. Unterhalb dieser Kehre beginnt ein flacherer Hangkegel (30 bis 20°). Dieser Kegel ist weniger konkav geformt und weist in seinem Relief auch Neigungen entgegen der Haupthangneigung auf (Aufschluss 101), sodass sich Mulden bilden, in denen sich in einzelnen Tümpeln Wasser staut. Dies deutet auf einen hohen Feinanteil hin. Die höhere Neigung (20 bis 30°) und das ungleichmäßigere Relief verweisen in diesem Fall eher auf einen Murenkegel, als auf einen Schwemmkegel. Da der große Wildbach (Aufschluss 003) am Fuße dieses Schuttkegels 40 m tief einschneidet, ist eine rezente Bildung auszuschließen. Es muss sich also hier nach SPENGLER & STINY (1926) um eine eiszeitliche oder nacheiszeitliche Schuttbildung handeln.

5.1.4 MASSENBEWEGUNGEN ZERRSPALTEN

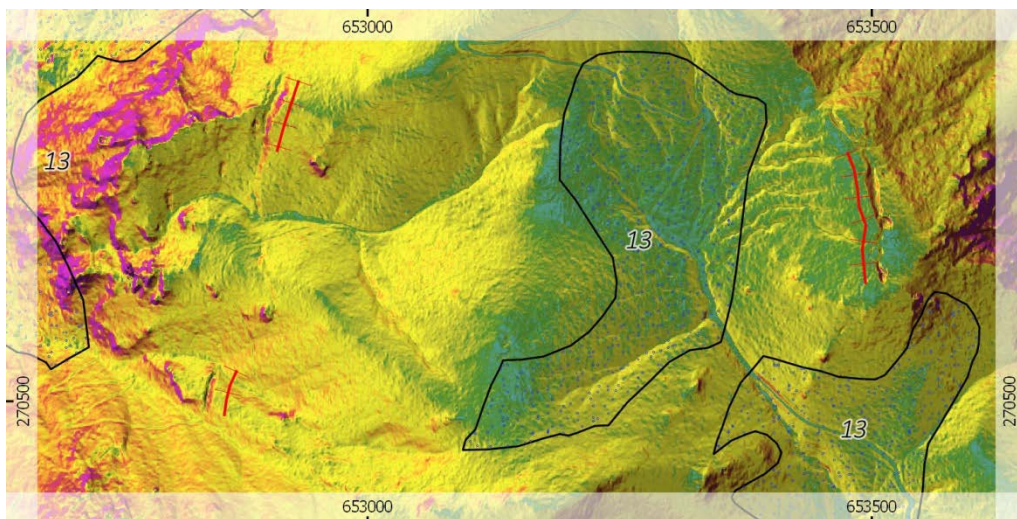


Abb. 5.5: Zerrspalten oberhalb des Pribitztales. Zur besseren Erkennbarkeit wurden die Linien etwas abseits der tatsächlichen Lage im Höhenmodell dargestellt.

(13) Hangschutt, Schuttkegel, (rote Linien) Zerrspalten.

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50 cm Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010).

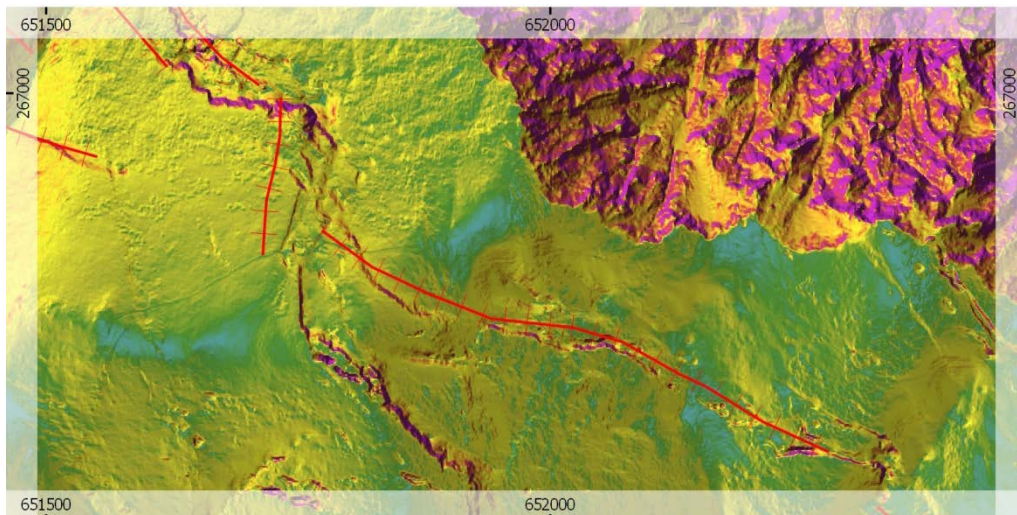


Abb. 5.6: Zum Vergleich die Darstellung von Zerrspalten am Trenchtling aus bestehenden Kartierungsergebnissen.
 Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50 cm Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010).

Am unmarkierten Pfad im Pribitztal, auf Höhe 1420 m (Aufschluss 243) befindet sich ein hangparalleler Graben mit etwa 4 m Tiefe und 40° steilen Böschungen. Im digitalen Geländemodell ist dieser als dunkler Einschnitt erkennbar. Im Umkreis von 500 m sind noch 3 weitere solcher Einschnitte ersichtlich. Die Werfener Schichten, die unter dem Dolomit und dem Hangschutt im Pribitztal liegen, geben Grund zur Vermutung, dass es sich dabei um Zerrspalten handelt. Aufgrund der Neigung der Böschungen und der gerundeten Ausformung des Grabens ist jedoch entweder von einer bereits abgeklungenen oder sehr langsamen Kriechbewegung von maximal wenigen cm pro Jahr auszugehen. Ähnliche Zerrspalten finden sich in der Geologischen Karte (BRYDA & VAN HUSEN 2010) am Trenchtling (Abb. 5.6).

Eine weitere kleinere Massenbewegung wird an der Russenstraße auf 970 m Höhe, 750 m nach dem Parkplatz Jassing vermutet (Aufschluss 015). Der Hang weist an der Aufschlussstelle einen sich wiederholenden Wechsel aus abgerundeten Rücken- und Talformen auf. Das Gefälle weist dabei am Hangfuß, nahe des Talbodens des Jassingtals, eine geringfügig höhere Neigung (30°) auf. Im Bereich oberhalb der Forststraße nimmt die Steigung etwas ab (20°) und wird dann nach oben hin wieder steiler (30°). In dem flacheren Bereich oberhalb der Forststraße befinden sich bemooste Blöcke mit 3 bis 5 m Größe. Unterhalb der Forststraße sind in BRYDA & VAN HUSEN (2010) Werfener Schichten kartiert, oberhalb Hangschutt. Entlang dieser Grenze sind etwa 100, 200 und 300 m die Forststraße aufwärts Quellaustritte

verzeichnet. Die wulstartige Ausbildung der Werfener Schichten, deren Festigkeitsempfindlichkeit auf Wasser und die nahen Quellaustritte geben Grund zur Vermutung, dass eine Hangbewegung stattgefunden hat oder immer noch stattfindet.

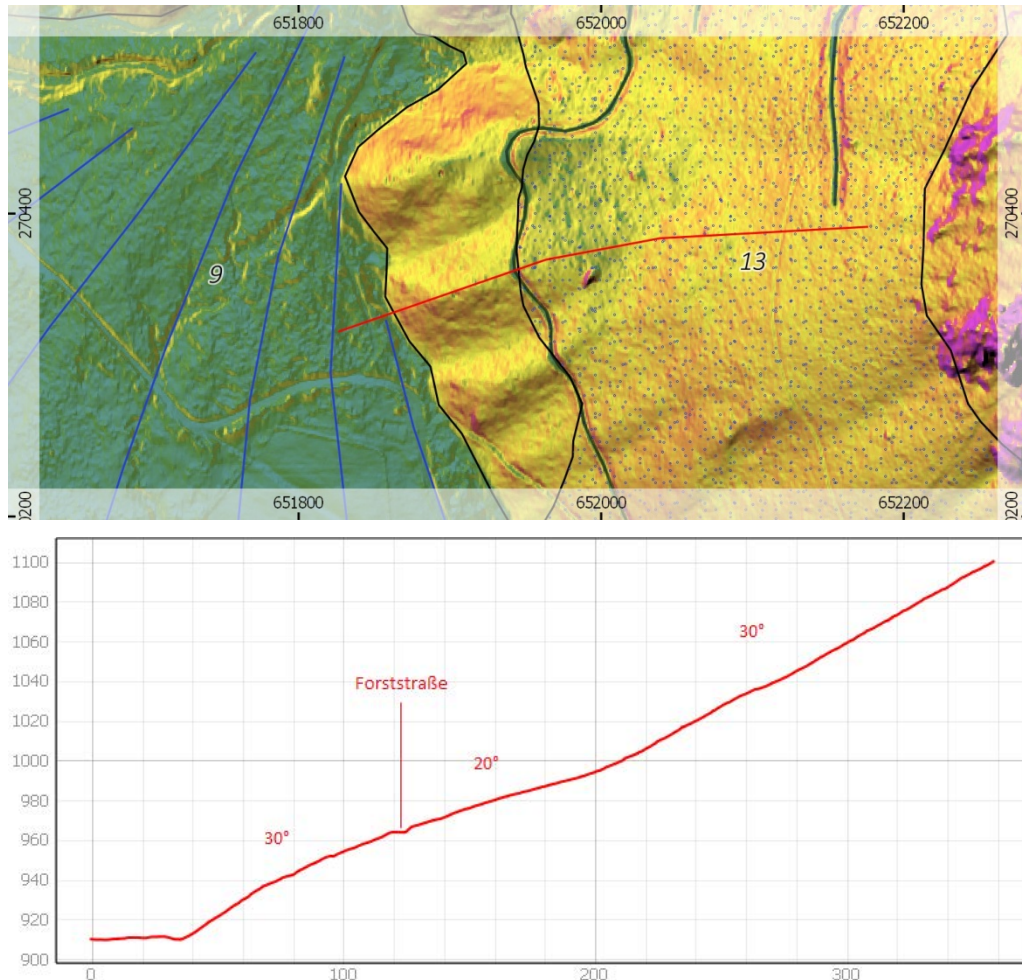


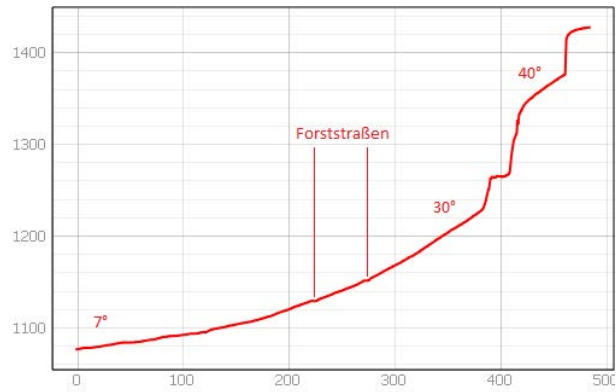
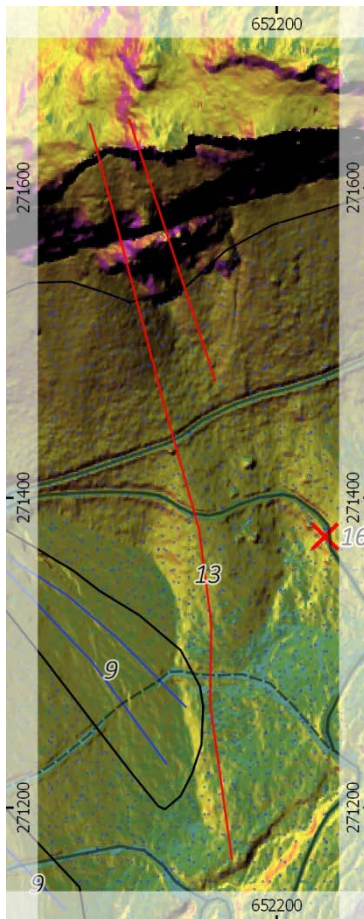
Abb. 5.7: Massenbewegung an der Russenstraße auf Höhe 970 m (Aufschluss 015). Das Profil verläuft entlang der roten Linie im Grundriss.

(9) Schwemm- und Murenkegel, (13) Hangschutt, Schuttkegel.

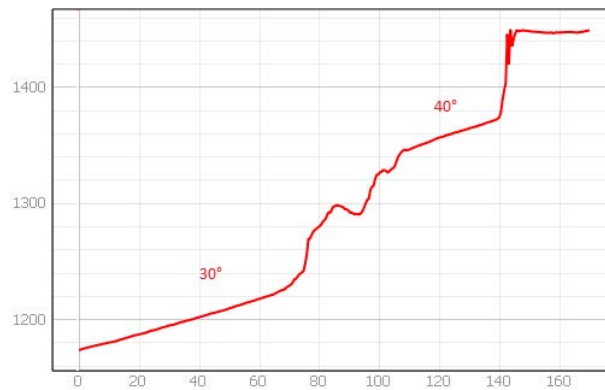
Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50-cm-Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010)

Eine weitere Massenbewegung in der Wand aus Grafensteinkalk wird oberhalb der großen Blöcke aus Aufschluss 016 vermutet. Der Aufschluss liegt an der Russenstraße auf einer Höhe von 1120 m, etwa 350 m nachdem diese das breite Wildbachbett quert. Sowohl oberhalb als auch unterhalb der Forststraße befinden sich zahlreiche große Blöcke mit Ausmaßen von 3x3x4 bis 15x10x5 m. Die Blöcke selbst liegen in einem muldenförmigen Graben, der etwa 20 Hm unterhalb der Forststraße in eine deutliche Verebnung führt, die vereinzelt Vernässung beinhaltet. Westlich des Grabens verläuft parallel ein markanter Rücken. Östlich liegt ein eher undeutlich

fächerförmig ausgebildeter Rücken. Großräumig ist die Hangneigung abflachend beginnt bei 1220 m mit 30° und flacht bis etwa 7° in einer Höhe von 1080 m aus. In direkter Falllinie oberhalb der Blöcke befindet sich die rund 200 m hohe Wand aus Grafensteinkalk, an der sich an dieser Stelle vorgelagerte Felsmassen befinden. Im Schnitt durch die Wand ist erkennbar, dass eine Unterteilung in drei markante Steilstufen vorliegt. Zwischen unterster und mittlerer Steilstufe ist im Geländemodell erkennbar, dass gegenläufiges Gefälle auftritt. Zwischen mittlerer und oberer Steilstufe liegt eine Neigung von knapp 40° vor, wobei die Textur im Höhenmodell Hangschutt vermuten lässt. Als Versagensmechanismus scheint ein Gleiten und Kippen auf einer kreiszylindrischen Abrissfläche aus Lockergebirge (Werfener Schichten) mit einer möglichen teilweisen Plastifizierung der selbigen wahrscheinlich.



westlicher Profilschnitt



östlicher Profilschnitt

Abb. 5.8: Massenbewegung an Grafensteinkalkwand mit zwei Profilen oberhalb des Aufschlusses 016. Im westlichen Profil ist das auslaufende Gefälle unterhalb der Felswand deutlich zu sehen. In beiden Profilen sind die drei Steilstufen erkennbar, in die sich die Wand im Bereich der Massenbewegung aufteilt. Der östliche Schnitt weist zwischen unterster und mittlerer Steilstufe ein gegenläufiges Gefälle auf. Die 40° geneigte Fläche zwischen mittlerer und oberer Steilstufe deutet möglicherweise auf eine Schuttbedeckung hin.
 (9) Schwemm- und Murenkegel, (13) Hangschutt, Schuttkegel
 Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50 cm Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010).

5.1.5 ERRATISCHE BLÖCKE UND ORTSFREMDE GERÖLLE

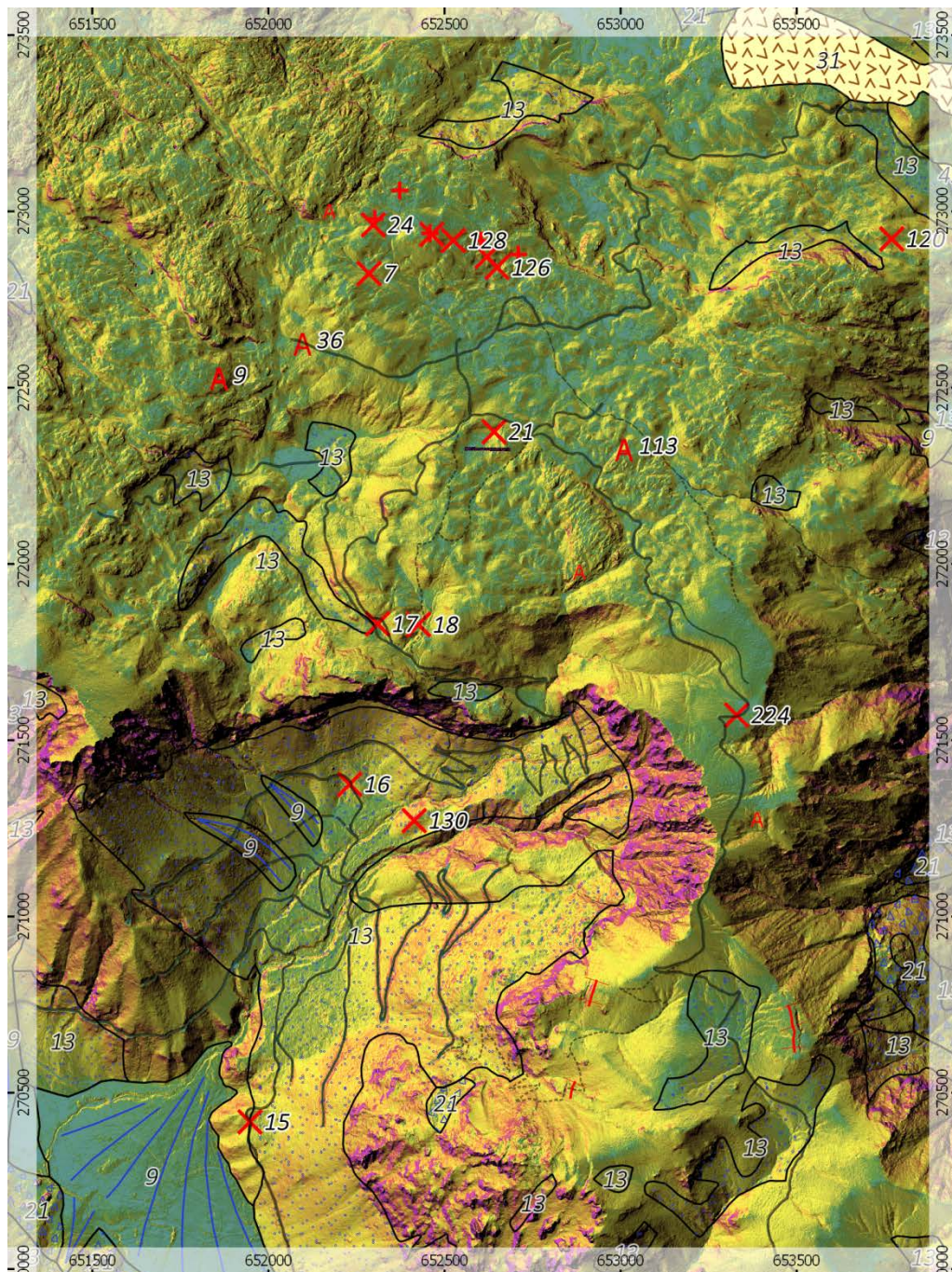


Abb. 5.9: Erratische Blöcke und ortsfremde Gerölle im Kartierungsgebiet
(9) Schwemm- und Murenkegel, (13) Hangschutt, Schuttkegel, (+) Blöcke bereits kartiert in BRYDA & VAN HUSEN (2010), (X) Blöcke, eigene Kartierung
Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50 cm Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010).

Auf den kartierten kalkalpinen Hochflächen der Sonnschienalm fanden sich an mehreren Orten in dolomitischer Umgebung einzelne an der Oberfläche aufliegende Kalkblöcke, sowie in drei Profilen eine Schicht aus gerundeten, einzelnen Kalksteinen und -blöcken.

Einer der Blöcke liegt an der Russenstraße, bei der Abzweigung zur Senkbodenalm, zwischen den beiden Forststraßen. Im Gelände fällt auf, dass das Tal, das in Richtung Senkbodenalm führt ein Süd-Nord-Gefälle aufweist. Geht man von einem nach Süden gerichteten Eisstrom aus, so entspricht dies einem dem Eis gegenläufigen Gefälle.

Ein weiterer Block liegt in einem Trockental (PLAN & DECKER 2006), das von der genannten Wegverzweigung Richtung Nordnordost läuft. Entlang des Trockentals ist ein Hügelrelief zu beobachten, das in den Senkbereichen teils breite Mulden mit flachem Boden aufweist. Der 1,0 x 0,5 m große Kalkblock liegt in der von der Russenstraße ersten muldenförmigen Verebnung des Trockentals. In BRYDA & VAN HUSEN (2010) sind die Flächen der Umgebung als Wettersteindolomit ausgewiesen.

Weitere Kalkblöcke (4 Stück, 0,5 bis 0,7 m) liegen am nördlichen Rand einer Senke, die östlich des oberen Endes der Russenstraße am Südrand der Sonnschienalm liegt. Der weitgehend flache Grund der Senke ist rund 50 m breit und 100 m lang. Die westlichen Begrenzungsböschungen sind 30° steil und 15 m hoch. Das im Osten angrenzende Hügelrelief zeigt Höhen von 10 bis 15 m und mit rund 20° etwas geringere Neigungen. Im Grundriss erscheint die Mulde in einer etwas längsgezogenen Linsenform oder auch Kussmundform.

Eine große Gruppe an erratischen Blöcken (Aufschluss 126 bis 129) befindet sich westlich der Sonnschienhütte. Das Gelände steigt von der Sonnschienhütte (1520 m) bis auf 1560 m an. Dieser Hang ist von einem Hügelrelief überprägt, das eine hangparallele Hauptrichtung in Ostnordostrichtung aufweist und auch zu Neigungen entgegen der Hangneigung führt. Der erste dieser Blöcke befindet sich 100 m nordwestlich der Sonnschienhütte, in einer Höhe von 1530 m und ist etwa 2,0 x 1,0 x 0,7 m groß. Der zweite liegt 150 m nordwestlich der Sonnschienhütte in einer Höhe von 1535 m und ist etwa 1,2 x 1,0 x 0,7 m groß. Dritter und vierter Block aus dieser Gruppe befinden sich jeweils 250 beziehungsweise 300 m nordwestlich der Sonnschienhütte. Diese Blöcke sind bereits in der geologischen Karte (BRYDA & VAN HUSEN 2010) eingetragen.

Zwei weitere Blöcke mit Durchmessern von 0,5 bis 0,8 m finden sich 400 m nördlich vom Pribitztörl, direkt an der Forststraße. Das Gelände weist eine deutlich gleichgerichtete Hangneigung auf, die von unter 10° bis 25° in Richtung eines Talbodens allmählich steiler wird. Das Gelände weist hier lediglich ein Kleinhügelrelief mit Höhenunterschieden von kleiner 1 m auf.

Neben den Blöcken, die vorwiegend auf der Oberfläche aufliegen, gibt es auch noch in einigen Forststraßenanschnitten kleinere Blöcke, die oberflächennahe unter der Humusschicht liegen.

Der erste Fund dieser Art (Aufschluss 005) liegt an der Russenstraße, bei der Abzweigung zur Senkbodenalm. Im Aufschluss findet sich anstehender Dolomit, der zur Oberfläche hin stark verwittert ist und eine Auflage aus kleinwürfeligem ungerundetem Dolomit bildet. Über dem Dolomit finden sich vereinzelte gerundete Kalksteine und Blöcke, mit einer Matrix aus rötlich-lehmigen Material.

Weitere solcher oberflächennaher Kalksteine finden sich außerdem in Aufschluss 011. Der Aufschluss befindet sich am Beginn des Bergrückens, der vom Sonnchienplateau zur Pribitz führt. Das Gelände weist im Norden noch das für das Karstplateau typische Hügelrelief mit mittleren Abständen von etwa 40 bis 50 m und Höhenunterschieden von 5 m auf, im Süden jedoch eine deutlich gleichgerichtete Hangneigung die von unter 10° bis 25° in Richtung eines Talbeginns allmählich steiler wird. Das Gelände weist hier lediglich ein Kleinhügelrelief mit Höhenunterschieden von kleiner-gleich 1 m auf. Der Aufschluss liegt in einer von der heutigen Forststraße wegführenden, früheren Wegführung. In dem Profil tritt in erster Linie feiner Dolomitgrus zu Tage, der von würfelig verwitterten Körnern der Fein- und Mittelkiesfraktion begleitet ist. Das teilweise noch puzzleteilartige Aneinanderpassen dieser Körner führt zur Annahme, dass es sich dabei um anstehendes, stark verwittertes Material handelt. In BRYDA & VAN HUSEN (2010) sind die Flächen als Wettersteindolomit ausgewiesen.

5.1.6 MORÄNEN

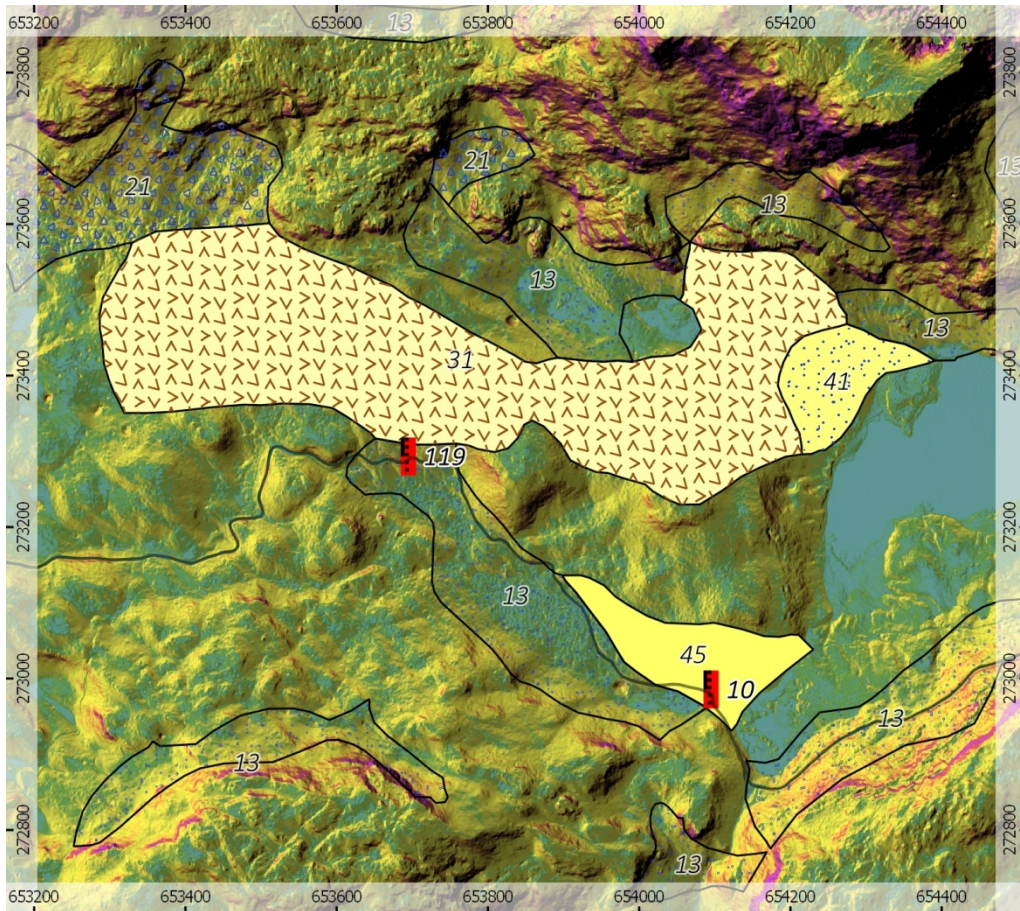


Abb. 5.10: Moränenmaterial im Bereich des Sackwiesensees

(13) Hangschutt, Schuttkegel, (21) Felssturzmaterial, Blockschutt, (31) Oberflächenmoräne, (41) Kame, (45) Grundmoräne

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50-cm-Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010).

Der einzige Grundmoränenaufschluss im Kartierungsgebiet liegt 250 m südwestlich des Sackwiesensees, an der Forststraße von der Sonnschialm zur Häuselalm. Das Material besteht aus einer Matrix aus Ton und Schluff und Feinkiesen bis Steinen und Blöcken, die keinerlei Sortierung und Ausrichtung aufweisen. Die Komponenten sind eckig und bestehen vorwiegend aus Kalk. Es liegt daher eine Zuordnung zur Faziesklasse Dm (matrixgestützter Diamiktit) auf der Hand. Damit wäre grundsätzlich eine Zuordnung zu den Ablagerungsmechanismen Schlammstrom oder Eistransport möglich. Allerdings ist das Matrixmaterial derart verfestigt, dass ein Lösen von Hand nur unter Mühe oder mit Hilfe eines Hammerschlages möglich ist. Damit ist eine Ausweisung als Grundmoräne am naheliegendsten. Mit dieser Bezeichnung ist die 2,5 ha große Fläche auch bereits in BRYDA & VAN HUSEN (2010) eingetragen.

Westlich des Sackwiesensees ist eine große Oberflächenmoräne in BRYDA (2010) eingetragen, diese ist an der Forststraße bei Aufschluss 119 aufgeschlossen und zeigt gerundete Grob- bis Mittelkiese, die von einer lehmigen Matrix gestützt sind.

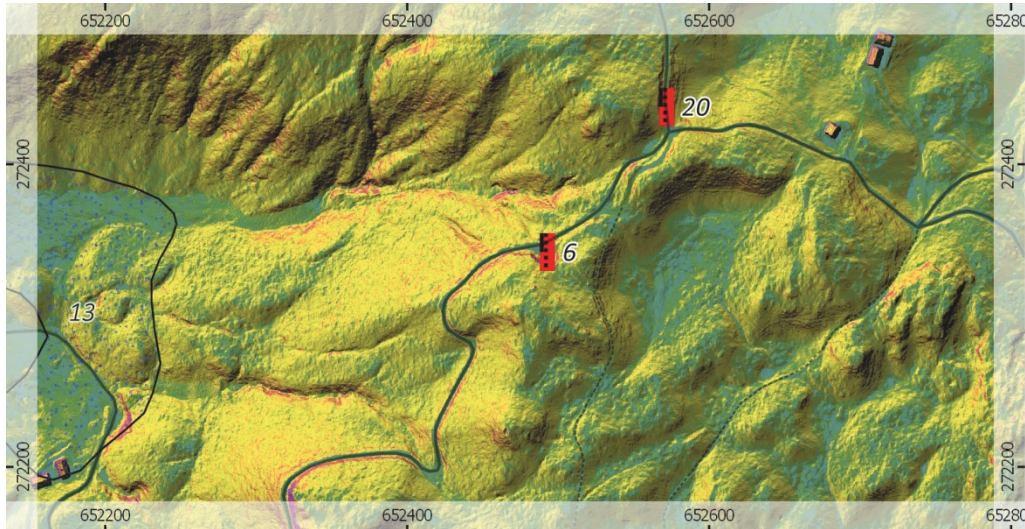


Abb. 5.11: Oberflächenmoräne in Aufschluss 006, an der Russenstraße (13) Hangschutt, Schuttkegel

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50 cm Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010)

Ein weiterer Aufschluss (Aufschluss 006) dieser Art liegt an der Russenstraße 100 m bevor sich diese bei der Sonnschienalm Richtung Sonnschienhütte und Pribitzalm teilt. Neben der Forststraße ist ein 10 m breiter Bereich eines anschließenden Hügels abgetragen. Die unteren Schichten bestehen überwiegend aus verwittertem, anstehendem Dolomit, der von einigen Störungsflächen getrennt ist, wobei der Grad der Verwitterung variiert. Richtung und Einfallen einiger Störungsflächen wurde soweit möglich mit dem Geologenkompass aufgenommen und in anschließender Grafik und Tabelle dargestellt. Im Bereich 3 ist eine Störungsfläche ersichtlich, die mit etwa 3 mm großen Kalzitkristallen gefüllt ist. In oberster Lage finden sich einzelne, gerundete Kalksteine und -blöcke, die in eine Matrix aus rötlich-lehmigen Material eingebunden sind. Einige solcher gerundeter Steine fanden sich auch oberflächlich, in nahe gelegenen Grasflächen oberhalb des Anschnittes. Dort zeigte sich, dass die obere, wetterausgesetzte Seite deutlich gerundeter war (gerundet), als die Unterseite (eckig).

Aufschluss A006, Schnittskizze

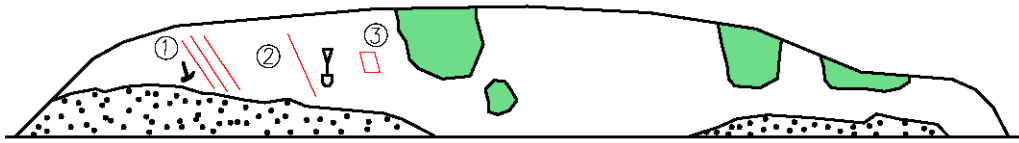


Abb. 5.11: Schnittskizze durch den Aufschluss, Grün: Vegetation, die in den Anschnitt ragt, Rot: aufgenommene Störungsflächen, An Position 1: Hammer als Größenvergleich, an Position 2, 3: Schaufel als Größenvergleich. Die Darstellung dient vorwiegend der lagemäßigen Zuordnung der Fotos im Aufschlussprotokoll.

Bereich 1

55/145

50/150

66/160

Bereich 2

60/179

42/150

Bereich 3

73/334

68/132

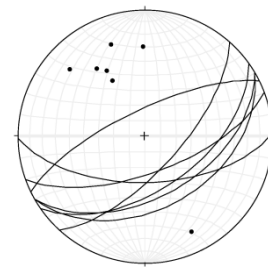


Abb. 5.12: Kompassmessungen (Einfallen und Richtung) und Lagenkugel (Grobkreise und Polpunkte).

5.1.7 GLETSCHERSCHLIFF

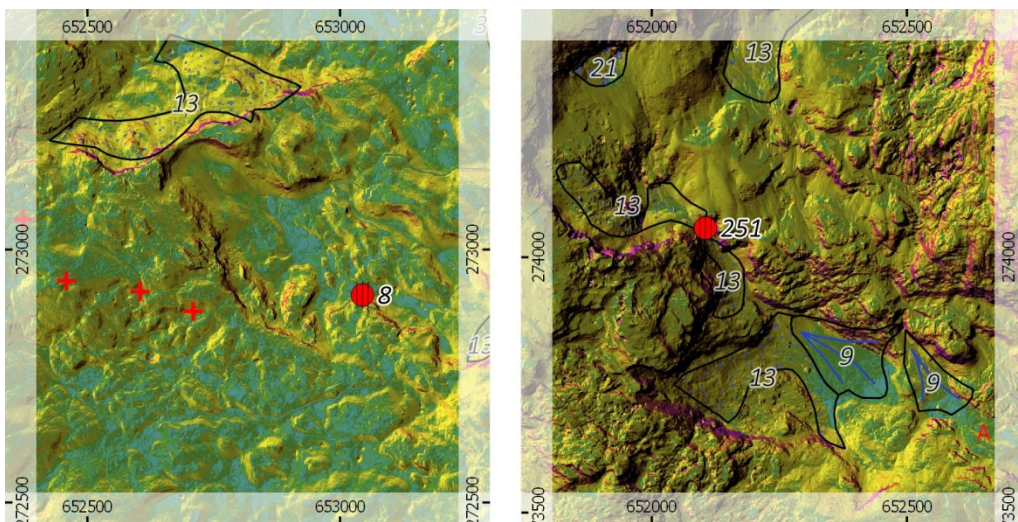


Abb. 5.13: Gletscherschliffe im Kartierungsgebiet

(9) Schwemm- und Murenkegel, (13) Hangschutt, Schuttkegel, (21) Felssturzmaterial, Blockschutt

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50-cm-Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010).

Ein Block der möglicherweise Gletscherschliff aufweist, liegt auf der Forststraße Richtung Sackwiesensee, 300 m östlich der Sonnshienhütte, auf Höhe 1485 m (Aufschluss 008). Im Forststaßenaufbau liegt ein Kalkblock eingebettet, der quer zur Fahrtrichtung Kritzungen aufweist.

Einen weiteren Zeugen von Gletscherschliff könnte ein gerundeter Felshöcker in der Steilrinne (genannt Schlauch) 250 m nordöstlich vom Murrelboden darstellen (Aufschluss 251). Dieser weist bei Abendsonne gut sichtbare Striung in Längsrichtung auf, die sich möglicherweise durch vormalige Sedimentbedeckung erhalten hat.



Abb. 5.14: Links: Kalzitblock aus Aufschluss 008 mit Kritzungen, Rechts: Felshöcker aus Aufschluss 251

5.2. BESCHREIBUNG DER EINZELNEN TAL- UND PLATEAULANDSCHAFTEN

5.2.1 TRAGÖSSTAL

Als eigentliches „Tragößtal“ wird nur der durch Gletscherarbeit deutlich verbreiterte und flache Talabschnitt zwischen dem Anwesen Höld südlich von Unterort und der Ortschaft Oberort bezeichnet.

Die lithologische Zuordnung der das Tal umschließenden Gebirgsstöcke lässt sich folgendermaßen unterteilen: Die Osthänge von Nord nach Süd aufgelistet, bestehen im Bereich der Großwand (1983 m) aus Wettersteinkalk der riffnahen Hangfazies, im Bereich des Barenkogels aus Werfener Schichten und im Bereich des Planauerkogels aus der Präbichl Formation (Brekzie und Konglomerat), sowie ebenfalls aus Werfener Schichten. Weiter im Süden an den Osthängen folgt Blasseneckporphyroid.

Die gegenüberliegenden Hänge liegen außerhalb des Kartenblattes 101, eine lithologische Zuordnung kann deshalb nur anhand des geologischen Modells

1:500000 durchgeführt werden. Im Bereich nördlich des Ranzerbergs (1304 m) sind Siliziklastika und Permoskyt eingetragen, dies entspräche vorrangig Werfener Schichten, aber auch den im Haringgraben beschriebenen Gipsvorkommen. Südlich des Ranzerbergs ist Blasseneck Porphyroid eingetragen, der ebenfalls auch an den Osthängen des Tragößtales vorkommt und im Kartenblatt 101 beschrieben ist.

Morphologisch zeichnet sich das Tragößtal durch einen breiten (800 m), flachen Talboden aus und entspricht einem muldenförmigen Trogtal.

Verantwortlich für diese Talform ist zunächst die glaziale Übertiefung des Tals während der letzten beiden Eiszeiten, die besonders in den südlichen Hochschwabtälern wirksam geworden ist (FABIANI et al. 1980a). Nach Rückzug des Gletschers aus der Würmeiszeit hinterließ dieser eine Reihe von drei markanten Endmoränenwällen. Die Mächtigkeit der steilen Eiszunge wird durch die deutlichen Moränenwälle an der westlichen Talflanke angezeigt. Die Oberfläche steigt von ca. 750 m bei Unterort bis zum Lindenhof auf ca. 900 m Höhe und dann langsam auf 920 bis 930 m im Bereich Pfarrerteich an, wie der kleine Moränenwall unterhalb des Kampelsteigs belegt (BRYDA et al. 2013). Der südlichste Endmoränenwall liegt an seiner größten Ausdehnung nördlich der Ortschaft Unterort (BRYDA et al. 2013). Zwischen Oberort und Unterort ist nicht nur ein ausgeprägtes Zungenbecken, sondern auch eine Folge von würmeiszeitlichen Moränenwällen erkennbar (FABIANI 1980c).

Zwischen Unterort und Großdorf setzt eine gut erhaltene Folge von bis zu 25 m hohen Moränenrücken ein. Der Gletscher füllte hier nicht mehr das gesamte Tal aus, sondern ließ gegen Osten einen fast 500 m breiten, von lokalem Schutt erfüllten Raum frei. Die bis 25 m unter dem heutigen Talboden nachgewiesenen Moränen queren die als Tiefenrinne ausgeprägte maximale Talübertiefung und sind daher als jünger anzusprechen (FABIANI, 1980c).

Die in der Reihe nächsten Moränenwälle folgen 1 km nördlich von Großdorf (Galgenwald). Sie heben sich 8 bis 10 m über den Talboden ab. Da die teils grobblockigen, lehmigen Moränenablagerungen nur mehr eine Mächtigkeit von 4 bis 6 m erreichen und die Talschotter überlagern, kann es sich hier nur um einen längeren Halt oder eine möglicherweise durch einen Bergsturz bewirkten kurzfristigen Vorstoß während oder nach Rückzug der Vereisung handeln (FABIANI, 1980c). Das sumpfige Zungenbecken setzt sich in einer Breite von 1 km von Großdorf bis Oberort fort. Eine gut erhaltene Seitenmoräne in 980 m Seehöhe am SW-Hang des Reiterberges zeigt die Höhe der Vereisung an.

Die auffallend starke Verschüttung des Tragößtales zwischen Oberort und Galgenwald durch seitliche Schwemmfächer erklärt FABIANI (1980c) dadurch, dass die Bergstürze der Pribitz und Klausen eine Absperrung von der Schuttfuhr aus den Einzugsgebieten bewirkten.

Für die Entstehung der Schichtung der teils wandartig aufgeschlossenen Konglomerate hält FABIANI (1980c) an den Moränenbögen rückgestaute Seen verantwortlich, die nach erfolgtem Durchbruch allmählich ausliefen und das Absenken des Seespiegels in verschiedenen Verfestigungsgraden der Schotter sichtbar machten. Durch diese Seebildungen erklärt sich auch der überwiegend aus schluffig-lehmigem Material bestehende Boden im Bereich des jüngsten Talbodens.

Auf den durch eine Tiefenrinne und einen regen Wechsel von Kiesen mit teils mächtigen schluffigen Feinsanden gekennzeichneten Aufbau der Sedimentfüllung des glazialen Beckens wird in FABIANI (1980c) bei der Beschreibung der Untersuchungsbohrungen näher eingegangen. BRYDA et al. (2013) beschreibt in diesem Talabschnitt zwischen Großdorf und Unterort zu beiden Seiten der Laming mit glazialen Ablagerungen bedeckte Terrassenkörper. An den Böschungen benennt er schlecht sortierte Schotter, die über größere Bereiche eine sandig schluffige Matrix zeigen, teilweise aber auch matrixfreie, korngestützte Lagen und Nester aufweisen, als Vorstoßschotter. Diese Kiese wurden im Vorfeld des sich hauptsächlich aus dem Jassinggraben ins Becken von Tragöß ausbreitenden Gletschers abgelagert. Die Gletscherzunge, die diese dann noch bis Unterort überfahren hat, bedeckte die Vorstoßschotter mit Moränen.

Die maximale Ausdehnung der Gletscher in der Rißeiszeit lässt sich hingegen nur durch über die würmeiszeitlichen Moränen hinausreichende Talübertiefung erkennen (FABIANI 1984), die im Falle des Tragößtals bis in die Ortschaft Oberdorf reicht (BRYDA et al. 2013). Weiters belegen Geschiebe aus Wettersteinkalk im oberen Rahnergraben (südwestlich Tragöß) in rund 1000 m Höhe, dass wohl zur vorletzten Eiszeit hier eine Stausituation um rund 100 m höher als zur Würmeiszeit bestand. Dadurch konnten die Gerölle in diese Position gelangen (BRYDA et al. 2013). Rund 60 m oberhalb der höchsten würmeiszeitlichen Erratika und Staukörper ist nördlich des Rahnergrabens ein ca. 15 m mächtiger Brekzienkörper erhalten. Aufgebaut wird er von durchwegs groben, wenig bis kaum gerundeten Komponenten der Gesteine im Einzugsbereich des Grabens, vermengt mit triadischen Karbonatgeröllen von weiter nördlich. Die lagenweise matrixreiche Brekzie ist als ein verfestigter Rest eines

Staukörpers zu deuten, der im Rahnergraben an einem schwindenden Eiskörper des Reißgletschers abgelagert wurde (BRYDA et al. 2013).

5.2.2 HARINGGRABEN

Der Haringgraben liegt nordöstlich der Ortschaft Oberort. Im Norden wird er von den Bergstöcken der Messnerin, des Schaftrampels, und des Hahnkogels eingeschlossen, die vorwiegend aus Karbonatgestein aufgebaut sind. Die im Süden liegende Landschaft ist den Werfener Schichten zuzuordnen. Außerdem gibt es im Haringgraben Gipsvorkommen, die im hinteren Teil auch abgebaut wurden.

Da die Schneegrenze während der letzten Eiszeit bei etwa 1400 m lag (FABIANI et al. 1980a) gehen FABIANI et al. (1980a) davon aus, dass der Haringgraben unvergletschert blieb. Eine gut erhaltene Seitenmoräne in 980 m Seehöhe am Südwesthang des Reiterberges zeigt die Höhe der Vereisung im Tragößtal am Eingang des Haringtales an. Die Entstehung von überwiegend aus Kalkkonglomeraten bestehenden, bis 1100 m reichenden, Reste einer Talverschüttung im Haringgraben deuten FABIANI et al. (1980a) durch Rückstau während der Vereisung. Jedoch halten sie auch einen Zusammenhang mit einer, das gesamte Tragößtal erfassenden interglazialen Talverschüttung möglich. In BRYDA et al. (2013) hingegen ist beschrieben, dass der Eisstrom des Haringgrabens den Gletscher im Lamingtal unterstützte.

SPENGLER & STINY (1926) dokumentierte im hinteren Haringgraben Gehängebrekzien, aus durch ein kalkiges, löcheriges Bindemittel unvollkommen verkitteten Gehängeschutt. Die Gehängebrekzien im alten Gipsbruch östlich vom Haring überziehen den aus Werfener Schichten bestehenden Abhang über dem sich aus Triaskalken bestehende Steilhänge erheben. In solchen Fällen besteht die Brekzie aus einem von den darüber aufsteigenden Wänden gelieferten scharfkantigen Dolomit- und Kalkschutt. Die Verkittung geschah durch die an der Auflagerungsfläche der Kalke auf den Werfener Schichten entspringenden und zwischen den Kalkblöcken durchfließenden Quellwasser. Weiters beschreiben SPENGLER & STINY (1926) konglomerierte Niederterrassenschotter im Haringgraben.

5.2.3 GRÜNER SEE - KLAMM

Der malerische, nordwestlich von Oberort am Rande des Bergsturzes von der Kampelmauer/Meßnerin gelegene, Grüne See liegt auf 780 m Höhe. Nördlich des Grünen Sees liegt der bis auf 1579 m Höhe steil aufragende Pribitz Bergstock aus Wettersteinkalk, der mit dem Bergstock der Großwand gemeinsam das vom Grünen See Richtung Nordost verlaufende Jassingtal umgrenzt.

Bei dem grubig-kuppigen Gelände zwischen Grünem See und Kreuzteich handelt es sich um einen auf Toteis niedergegangenen Bergsturz aus der Klausen. ZÖTL (1961) hat das Gelände noch als spätglaziale Moräne gedeutet. Lediglich wallförmige Reliefausbildungen östlich und nördlich des Grünen Sees lassen auch auf durch den Pribitzbergsturz aktiviertes Toteis schließen. FABIANI et al. (1980a) beschreiben weiters ausgeprägte Dolinenreihen westlich des Grünen Sees, die er auf unterirdische Gipsvorkommen zurückführt. Der hohe Stoffaustrag von bis zu 1,73 t/d je 10 l/s Schüttung kann zu Einsacken und Dolinenbildungen führen, welche selbst unter mächtiger Schuttbedeckung wirksam wird.

Westlich des Grünen Sees deuten BRYDA et al. (2013) den Wettersteinkalk-Rücken beim Julenheim am Grünen See als Rundhöcker, der durch den Gletscher aus dem Jassinggraben geformt wurde. An der Oberfläche sind aber durch Korrosion und Frostverwitterung keine direkten Spuren der Eisüberarbeitung (Gletscherschliff) mehr erhalten geblieben.

Weiters wurde an der Schwelle zwischen Jassinggraben und Grünem See in Toteismassen eine Kameablagerung mit unruhiger Oberfläche gebildet. Diese entstand, als sich die Eismasse im Becken von Tragöß und des Jassinggrabens trennte.

5.2.5 SONNSCHIENALM-HOCHSCHWABPLATEAU, PRIBITZ

Die Sonnschienenalm liegt am südlichen Hochschwabplateau, das mit einer mittleren Höhe von 1600 m dem zentralen Kamm mit Höhen über 2000 m vorgelagert ist. Der Bergrücken, der das Plateau mit dem Pribitz verbindet, liegt zwischen Jassingtal und Klamm(-boden). Tektonisch ist das Plateau großteils der Pfaffingalm-Hochschwab

Schuppe zugehörig, lediglich der südöstliche Teil, zu dem auch der Pribitz zählt, liegt innerhalb der Trenchtlich-Fölzstein Schuppe.

Generell ist die Sedimentüberdeckung am gesamten Plateau eher geringmächtig. Bei einem überwiegenden Teil gelangt man spätestens nach wenigen Zentimetern Humus- oder Lehmschicht an anstehendes Gestein, wenn auch der anstehende Wettersteindolomit vielerorts kleinteilig, grusig verwittert ist. So finden sich im gesamten Plateaubereich rund um die Sonnschianalm kaum quartäre Ablagerungen. Lediglich im Nahbereich des Grünen Sees ist ein kleines Vorkommen einer Grundmoräne (Aufschluss 010) vorzufinden. Davon abgesehen liegen vereinzelt Augensteinfunde und erratische Blöcke vor. Wobei die erratischen Blöcke oft gruppenweise auftreten.

5.2.5 JASSINGTAL, LAMINGALM

Das Jassingtal verläuft vom Grünen See Richtung Nordwest bis zum Neuwaldeggsattel (1575 m) zwischen Frauenmauer (1827 m) und Griesmauerkogel (2034 m). Im Norden grenzt die etwa 1400 m hoch gelegene Hochebene der Sonnschianalm an das Jassingtal, dessen Kalkhänge steil in Richtung des Talbodens abfallen. Im Süden zweigt zunächst das obere Lamingtal mit der Lamingalm vom Jassingtal ab und wird dann gegen Süden von den Bergstöcken des Hochturms (2031 m) (Lamingegg, Großwand) begrenzt.

Im Bereich der Kalkhänge nördlich des Jassingtales dominieren im Westen Gesteine der Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe (Wettersteinkalk, Grafensteinkalk, Sonnschienformation, Gutenstein-Formation), im Osten Gesteine der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe (Wettersteinkalk, Wettersteindolomit). Am Talboden und auf der Neuwaldalm tritt im Liegenden die postvariszische Kalkalpenbasis (Werfener Schichten) zutage. An den südlich begrenzenden Bergstöcken und auf der Lamingalm überwiegen wieder Wettersteinkalk und -dolomit.

Deutlich wird im Jassingtal die glaziale Bildung von breiten, tiefen Talböden im Bereich der Schieferaufwölbung im oberen Jassingtal und steilwandigen, eingesenkten Engstellen im kalkalpinen Bereich zwischen Pribitz (1579 m) und Großwand (1983 m).

In diesem schmalen Talabschnitt, an der Schwelle zwischen Pfarrerlacke und Grünem See, wurden (BRYDA et al. 2013) ausgedehnte Kameablagerungen mit unruhiger

Oberfläche gebildet. Diese entstanden vermutlich in Toteismassen, als sich die Eismasse im Becken von Tragöß und des Jassinggrabens trennte.

Die Moränenwälle der Neuwaldalm und der Lamingalm entstanden während des sogenannten Gschnitz-Stadial (VAN HUSEN 2000), einer vor rund 16.000 Jahren einsetzenden Klimaverschlechterung mit mehreren lokalen Gletschervorstößen. FABIANI et al. (1980a) nannten in diesem Zusammenhang noch eine Jahreszahl von 8000 vor Christi.

An den Nordhängen des Jassingtals, sowie auf der Neuwaldalm sind auf den Werfener Schichten in BRYDA & VAN HUSEN (2010) zahlreiche erratische Blöcke kartiert, die der Würmeiszeit zugeordnet sind. Weitere solcher Blöcke finden sich außerdem im Bereich der Lamingalm.

Am Bergrücken zwischen Zirbeneben (1748 m) und Edelweißboden befinden sich zahlreiche Zerrspalten. Diese entstehen durch die Erosion der glazial übersteilten Hänge nördlich und südlich des Rückens und durch die generell hohe Erosionsanfälligkeit der Werfener Schichten. Ähnliche Zerrspalten konnten in Zuge der Geländekartierung am oberen Ausgang des Pribitztals, nördlich des Lenkerkogels (1558 m) aufgefunden werden. Außerdem zeugen im gesamten Tragößtal ausgedehnte, meist vorwiegend eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Schutthalden und Muren-/ Schwemmkegel von dem Abtrag der übersteilten Hänge.

6. DISKUSSION

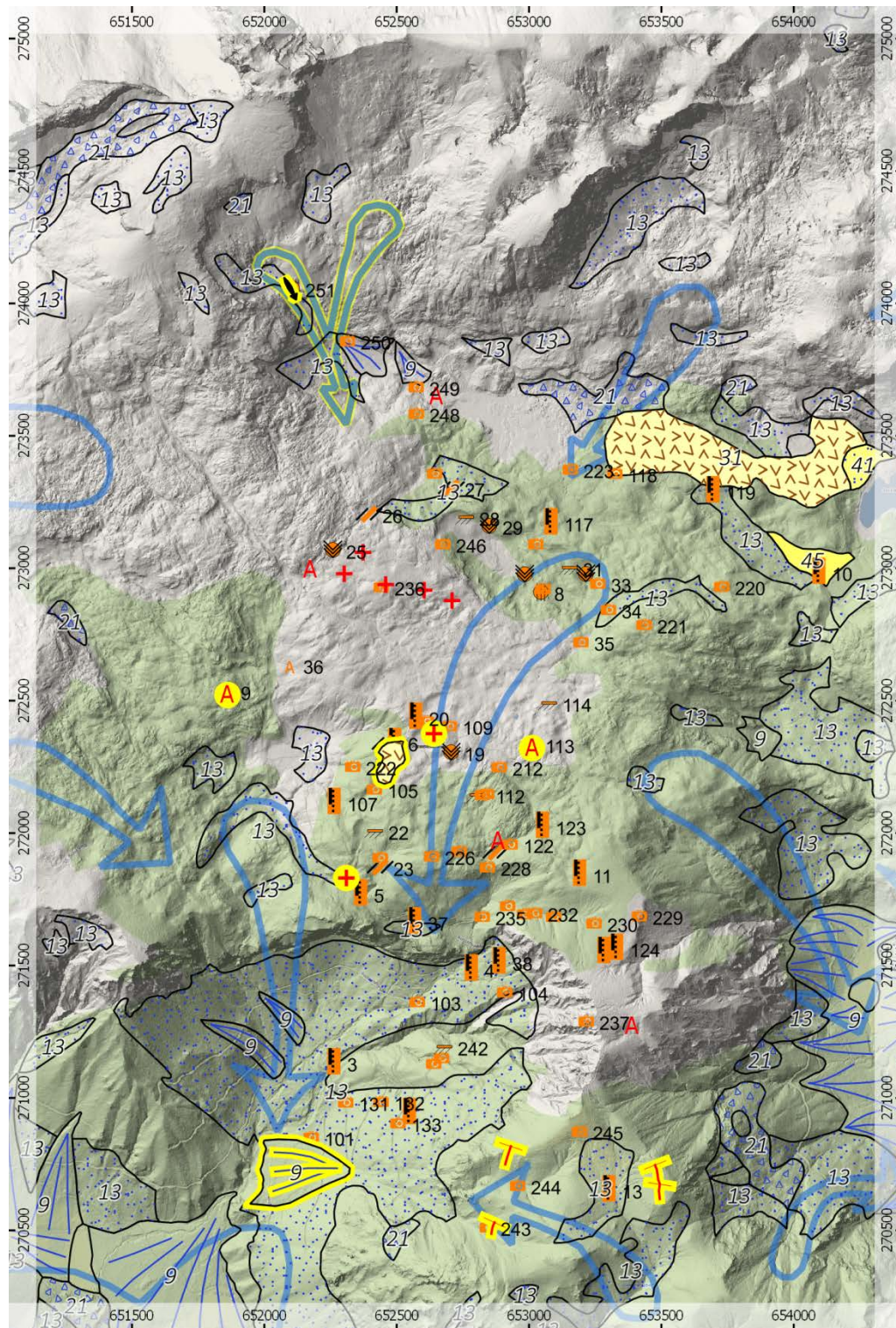









Abb. 6.1: Gesamtübersicht des Kartierungsgebietes. In Gelb hervorgehoben neue Ergebnisse aus den Kartierungen. In Orange eingetragen die Aufschlüsse aus den Aufschlussprotokollen (Anhang). Die Legende zur Abbildung ist in Abb. 6.2 dargestellt. (Blaue Pfeile) Fließrichtungen der Würmvergletscherung
Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50-cm-Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010).

Kartierung

 Eigene Kartierungen
(gelb hervorgehoben)

Weitere Aufschlüsse (siehe Anhang)

-  Geländefoto
-  Profil
-  Kritzungen
-  Karstformen
-  Anstehendes Gestein
-  Störung

Quartäre Sedimente










-  (9) Schwemm- und Murenkegel
-  (13) Hangschutt, Schuttkegel
-  (21) Felssturzmaterial, Blockschutt
-  (31) Oberflächenmoräne
-  (37) Mächtiger Murenschutt
-  (39) Niederterrasse
-  (41) Kame
-  (42) Rundhöcker
-  (45) Grundmoräne
-  (24) Zerrspalte
-  Erratische Blöcke Würm
-  Erratische Blöcke Riß
-  Augensteingerölle (ortsfremde,
nicht kalkalpine Gerölle Oligozän
- später umgelagert)

Abb. 6.2: Legende zu Abb. 6.1

Gletscher der Riß-Eiszeit

Da das gesamte kartierte Gebiet von Würm-Eiszeitlichen Gletschern überarbeitet wurde, finden sich keine Spuren der rißeiszeitlichen Gletscher. Außerhalb der Würm-Eiszeitlichen Gletscherstände finden sich glaziofluviale Sedimente und erratische Wettersteinblöcke im Bereich des Rahnergrabens, auf der Westseite des Tragößtals.

Gletscher der Würm-Eiszeit

Im gesamten Untersuchungsgebiet finden sich eine Vielzahl Quartärer Sedimente, die bis auf wenige Ausnahmen alle der Würm-Eiszeit zugeordnet sind. Besonders reichhaltig sind diese in den Tallandschaften des Tragöß- und Jassingtals. Hier haben die Gletscher einen breiten, flachen Talboden geschaffen, an dessen seitlichen Hängen Seitenmoränen frühere Gletscherstände markieren. Der Talboden des Tragößtales ist mit Seesedimenten des früheren Zungenbeckensees und durch seitlichen Schutteintrag verfüllt. Der Bergsturz Kampelmauer kam auf einer Kameterrasse zu liegen und im Bereich des Grünen Sees sind einige Senken als Toteislöcher gedeutet. Somit ist der Bergsturz während des Gletscherrückzugs zu Tal gestürzt. Im Bereich der Plateauflächen finden sich lediglich ein kleinerer Grundmoränenaufschluss in der Umgebung des Sackwiesensees und vereinzelt über die Hochebene verstreut Oberflächenmoränenaufschlüsse. Im Gebiet zwischen Senkbodenalm und Sonnschienalm konnte solch ein Aufschluss neu bestimmt werden (Aufschluss 006).

In der Rekonstruktion der Vergletscherung zur Würm-Eiszeit aus BRYDA et al. (2013) ist im Bereich nördlich der Sonnschienalm eine westgerichtete Fließrichtung eingetragen. Eigene Kartierungsarbeiten und aus dem Höhenmodell abgeleitete Ergebnisse lassen jedoch auf eine südgerichtete Fließrichtung schließen. Für diese Annahme spricht vor allem der gerundete, gekritzte Felshöcker in der Steilrinne (genannt Schlauch) 250 m nordöstlich vom Murrelboden (Aufschluss 251). Dieser wurde als Rundhöcker gedeutet und in die Kartierung eingetragen. Ausgehend vom Kar unterhalb des Kleinen Ebensteins, des Ebensteins und des Polsters könnte hier ein südgerichteter Gletscherfluss für diese Felsform verantwortlich sein. Der südliche Rücken des kleinen Ebensteins würde für einen westgerichteten Gletscherfluss eine Barriere darstellen und ist somit ein weiterer Hinweis auf einen nach Süden ausgerichteten Gletscherfluss. Der Hang nordöstlich der Sonnschienhütte gibt ein Indiz für den weiteren Verlauf des Gletscherflusses (Aufschluss 126 bis 129). Dieser ist von einem Hügelrelief mit einer Hauptrichtung nach Südwesten überprägt.

Diesem Richtungsweiser folgend, führt der weitere Verlauf über Senkbodenalm und den Hangbereich um die Russenstraße in den Jassinggraben. Eine erste Sichtung des Geländemodells auf anderen Plateaubereichen des Hochschwabs geben Grund zur Annahme, dass sich möglicherweise weitere Hinweise auf anders gerichtete Fließrichtungen finden lassen. Als Beispiel sei hier der Bereich um den Plankogel genannt. Das dortige Hügelrelief weist ebenfalls eine markante Südwest-Hauptrichtung auf. Die Form des Kulmsteins (1725 m), mit seinem flach auslaufenden nördlichen Rücken und seinem südlich steil abfallenden Relief, könnte als Rundhöcker gedeutet ebenfalls eine Fließrichtung nach Süden hin belegen. Möglicherweise ließen sich dort Spuren von Gletscherschliff finden. Um dies abzuklären, bedürfte es weiterer Kartierungen in den Plateaubereichen westlich der Sonnschianalm.

Augensteininformation

Die Augensteinfunde, die bei den Begehungen gemacht werden konnten, waren vorwiegend in Muldenbereichen und ließen sich teilweise mit Karsthohlräumen assoziieren. Zu nennen sind in diesem Zusammenhang der Aufschluss 009 (Kalibrierhöhle) und der Aufschluss 113. Die Feinkonglomerate und Höhlensinter in der Höhle deuten auf eine ehemalige Verfüllung und vormals höhere Überdeckung des Höhlenbereiches hin. Der Aufschluss 113 weist eine etwa 0,7 x 0,7 m große Fläche von Augenstein Kies auf. Diese Fläche erweckt aufgrund der scharfen Begrenzung den Anschein, dass es sich dabei um einen Karsthohlraum handelt, der mit Augenstein Kies aufgefüllt wurde. Für diese Annahme sprechen außerdem poröse Gesteinsbrocken in der Umgebung, die teils auskristallisierten Kalzit in den Poren aufweisen. Bei diesen Gesteinsbrocken könnte es sich um Höhlensinter handeln. Auf Grund dieser Aufschlüsse wird vermutet, dass die Augenstein gerölle über Dolinen ins Berginnere transportiert wurden, wo sie vom glazialen Abtransport geschützt waren und erst durch glaziale Erosion des darüber liegenden Kalkes wieder frei gelegt wurden.

LITERATURVERZEICHNIS

- BÖHM v. BÖHMERSHEIM, A. (1900): Die alten Gletscher der Mur und Mürz. - Abhandlungen der K.K. Geographischen Gesellschaft in Wien, Wien
- BRYDA, G. & VAN HUSEN, D. (2010): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 101 Eisenerz. - Geologische Bundesanstalt, Wien
- BRYDA, G., VAN HUSEN, D., KREUSS, O., KOUKAL, V., MOSER, M., PAVLIK, W., SCHÖNLAUB, H. P. & WAGREICH, M. (2013): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 101 Eisenerz. - Geologische Bundesanstalt, Wien
- EYLES, N., Eyles, C. H. & Miall, A. D. (1983): Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. - *Sedimentology* 30, 393-410, Toronto
- FABIANI, E., WEIßENSTEINER, V. & WAKONIGG, H. (1980a): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet, Teil I. - Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz
- FABIANI, E. (1980b): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet Teil II. - Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz
- FABIANI, E. (1980c): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet Teil IV. - Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz
- FABIANI, E., (1984): Hydrogeologische und quartärmorphologische Untersuchungen im Hochschwabgebiet. - 5. Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Eisenerz 1984, Graz-Wien
- FIEBIG, M., (1999): Zur geologischen Aufnahme von quartären Lockergesteinen. - *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 27 (1/2), 135-152, Berlin
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZEKELY, B. (1999): The pre-Augenstein paleosurface in the Northern Calcareous Alps. - *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA)*, 52A, 42-44, Tübingen
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZEKELY, B. (2001): The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps: a mosaic stone in the geomorphological evolution in the Eastern Alps. - *International Journal of Earth Science (Geologische Rundschau)*, 90, 500-518, Berlin
- FRITSCH, A. (1993): Das Quartär der westlichen Hochschwab-Nordabdachung unter Berücksichtigung des Bergsturzes von Wildalpen. - Diplomarbeit, Wien

- KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen, Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, 132: 5-12, Zürich
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. 1962: Die Mürzalpendecke - eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. - Sitzungsbericht der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien
- MIAL, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. - Mial, A.D. (Ed.): Fluvial sedimentology, p. 597-604. - Can. Soc. Petr. Geol. Mem. 5, Calgary, Alberta, Canada
- PENCK, A. & BRUCKNER, E. (1909): Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen - Die Alpen im Eiszeitalter, Erster Band, Berlin-Wien
- PETTIJOHN F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1987): Sand and sandstone. - 2nd edition, 553 pp. (Springer), New York
- PLAN, L. & DECKER, K. (2006): Quantitative karst morphology of the Hochschwab plateau, Eastern Alps, Austria. - Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Vol. 147: 29-56.
- SCHMID, Ch., ZOJER, H., KRÄINER, H., ERTL, H. & OTT, R. (1980): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet Teil III. - Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 124, 361-423, Wien
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Wien
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological processes during the Quaternary. - Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 92: 135-156, Wien
- VAN HUSEN, D. & REITNER, J. M. (2011): Klimagesteuerte Terrassen- und Lössbildung auf der Traun-Enns-Platte und ihre zeitliche Stellung (Das Profil Wels/Aschet). - Mitteilungen der Kommission für Quartärforsch der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, 19, 1-11, Wien
- ZÖTL, J. (1961): Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. - Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, 12/13 (1960/61), 53-183, Graz

ANHANG

Aufschlussprotokolle

Karte der Quartären Sedimente im Untersuchungsgebiet

Rekonstruktion der Vergletscherung

H87200 Institut für Angewandte Geologie (IAG)

Betreuer:

Univ.Prof. Dipl.Geol. Dr.rer.nat. Markus Fiebig,

Mag. Dr. Lukas Plan

QUARTÄRE SEDIMENTE AM

HOCHSCHWABPLATEAU

Masterarbeit an der Universität für Bodenkultur Wien



Eingereicht von
Christoph Hofmann, BSc

Wien, 2017

DANKSAGUNGEN

Ich möchte einigen Personen danken, die das Gelingen dieser Arbeit unterstützt haben. Dabei stehen an erster Stelle meine Betreuer Univ.Prof. Dipl.Geol. Dr.rer.nat. Markus Fiebig und Mag. Dr. Lukas Plan. Diese sind mir mit zahlreichen Ratschlägen und Hinweisen bei der Begehung im Gelände und bei Fertigstellung der Arbeit zur Seite gestanden.

Bei Nicole Kamp MSc, die in der GIS-Organisation des Land Steiermark - Referat Statistik und Geoinformation tätig ist, möchte ich mich für die Bereitstellung des digitalen Höhenmodells bedanken.

Besonderer Dank gilt Frau Regina Etschmeyer, die uns während der Kartierungsarbeiten auf der Senkbodenalm herzlich bei sich aufgenommen hat. Sie hat uns kaiserlich gepflegt und wir erhielten einen Einblick in die täglichen Aufgaben und Mühen der Almbewirtschaftung.

MMag. Laura Fuchs-Eisner möchte ich dafür danken, dass sie mir mein Abstract korrigiert hat.

Dank gilt auch meiner Freundin Alexandra Walter, die mir mit ihrer Gesellschaft die Kartierungsarbeiten in der malerischen Hochschwablandschaft versüßt hat und mir Einblicke in die kalkalpine Flora vor Ort bot.

Weiterer Dank gilt der Gemeinschaft der Studierenden an der BOKU. Ohne die gegenseitige Hilfe meiner Kollegen wäre manches schwieriger gewesen.

Zuletzt möchte ich meinen Eltern Sonja und Kurt Hofmann danken, die mir durch ihre Unterstützung mein Studium ermöglicht haben.

INHALTSVERZEICHNIS

ZUSAMMENFASSUNG	1
ABSTRACT	1
1. GEOGRAFIE UND MORPHOLOGIE	3
2. REGIONALGEOLOGISCH-TEKTONISCHER ÜBERBLICK	6
2.1. PFAFFINGALM-HOCHSCHWAB-SCHUPPE	8
2.2. TRENCHTLING-FÖLZSTEIN-SCHUPPE	8
3. STAND DER QUARTÄRGEOLOGISCHEN FORSCHUNG	9
4. METHODIK	10
4.1. LITHOFAZIES DER LOCKERGESTEINE	10
4.2. KORNGRÖSSE	13
4.3. RUNDUNGSGRAD	14
4.4. INTERPRETATION DES DIGITALEN GELÄNDEMDELLS	15
5. QUARTÄRE ENTWICKLUNG	15
5.1. TERTIÄR- UND QUARTÄRABLAGERUNGEN IM KARTIERUNGSGEBIET	17
5.1.1. AUGENSTEINGERÖLLE	17
5.1.2 HANGSCHUTT	20
5.1.3 SCHWEMM- UND MURENKEGEL	22
5.1.4 MASSENBEWEGUNGEN ZERRSPALTEN	23
5.1.5 ERRATISCHE BLÖCKE UND ORTSFREMDE GERÖLLE	28
5.1.6 MORÄNEN	31
5.1.7 GLETSCHERSCHLIFF	33
5.2. BESCHREIBUNG DER EINZELNEN TAL- UND PLATEAULANDSCHAFTEN	34
5.2.1 TRAGÖSSTAL	34
5.2.2 HARINGGRABEN	37
5.2.3 GRÜNER SEE - KLAMM	38
5.2.5 SONNSCHIENALM-HOCHSCHWABPLATEAU, PRIBITZ	38

5.2.5 JASSINGTAL, LAMINGALM	39
6. DISKUSSION.....	42
LITERATURVERZEICHNIS
ANHANG.....

ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Masterarbeit werden die Ergebnisse einer quartärgeologischen Kartierung und Rekonstruktion der glazialen Entwicklung der südlichen Hochschwababdachung im Bereich der Sonnschianalm und des Tragößtales dargestellt. Die Kartierung konzentriert sich auf die Plateaulandschaft rund um die Sonnschianalm. Eine umfassende geologische Kartierung des Untersuchungsgebietes stammt von BRYDA & VAN HUSEN (2010).

Modelle der Gletscherausdehnungen und Fließrichtungen in den letzten beiden Eiszeiten werden erneut untersucht. Auf den Plateauflächen finden sich im Bereich des Sackwiesensees Grundmoränenmaterial und vereinzelt Oberflächenmoränenaufschlüsse. Im Bereich einer Steilrinne zwischen Kleinem Ebenstein und Vorderen Polster ("Schlauch") wurde ein Rundhöcker kartiert. Aufgrund dieses Rundhöckers und der Karformen des Ebensteins und Hinteren Polsters wurde die Fließrichtung der würmeiszeitlichen Gletscher etwas um interpretiert. Auf den Hochflächen kommen Reste der Augensteinformation in Form von Quarzgeröllen oder rötlichen, verschwemmten Lehmen vor. Aufgrund ihrer Fundorte, die mit Karstformen assoziiert sind, wird vermutet dass sie als Höhlensedimenten unterirdisch auf dem Plateau überdauert haben und durch Gletschererosion freigelegt wurden.

ABSTRACT

In this master thesis the results of a Quaternary field mapping and reconstruction of the glacial evolution of the southern slope of the Hochschwab area around Sonnschienalm and Tragößvalley were investigated. The field mapping focused on the plateau around the Sonnschienalm. The last comprehensive geological mapping of the area was realized by BRYDA & VAN HUSEN (2010).

Existing models of the glacier extendings and its flow directions during the last two ice ages are reassessed. Lodgement tills are found on the plateau around the Sackwiesensee some outcrops with meltout tills. In a steep trench (locally called „Schlauch“) between Kleiner Ebenstein and Vorderer Polster a roche moutonee was recognized. Based on this form and the cirques of Ebenstein and Hinterer Polster the flow direction in the model of the glacier is slightly reassessed. It points now more to the south.

Some remains of the Augensteinformation (mainly quarzit gravels and red loam) were observed. Because these findings seem to be associated with karst formed the remains probably survived in cavities and got exposed by glaciers eroding the rock cover.

1. GEOGRAFIE UND MORPHOLOGIE

Das Hochschwabmassiv liegt in der nördlichen Steiermark, südlich der Salza. Es erstreckt sich, im Anschluss an die Gesäuseberge von Hieflau und Eisenerz im Westen, bis Gußwerk- Gollradbachtal im Osten. Die steirische Salza und die Grauwackenzone nördlich der Mur-Mürz-Furche bilden den Nord- beziehungsweise Südrahmen. Mit einer Gesamtfläche von über 590 km² stellt es das flächenmäßig ausgedehnteste Karstmassiv der Steiermark dar. Der Hochschwab ist ein Vertreter des alpinen Hoch- oder Plateaukarstes, dessen oberflächlich abflussloses Hochplateau von Karsthohlformen, wie Dolinen und auf vegetationsfreien Zonen vorkommenden Karren geprägt ist (FRITSCH 1993).

Das Untersuchungsgebiet liegt größtenteils im südlichen Karstplateau des zentralen Hochschwabmassives, dessen flaches bis hügeliges, kuppiges Relief eine mittlere Höhe von 1600 m aufweist. Im Norden wird das Plateau begrenzt durch Reste von Altlandschaften mit Seehöhen bis über 2000 m. Bei den höchsten Erhebungen des Massivs, die durch Kar- und steile Wandformen geprägt sind, handelt es sich um Hochschwab (2277 m), Ebenstein (2123 m), Großen Griesstein (2023 m), Brandstein (2003 m) und die Riegerin (1939 m). Südlich grenzt das Plateau an die stark glazial überprägten Täler des Gsollbaches, des Jassingtales und Josertales (BRYDA et al. 2013).

Das Kartierungsgebiet im engeren Sinne umfasst die Flächen innerhalb folgender Grenzen: Im Norden wurde der Hangfuß der steil ansteigenden Hänge von Vorderen Polster und Ebenstein, im Süden der Lenkerkogel beziehungsweise das Pribitztal als Gebietsgrenze gewählt. Im Westen erstreckt sich das Gebiet in etwa bis zur Russenstraße und der Senkbodenalm. Östliche Gebietsgrenze ist der Sackwiesensee, sowie die Hangschulter der zum Klammboden abfallenden Hänge. Bei einer Nord-Süd-Erstreckung von 3,3 km und einer Ost-West-Ausdehnung von 1,5 km weist das Kartierungsgebiet eine Fläche von rund 5,0 km² auf. Politisch liegt das Gebiet zur Gänze im Gemeindegebiet Tragöß-Sankt Katharein.

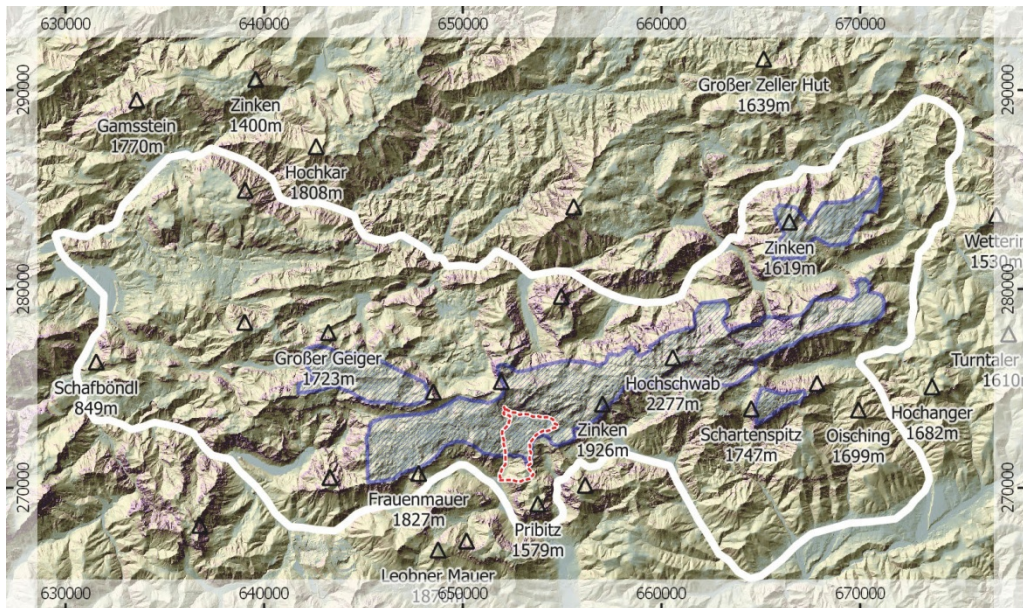
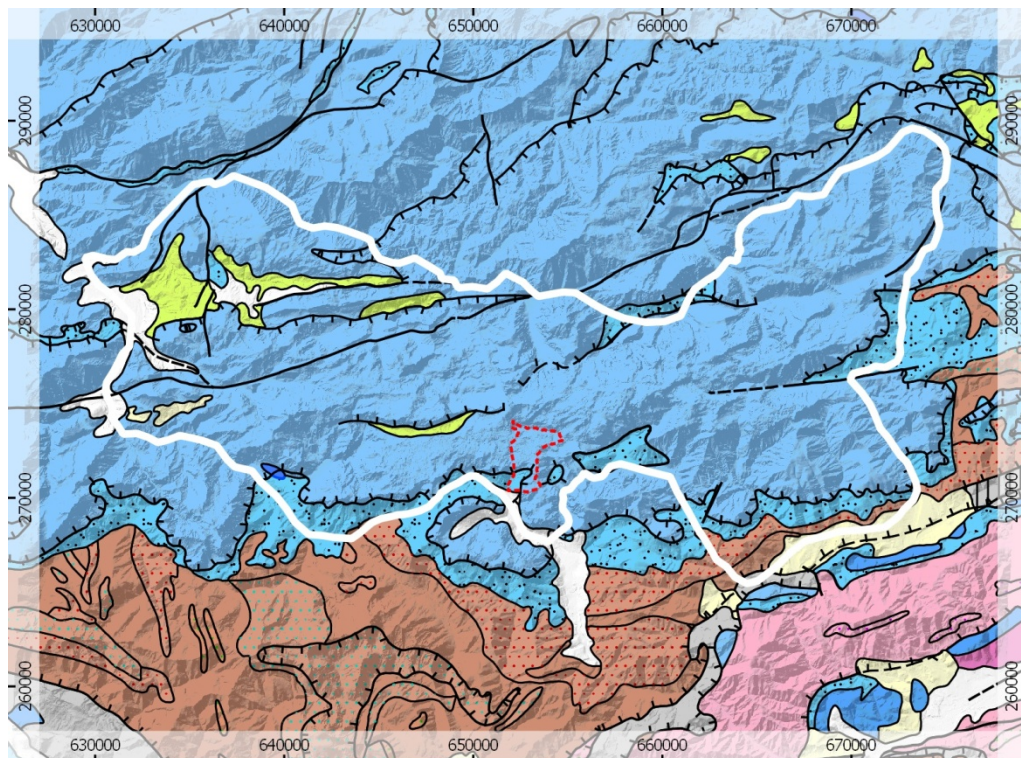


Abb. 1.1: Das Kartierungsgebiet (rot punktierte Linie) liegt zentral im Hochschwabmassiv (weiße Linie). Ein Großteil der aufgenommenen Fläche ist außerdem Teil des zentralen Karstplateaus (blaue Linie).

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell im Raster 10 m: www.data.gv.at.

2. REGIONALGEOLOGISCH-TEKTONISCHER ÜBERBLICK

Das kartierte Gebiet liegt im kalkhochalpinen Falten- und Überschiebungssystem der tirolischen und juvavischen Einheiten der nördlichen Kalkalpen und somit vollständig innerhalb des ostalpinen Deckenstapels.



- | | | | |
|-----------|--|--|---|
| — — — — — | Deckengrenzen zweiter Ordnung nachgewiesen | | Orthogneis |
| - - - - - | Deckengrenzen zweiter Ordnung vermutet | | Phyllit, Metaklastika, Metavulkanit
(Grauwackenzone/Silbersberg-Decke westl. Aflenz nicht ausgeschieden); Altpaläozoikum i. Allg. Permoskyth |
| — — — — — | Störung i. Allg. nachgewiesen | | Porphyroid (Blasseneck Porphyroid); Oberordovicium |
| - - - - - | Störung i. Allg. vermutet | | Quartär i. Allg. (Alluvium; Pleistozän entlang der Hauptentwässerungslinien und Moränen im Alpenvorland) |
| | Altkristallin i. Allg. (meist Paragneis, Glimmerschiefer lokal, auch Granatphyllit) | | Siliciklastika; Permoskyth |
| | Amphibolit | | Tiefmarines Sediment - Ophiolith (Ybbsitzer-, Sulzer- und St. Veiter-Klippen, Nordrandzone); Jura - Kreide |
| | Basalt, Basanit, Nephelinit, Tuff, Sarmat/Pannon - Plio-/Pleistozän | | Tonalit, Granodiorit, Oligozän |
| | Basischer Vulkanit | | überwiegend Karbonatgestein; Mitteltrias - Jura |
| | Granitoid; Permokarbon | | überwiegend Karbonatgestein; Mitteltrias - Unterkreide |
| | Karbonatgestein | | überwiegend pelitisch-psammitisches Sediment; Oberordovicium |
| | Karbonatgestein, Klastika (Grauwackenzone / Veitscher Decke); oberes Vise - Oberkarbon | | |
| | Marmor | | |
| | meist Klastika (Gosau - Schichten); Oberkreide - Eozän | | |
| | Molassezone; Obereozän - Miozän; Inneralpine Becken; Neogen | | |

Abb 2.1: Kartenauszug des österreichischen Geologischen Modells 1:500000 (Open Government Datensatz von www.data.gv.at, datenverantwortliche Stelle: www.geologie.ac.at) überlagert mit dem Hochschwabmassiv (weiße Linie) und dem Kartierungsgebiet (rot punktierte Linie). Im Kartierungsgebiet liegen somit vorwiegend Karbonatgesteine der Mitteltrias bis Unterkreide vor. Am südlichen Rand auch einige Siliciklastika, die konkret den Werfener Schichten entsprechen.

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell im Raster 10 m: www.data.gv.at.

Im Detail liegt das gesamte Untersuchungsgebiet innerhalb der Mürzalpen-Decke (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1962), die zum tektonisch hangenden Juvavikum

gehört. Entlang von Blattverschiebungen und kinematisch gekoppelten Überschiebungen kann diese weiter in die Riegerin-Türnach-Schuppe, Brandstein-Edelbodenalm-Schuppe, Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe und Trenchtling Fölzstein-Schuppe untergliedert werden. Wobei lediglich die beiden letztgenannten ins kartierte Gebiet reichen.

Südlich, im Liegenden der Mürzalpendecke treten die Gesteine des Norisch-Tirolischen-Deckensystems zutage. Dieses wird als paläozoischer Sockel des Tirolikums angesehen. Auch dieses lässt sich wieder in mehrere Teildecken gliedern (SCHÖNLAUB 1982). Ins Kartierungsgebiet reicht lediglich die höchste tektonische Einheit der norischen Decke, die Norische Decke sensu stricto (BRYDA et al. 2013) - ehemals "Nordzone" (SCHÖNLAUB 1982). Die norische Decke sensu stricto steht in transgressivem Verband mit der postvariszischen Kalkalpenbasis welche teils auch im Untersuchungsgebiet oder knapp daran anschließend zutage tritt.

2.1. PFAFFINGALM-HOCHSCHWAB-SCHUPPE

Die Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe stellt das zentrale und tektonisch tiefste Bauelement innerhalb der Mürzalpen-Decke im Bereich der Hochschwabgruppe dar. Sie umfasst innerhalb des Untersuchungsgebietes das Jassingtal und den Hangbereich der Russenstraße unterhalb der Wettersteinkalkwand und den Wettersteindolomithängen (Werfener Schichte, Gutenstein-Formation). Auf dem Plateau gehören die Gebiete westlich der Senkbodenalm und etwas nördlich der Sonnschienhütte zur Mürzalpen-Decke (Grafensteinkalk, Sonnschienformation, ...). Lithologisch sind in der Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe alle Faziesbereiche der Wettersteinkalk-Karbonatplattform und der damit verzahnenden Hang- und Beckensedimente erhalten (BRYDA et al. 2013).

2.2. TRENCHTLING-FÖLZSTEIN-SCHUPPE

Im Süden wird die Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe von der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe überfahren. Diese wird im Bereich des Untersuchungsgebietes durch die Bergstöcke des südlichen Sonnschienplateaus (Stallmauer, Senkbodenalm, Sonnschienhütte, Sackwieskogel, Buchbergkogel), der Pribitz, sowie südlich der

Jassing von Griesmauerkogel, Hochturm und Großwand aufgebaut. Lithologisch wird die Pfaffingalm-Hochschwabschuppe zum überwiegenden Teil aus Wettersteinkalk in Rifffazies und riffnaher Hangfazies aufgebaut, die im Liegenden mit Grafensteigkalken verzahnen (BRYDA et al. 2013).

3. STAND DER QUARTÄRGEOLOGISCHEN FORSCHUNG

Erste Hinweise auf kleinere Lokalgletscher und die Erwähnung "postglazialer" Gletscherstände auf der Südseite des Hochschwabs finden sich bei BÖHM v. BÖHMERSHEIM (1900).

PENCK & BRUCKNER (1909) erkennen in der Rißeiszeit eine Verbindung der Gletscher des Salztales mit dem des Ennstales, sowie eine Vergletscherung des Eisenerzer Beckens. In der Würmeiszeit hingegen sehen sie keine Verbindung der Gletscher und auch das Eisenerzer Becken war im Würm eisfrei. Die Täler der Südseite des Gebirgsstockes seien als Ausläufer der Plateauvergletscherung von bedeutenden Gletschern erfüllt gewesen, die sich mit bis zu 7 km langen Zungen in den Tälern ausbreiteten. Durch diese stauende Wirkung der Gesäusegletscher auf den Ennstalgletscher erklärt sich auch die starke Extension des Steyr, Salza- und Ybbstalglätschers (VAN HUSEN 2000; sowie VAN HUSEN & REITNER 2011). Für die Gletscherzungen südlich des Hochschwabs (zum Beispiel Lamingtal) hatte diese Verbindung keine Bedeutung.

SPENGLER & STINY (1926) beschreiben das Bergsturzblockwerk westlich des Grünen Sees bis zur Pfarrerlacke sowie am Klammboden, ohne letzteres mit dem Blockwerk des Sturzstomes bis zum Pfarrerteich zu verbinden, welches er als Jungmoräne anspricht. Detaillierte Kenntnisse über die Übertiefung der Zungenbecken (Tragöß, Leopoldsteiner See) und deren Füllung brachten die Grund- und Karstwasseruntersuchungen an der Hochschwab-Südseite (FABIANI et al. 1980a; FABIANI 1984). Den Endmoränen bei der Laming- und Neuwaldalm weist FABIANI (1980a) noch ein Alter von rund 8000 vor Christi zu, während VAN HUSEN (2000) eine Zuordnung dem Gschnitz-Stadial vor rund 16.000 Jahren beschreibt.

ZÖTL (1961) hat das grubig-kuppige Gelände zwischen Grünem See und Kreuzteich als spätglaziale Moräne gedeutet. Eine genaue Aufnahme der Geländeform lässt für

FABIANI (1980b) jedoch eher die Deutung zu, dass es sich um auf Toteis niedergegangenes Bergsturzmateriale aus der Klausen handelt. Lediglich wallförmige Formen östlich und nördlich des Grünen Sees lassen auch auf durch den Pribitzbergsturz aktiviertes Toteis schließen.

Zuletzt finden sich detaillierte Beschreibungen der Ablagerungen in Tragöbital, Jassingtal, Lamingtal und des Bergsturzes Kampelmauer in den Erläuterungen zur Geologischen Karte 101 Eisenerz (BRYDA et al. 2013).

4. METHODIK

4.1. LITHOFAZIES DER LOCKERGESTEINE

Die Untersuchung der vorgefundenen Lockergesteinsaufschlüsse erfolgte in drei nacheinander auszuführenden Schritten, die schließlich zum Modell führen (KELLER 1996): Beschreibung, Klassifikation und Interpretation.

Zur Klassifikation der Sedimente werden Lithofazies-Codes herangezogen. Die Fazies soll (Locker-)Gesteine nach ihrem äußeren Erscheinungsbild ordnen und dabei auf eine genetische Gliederung, also auf eine natürliche Gesetzmäßigkeit hinarbeiten (FIEBIG 1999). Die von KELLER (1996) vorgestellte und angewendete Methode orientiert sich dabei an den bereits von MIALI (1978) und EYLES et al. (1983) erstellten Vorgaben. So soll durch eine prozessorientierte Sedimentologie, eine zielsichere Interpretation erreicht werden.

Berücksichtigt werden dazu in vereinfachter Weise folgende Transport- und Ablagerungsprozesse:

- Strömungstransport im Wasser mit Boden- und Suspensionsfracht
- sedimentäre Gravitationsströme in Form von Turbiditen (Dichteströmung), Körnerströmen (Korn-zu-Korn-Kollision), Schlamm- und Schuttströmen (hochkonzentrierte Sedimentströme) oder fluidisierte Sedimentströme (nach oben entweichendes Porenwasser)
- Eis- und Gletschertransport im oder auf dem Eisstrom
- reine Gravitationsbewegungen als Sturz, Fall, Rutsch, Gleiten etc.
- Windtransport

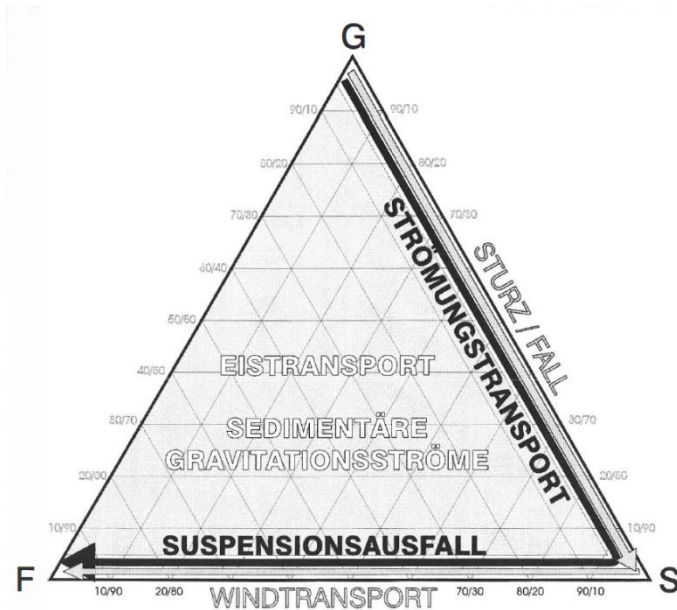


Abb. 4.1: Kornverteilung von natürlichen Sedimenten in Abhängigkeit der Transport- und Ablagerungsmechanismen. (F... Feinanteil, S... Sand, G... Kies) (KELLER, 1996).

Im ternären (,aus drei Grundeinheiten bestehend‘) Mischungsdreieck betrachtet, können die durch verschiedene Transport und Ablagerungsprozesse entstandenen Sedimente in zwei Hauptgruppen eingeteilt werden (Abb. 4.1).

Gut sortierte Sedimente im Mischbereich Kies - Sand und Sand - Feinsediment:

Zu solcher Art Ablagerungen führt vorwiegend Strömungstransport, aber auch die Gravitationsbewegungen Sturz und Fall (z.B. Sturz- und Schutthalden), die Turbidite und der Windtransport (z.B. Löss).

Schlecht sortierte Sedimentgemische Kies - Sand - Feinsediment:

Sie entstammen dem Eis- und Gletschertransport sowie sedimentären Gravitationsströmen als kaum oder schlecht sortierenden Prozessen.

Über die Einteilung nach den Korngrößen hinaus werden aber noch folgende weitere Kriterien berücksichtigt (KELLER 1996):

Unterscheidung zwischen korn- und matrixgestützten Gefügen

Die Grenze zwischen korn- und matrixgestützten Gefüge lässt sich nicht an einem exakten Wert festmachen, da dieser stark von der Kornverteilung abhängig ist. Generell kann davon ausgegangen werden, dass bei mehr als 30 - 40 % Matrixanteil matrixgestütztes Gefüge vorliegt.

Unterscheidung zwischen eckigen und gerundeten Komponenten

Für die Bestimmung der Lithofazies genügt hier eine Einteilung in zwei Gruppen: Weitgehend eckige Komponenten für Diamikte und Schutt, überwiegend gerundete finden sich in Kies wieder.

Ausscheidung heterolithischer Wechsellagerungen

Wechschichtungen aus Feinsediment und Sand werden unterteilt in laminierte (< 1 cm) und geschichtete (> 1 cm) aufgenommen.

Unterteilung der Kiesfraktion

Für die Kiesfraktion hat sich eine weitere Unterteilung der Kiesfraktion in Blöcke, Steine und Kies als sinnvoll erwiesen.

Aus diesen Kriterien ergeben sich zwölf Grundklassen, die sich schließlich durch weitere Zusatzcodes ergänzen lassen.

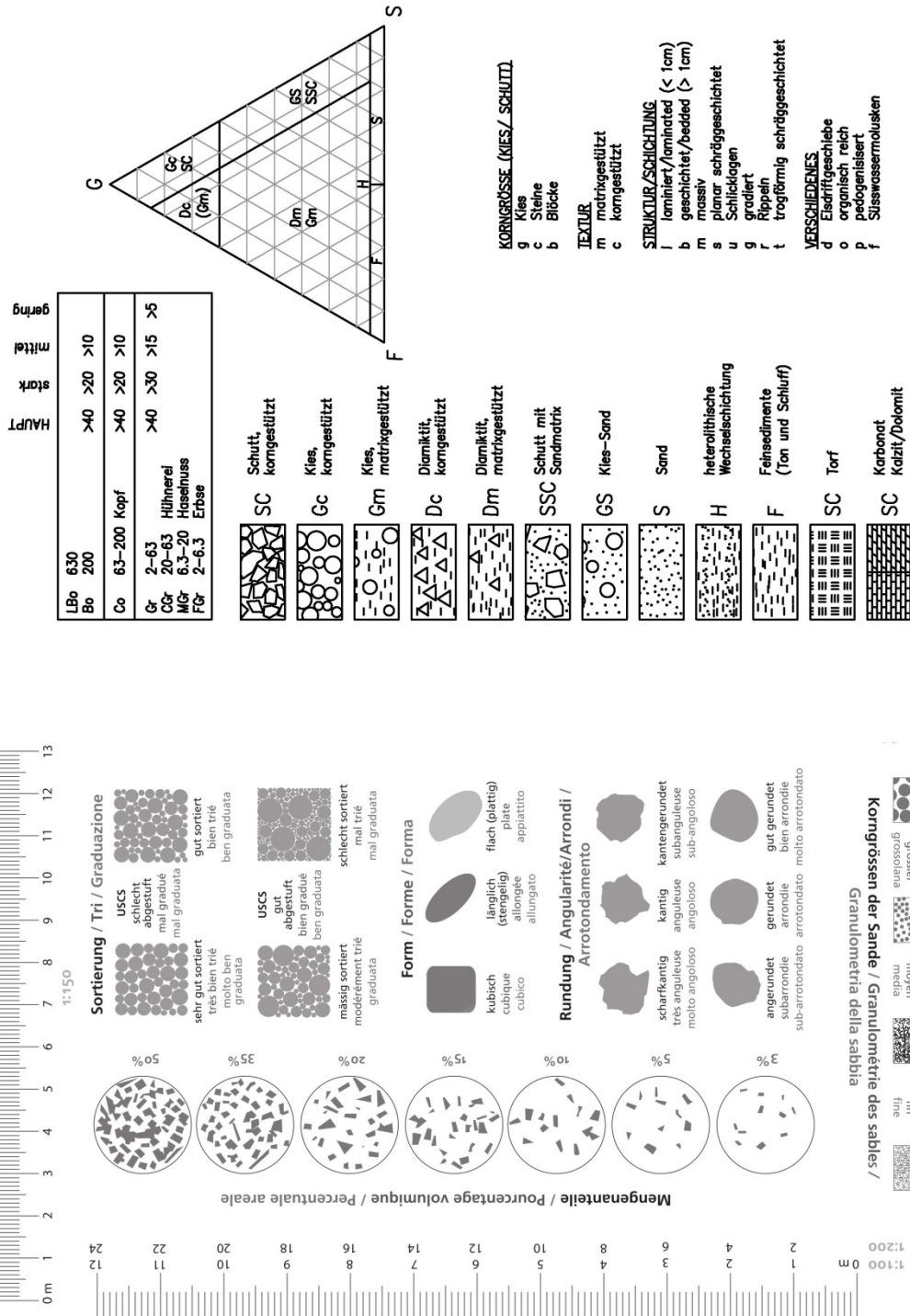


Abb. 4.2: Kartierungstabellen; Mengenanteile, Sortierung, Form, Rundung, Korngröße sind der Feldkarte des Schweizer Geologenverbands entnommen (<http://www.chgeol.org/>). Die Tafel zu den Faziesklassen und den Korngrößen sind selbst erstellt, beziehungsweise KELLER (1996) entnommen.

4.2. KORNGRÖSSE

Eine Einteilung der Korngrößen erfolgte im Feld mittels visueller Begutachtung der Komponenten. Gegliedert wurden die Korngrößen nach ÖNORM B 4400:2010.

Kornfraktion Hauptklassen, Unterklassen	Symbole (neu)	Korngrößenbereich [mm]	Korngrößengrenze [mm]	Vergleichsmaß
Grobkorn (Siebkorn)				
sehr großer Block	LBo	> 630		
Blöcke, blockig	Bo	> 200		
Steine, steinig	Co	> 63 - 200	200	Kopf
Kies, kiesig	Gr	> 2 - 63		
Grobkies	CGr	> 20 - 63	63	Hühnerei
Mittelkies	MGr	> 6,3 - 20	10	Haselnuss
Feinkies	FGr	> 2 - 6,3	6,3	Erbse
Sand, sandig	Sa	> 0,06 - 2		
Grobsand	CSa	> 0,6 - 2	2	Streichholzko pf
Mittelsand	MSa	> 0,2 - 0,6		Grieß
Feinsand	FSa	> 0,06 - 0,2		Einzelkorn gerade noch erkennbar (menschliches Haar)
Feinkorn (Schlammkorn)				
Schlufffraktion	Si	>0,002 - 0,06		
Grobschluff	CSi	> 0,02 - 0,06		
Mittelschluff	MSi	> 0,006 - 0,02		
Feinschluff	FSi	> 0,002 - 0,006		
Tonfraktion	Cl	< 0,002		

Tab. 4.1: Korngröße nach ÖNORM B 4400:2010

4.3. RUNDUNGSGRAD

Der Rundungsgrad der einzelnen Komponenten wurde mittels Schaubildern nach PETTIJOHN et al. (1987) ermittelt. Ziel dieser Untersuchung war es, das Transportmilieu und die Entfernung der Geschiebe von ihrem Ursprung zu untersuchen. Die Abstufung folgte in 6 Stufen (gut gerundet - gerundet - annähernd gerundet - annähernd eckig - eckig - sehr eckig)

	gut gerundet	gerundet	annähernd gerundet	annähernd eckig	eckig	sehr eckig
geringe Sphärität						
hohe Sphärität						

Tab. 4.2: Schaubilder für Kornform und Rundungsgrad nach PETTIJOHN et al. (1987)

4.4. INTERPRETATION DES DIGITALEN GELÄNDEMDELLS

Anhand des digitalen Geländemodells mit einer Auflösung von 0,5 m, wurden im GIS Hillshade-, Hangneigungs- und Höhenlinien-Layer erzeugt. So konnte eine grobe morphologische Untersuchung der Geländebeschaffenheit schon vorab am Schreibtisch vorgenommen werden. Weiters erfolgte dann auch die Kartierung im Gelände anhand daraus erstellter Kartengrundlagen im Maßstab 1:5000. Aufgrund der hohen Genauigkeit der Daten erfolgte die Orientierung und Kartierung im Gelände ebenfalls vorwiegend anhand dieser Kartenblätter.

5. QUARTÄRE ENTWICKLUNG

Durch den Temperaturrückgang während der letzten Eiszeit von rund 8 °C sank die Schneegrenze auf etwa 1400 m ab (FABIANI et al. 1980a). Sämtliche Flächen, die höher als 1400 m liegen wurden zu Nährgebieten für Gletscher. Durch die vor allem südlich des Hauptkammes liegenden Hochflächen waren die von Süden her in das Massiv eingreifenden Täler besonders zur Gletscherbildung begünstigt. FABIANI et al. (1980a) gehen davon aus, dass Talgletscher nur in Tälern zur Entwicklung kamen, wo mehr als 40 % des Einzugsgebietes über 1400 m gelegen sind und diese überwiegend von hoch gelegenen Flächensystemen und Talschlüssen eingenommen sind. So geht er davon aus, dass der Haringgraben unvergletschert blieb.

FABIANI (1984) leitete Untersuchungen des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung, Referat für Wasserwirtschaftliche Rahmenplanung über die südlichen Täler von Tragöß bis Seewiesen. Dabei stellte er Übertiefungen der genannten Täler von bis zu 200 m wie bei Tragöß fest. Als Erklärung für so starken Tiefenschurf erkannte FABIANI (1984) eine Korrelation mit den weicheren und weniger widerstandsfähigen Werfener Schichten. In diesen Bereichen erreichte der glaziale Tiefenschurf sowohl in Tiefe, als auch Breite maximale Größe. In den kalkalpinen Anteilen, wo der glaziale Tiefenschurf vor allem auf einer Lockerung des Gefügeverbandes an der Talbasis beruht, erfolgte der Durchbruch der Gletscher hingegen in engen, steilwandigen Schluchten.

Nach Rückzug der Gletscher folgte die Auffüllung der glazialen Becken zunächst durch stehende Gewässer. Im Liegenden überwiegen daher feinklastische, teils stark bindige Seesedimente, welche gegen das Hangende zunehmend gröber und durchlässiger werden. Erst in Höhe der Beckenschwellen, also im dauernd von Grundwasser durchströmten Bereich, überwiegen gut durchlässige Kiese. Allerdings können auch diese rinnenförmig in Seesedimente eingesenkt sein. Insgesamt ergibt sich je nach Intensität und Zusammensetzung der Schutttzufuhr auch bis in größere Tiefen ein sehr differenziertes Bild der Untergrundverhältnisse (FABIANI 1984).

5.1. TERTIÄR- UND QUARTÄRABLAGERUNGEN IM KARTIERUNGSGEBIET

5.1.1. AUGENSTEINGERÖLLE

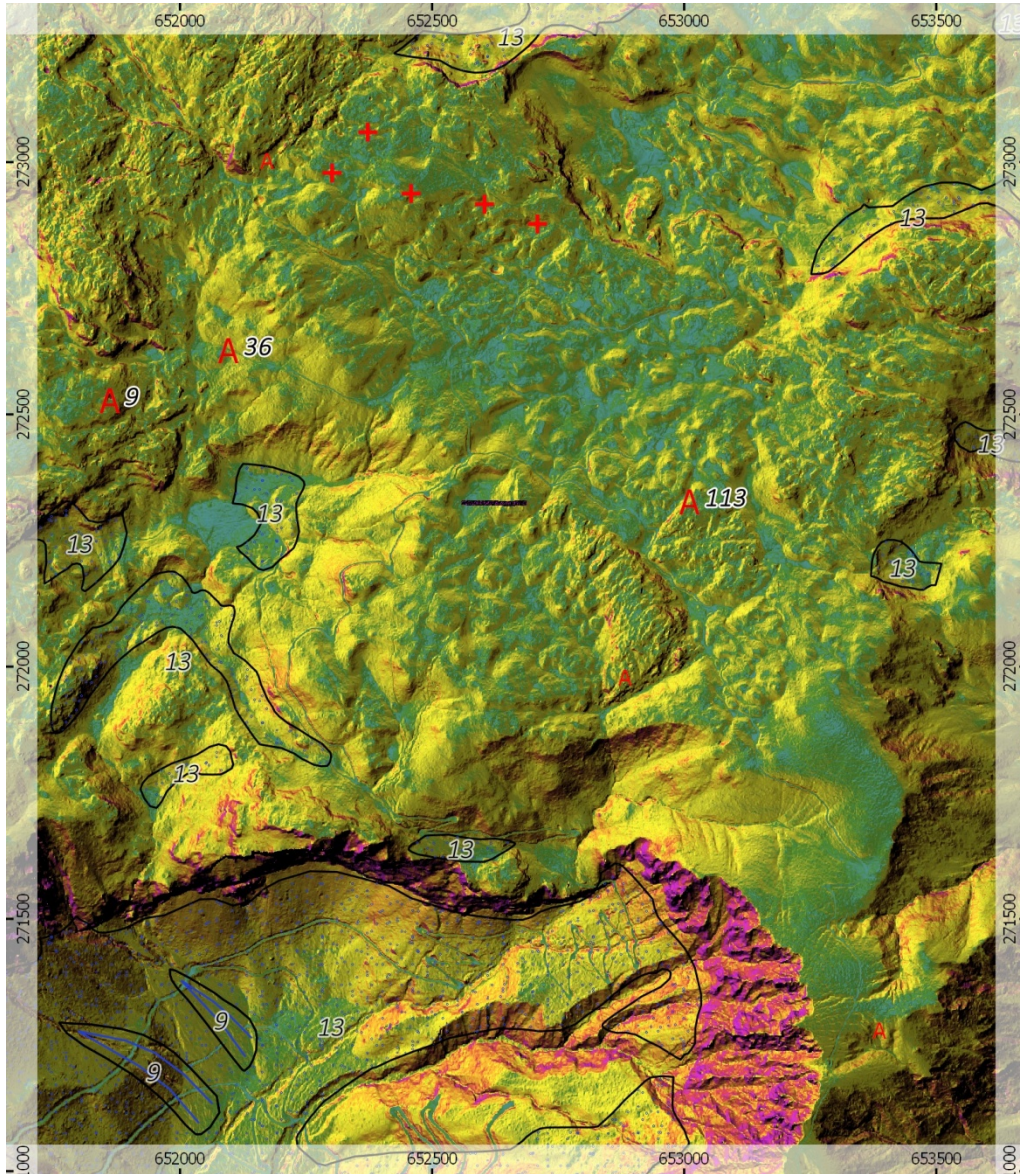


Abb. 5.1: Übersicht der Augensteinfunde (A) im Kartierungsgebiet. Es zeigt sich, dass Augensteine fast ausschließlich in Muldenformen anzutreffen sind.

(9) Schwemm- und Murenkegel, (13) Hangschutt, Schuttkegel, (A) Augensteine, (+) erratische Blöcke - Würme

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010)

Augensteine sind polykristalline, vorwiegend weiße bis klare Quarzgerölle, die als gut gerundete Gerölle [mm bis max. 20 cm] entweder vereinzelt oder in ocker bis rötlich gefärbten, verschwemmten Lehmen, beziehungsweise in Karstsenken in Fein- bis Grobsandsteinen und Konglomeraten auf kalkalpinen Hochflächen auftreten (BRYDA

et al. 2013). Es findet sich aber auch anderes kalkalpenfremdes Material. Solche Vorkommen von Augenstein-Sedimenten finden sich auf zahlreichen Hochflächen der nördlichen Kalkalpen und werden von FRISCH et al. (2001) zur Augenstein-Formation zusammengefasst. Sie werden als Rest einer ursprünglich weitaus mächtigeren, sedimentären Bedeckung, unter der das Paläorelief der Nördlichen Kalkalpen (FRISCH et al. 1999) im Zeitraum vom Oligozän bis in das frühe Miozän begraben wurde, angesehen.

Die Anlieferung der Augenstein-Sedimente erfolgte über verzweigte Flusssysteme aus den im Süden bereits morphologisch akzentuierten Bereichen - überwiegend aus der siliziklastischen Kalkalpenbasis sowie aus Gebieten mit Gesteinen des mesometamorphen Paläozoikum. Die Abtragung und Umlagerung der Augenstein-Formation in die nördlich vorgelagerte Molasse sowie in die intramontanen Becken folgte durch fortschreitende Hebung des zentralen Alpenkörpers (FRISCH et al. 2001). Die Vorkommen der Augensteine im Kartierungsgebiet liegen auf den Hochflächen der Sonnschienalm. So fanden sich in der 250 m nordwestlich der Senkbodenalm auf einer kleinen Anhöhe gelegenen Kalibrierhöhle (Katasternummer: 1744/669) Reste von Augenstein-Feinkonglomeraten (Aufschluss 009) und Höhlensintern.



Abb. 5.2: Augenstein-Feinkonglomerat in der Kalibrierhöhle (1744/669). Diese deuten auf eine ehemalige Verfüllung des Höhlenabschnittes. (Aufschluss 009)

Das Gelände rund um die Höhle weist ein Großhügelrelief mit Höhenunterschieden von 20 m und mehr auf. Nördlich des Hügels auf dem die Höhle liegt, befinden sich ein von PLAN & DECKER (2006) kartiertes Trockental, das einer Schuppengrenze

(BRYDA 2010) folgt. Aber auch südlich davon befindet sich ein längsgestrecktes Tälchen mit gleichgerichtetem Gefälle, dessen südliche Begrenzung jedoch nur einen undeutlichen Höhenunterschied von etwa 1 bis 2 m ausmacht. Östlich der Höhle liegt eine 60 x 30 m große Mulde mit einer Tiefe von 10 m, in dessen Mitte sich eine Doline befindet. Nördlich dieser Mulde (150 m nordöstlich der Kalibrierhöhle) liegt das Bründl (1508 m) in dessen schlammigen Boden ebenfalls vereinzelt Augenstein-Feinkiese zu finden sind. In der geologischen Karte sind die Flächen rund um die Höhle, Kalken der Sonnschienformation zugeordnet. Die genannte Schuppengrenze trennt die Sonnschienformation vom Wettersteinkalk (riffnahe Hangfazies) und weist ein Einfallen in Nordostrichtung auf. Die Feinkonglomerate und Höhlensinter deuten auf eine ehemalige Verfüllung und vormals höhere Überdeckung des Höhlenbereiches hin. Für einen Höhlengang dieser Größe würde im heutigen Relief außerdem das Einzugsgebiet fehlen.

Ein einzelnes, etwas größeres (2 cm Durchmesser) Quarzgeröll lag auf der Forststraße 250 m nördlich der Senkbodenalm (Aufschluss 036). Ob dieses jedoch tatsächlich vom umliegenden Gelände stammt, oder ortsfremd ist lässt sich nicht sagen. Damit ist dieser Fund weitgehend irrelevant.

Ein weiteres Vorkommen an Augensteinen findet sich 400 m östlich der Sonnschienhütte in einem Trockental (Aufschluss 007), das normal zum Wanderweg Richtung Schafhalsattel steht. Dieses verläuft in Südwest-Nordost-Richtung und läuft muldenförmig zu einer Doline ab. In den schlammigen Lehmböden am Grunde des Trockentals sind vereinzelt auch gerundete Quarzkörner eingestreut. In der Umgebung der nächst gelegenen Doline waren außerdem poröse Gesteinsbrocken zu finden, die teils auskristallisierten Kalzit in den Poren aufwiesen. Diese könnten von ehemaligen Sintern stammen.

Ein besonders reichhaltiger Augensteinaufschluss (Aufschluss 113) befindet sich 600 m südlich der Sonnschienhütte, nordwestlich der knapp 10 ha großen Wettersteinkalkfläche. Entlang der Grenze zwischen Kalk und Dolomit verläuft ein Tal, in dem sich aufgrund des regnerischen Wetters zum Zeitpunkt der Begehung einige Wasserflächen stauten. An der südöstlichen Böschung des Tales war ein etwa 0,7 x 0,7 m großer Aufschluss an gut gerundeten und sortierten feinkiesigen Quarzsedimenten in einer Matrix aus rötlichem Lehm. Das größte einzelne Korn, das darin zu finden war, entsprach einem Mittelkies. In der Umgebung der nächstgelegenen Doline waren außerdem poröse Gesteinsbrocken zu finden, die teils auskristallisierten Kalzit in den Poren aufweisen.



Abb. 5.3: Augensteinkies mit lehmiger, rötlicher Matrix 600 m südlich der Sonnshienhütte (Aufschluss 113).

Aufgrund der Augensteinfunde in der Kalibrierhöhle und des Funds bei Aufschluss 113 mit dem Sinter, liegt die Vermutung vor, dass die Quarzgerölle fluvial sortiert und über Dolinen ins Berginnere transportiert wurden. Dort waren sie vom glazialen Abtransport geschützt und wurden erst durch glaziale Denudation des darüberliegenden Kalkes und weitere Erosionsmechanismen wieder freigelegt.

5.1.2 HANGSCHUTT

Große Vorkommen an Hangschutt treten im Kartierungsgebiet am Westhang des Jassingtals auf, an dem die Russenstraße auf das Plateau hoch führt. Der erste Aufschluss der auch Hangschutt beinhaltet, befindet sich 100 m nördlich vom Parkplatz Jassing (Aufschluss 002). Vom annähernd ebenen Talgrund des Jassingtales in einer Höhe von 900 m beginnend, erhebt sich ein konstant 35° steiler, bewaldeter Schutthang bis in eine Höhe von 1100 m. Darüber liegt Wettersteinkalk der riffnahen Hangfazies. Im Höhenmodell erkennbar und im Aufschluss 015 (an der Russenstraße auf Höhe 970 m) aufgenommen sind darin auch große Blöcke (3 bis 5 m) enthalten. Im gesamten Hangbereich der Russenstraße sind in einer Höhe von 1000 bis 1340 m mehrmals Werfener Schichten aufgeschlossen.

Folgt man dem Hang weiter Richtung Norden, gelangt man an den Fuß des Pribitztales. In diesem reicht der Hangschutt bis in eine Höhe von 1450 m. Am unteren Ende des Pribitztales bei der Forststraßenkehre auf 1120 m endet der 35° geneigte Hangschutt. Unterhalb der Kehre beginnt ein flacherer Hangkegel (30 bis 20°). Richtung Norden wird die Schuttauflage schwächer, so dass 300 m nördlich vom Pribitztal bereits mehrfach Werfener Schichten anstehen. Diese sind nur noch teilweise von Schutt bedeckt, der eine Mächtigkeit von maximal 10 m erreicht. Folgt man dem großen Wildbachbett (aus Aufschluss 003) nach oben, so sieht man, dass dieses 40 bis 50 m in den Hang einschneidet. Im Höhenmodell zeigt sich deutlich, dass der gesamte stark erodierende Wettersteindolomithang im Bereich des Pribitztörl ins Einzugsgebiet des Wildbaches fällt. Dessen Schutt wird also nicht mehr in den oberen Hangbereichen abgelagert, sondern direkt vom Wildbach abtransportiert.

Nördlich des großen Wildbachbettes, am Südhang unter der Steilwand aus Wettersteinkalk, liegt wieder ein Schutthang. Dieser hat eine mittlere Neigung von 35° und zeigt an einigen Aufschlüssen direkt am Weg eckige, korngestützte Komponenten.

SPENGLER & STINY (1926) unterscheiden zwischen "eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Schuttbildungen" und "rezenten Schuttbildungen". Als eiszeitliche und nacheiszeitliche Schuttbildungen wurden dabei solche Schwemmkegel und Schutthalden zusammengefasst, welche sich von den rezenten Gebilden dieser Art dadurch unterscheiden, dass sie nicht mehr in Weiterbildung begriffen sind, sondern von rezenten Erosionsschluchten angeschnitten sind. Demnach müssen zumindest große Teile der beschriebenen Schutthalden einer eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Bildung entspringen, da das große Wildbachbett aus Aufschluss 003 sowohl entlang des Hanges als auch an dessen Fuß im Bereich der Jassing einen Einschnitt in den Schutthang bildet.

5.1.3 SCHWEMM- UND MURENKEGEL

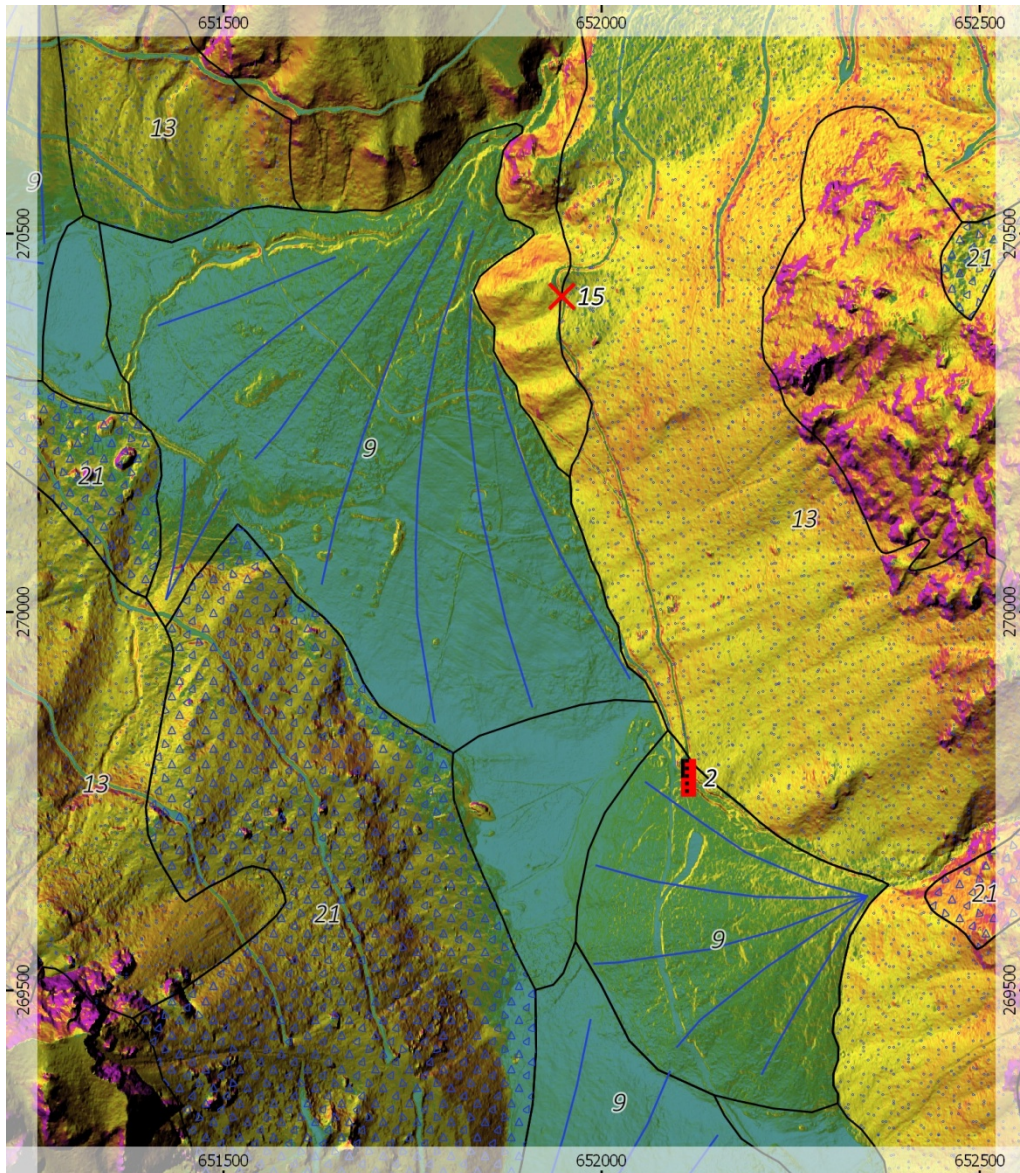


Abb. 5.4: Lage der Schwemmkegel im Jassingtal, im Kartierungsgebiet (9) Schwemm- und Murenkegel, (13) Hangschutt, Schuttkegel, (21) Felssturzmaterial, Blockschutt.

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50-cm-Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010)

Im Kartierungsgebiet finden sich zwei markante Schwemmkegel. Der erste, etwas kleinere, liegt nördlich der Pfarreralm. Auf ihm wurde der Parkplatz Jassing errichtet. Das Wildbachbett des Schwemmkegels verläuft an dessen nördlichen Rand (Aufschluss 002), ist etwa 10 m breit und 3 m tief. Der Schwemmkegel weist bei konkaver Ausformung in den oberen Hangbereichen eine Neigung von etwa 15° und in den unteren Bereichen eine Neigung von 10° auf.

Der zweite Schwemmkegel liegt im Bereich der Jassing und wird vom großen Wildbachbett gespeist (Aufschluss 003). Auch hier ist eine konkave Ausformung bei ähnlichen Neigungen zu beobachten. Bei beiden Schwemmkegeln handelt es sich um rezente Schuttbildungen.

Am unteren Ende des Pribitztales bei der Forststraßenkehre auf 1120 m endet der 35° geneigte Hangschutt. Unterhalb dieser Kehre beginnt ein flacherer Hangkegel (30 bis 20°). Dieser Kegel ist weniger konkav geformt und weist in seinem Relief auch Neigungen entgegen der Haupthangneigung auf (Aufschluss 101), sodass sich Mulden bilden, in denen sich in einzelnen Tümpeln Wasser staut. Dies deutet auf einen hohen Feinanteil hin. Die höhere Neigung (20 bis 30°) und das ungleichmäßigere Relief verweisen in diesem Fall eher auf einen Murenkegel, als auf einen Schwemmkegel. Da der große Wildbach (Aufschluss 003) am Fuße dieses Schuttkegels 40 m tief einschneidet, ist eine rezente Bildung auszuschließen. Es muss sich also hier nach SPENGLER & STINY (1926) um eine eiszeitliche oder nacheiszeitliche Schuttbildung handeln.

5.1.4 MASSENBEWEGUNGEN ZERRSPALTEN

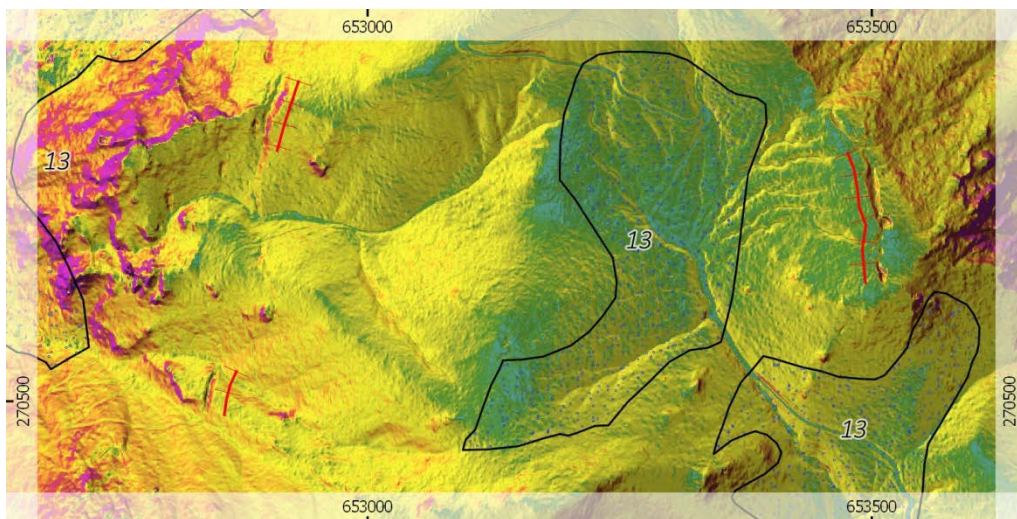


Abb. 5.5: Zerrspalten oberhalb des Pribitztales. Zur besseren Erkennbarkeit wurden die Linien etwas abseits der tatsächlichen Lage im Höhenmodell dargestellt.

(13) Hangschutt, Schuttkegel, (rote Linien) Zerrspalten.

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50 cm Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010).

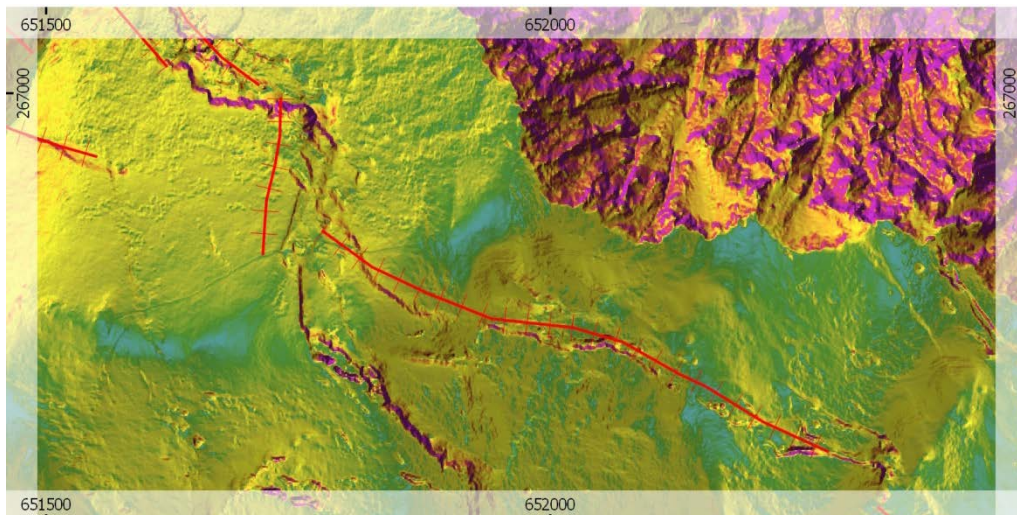


Abb. 5.6: Zum Vergleich die Darstellung von Zerrspalten am Trenchtling aus bestehenden Kartierungsergebnissen.
 Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50 cm Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010).

Am unmarkierten Pfad im Pribitztal, auf Höhe 1420 m (Aufschluss 243) befindet sich ein hangparalleler Graben mit etwa 4 m Tiefe und 40° steilen Böschungen. Im digitalen Geländemodell ist dieser als dunkler Einschnitt erkennbar. Im Umkreis von 500 m sind noch 3 weitere solcher Einschnitte ersichtlich. Die Werfener Schichten, die unter dem Dolomit und dem Hangschutt im Pribitztal liegen, geben Grund zur Vermutung, dass es sich dabei um Zerrspalten handelt. Aufgrund der Neigung der Böschungen und der gerundeten Ausformung des Grabens ist jedoch entweder von einer bereits abgeklungenen oder sehr langsamen Kriechbewegung von maximal wenigen cm pro Jahr auszugehen. Ähnliche Zerrspalten finden sich in der Geologischen Karte (BRYDA & VAN HUSEN 2010) am Trenchtling (Abb. 5.6).

Eine weitere kleinere Massenbewegung wird an der Russenstraße auf 970 m Höhe, 750 m nach dem Parkplatz Jassing vermutet (Aufschluss 015). Der Hang weist an der Aufschlussstelle einen sich wiederholenden Wechsel aus abgerundeten Rücken- und Talformen auf. Das Gefälle weist dabei am Hangfuß, nahe des Talbodens des Jassingtals, eine geringfügig höhere Neigung (30°) auf. Im Bereich oberhalb der Forststraße nimmt die Steigung etwas ab (20°) und wird dann nach oben hin wieder steiler (30°). In dem flacheren Bereich oberhalb der Forststraße befinden sich bemooste Blöcke mit 3 bis 5 m Größe. Unterhalb der Forststraße sind in BRYDA & VAN HUSEN (2010) Werfener Schichten kartiert, oberhalb Hangschutt. Entlang dieser Grenze sind etwa 100, 200 und 300 m die Forststraße aufwärts Quellaustritte

verzeichnet. Die wulstartige Ausbildung der Werfener Schichten, deren Festigkeitsempfindlichkeit auf Wasser und die nahen Quellaustritte geben Grund zur Vermutung, dass eine Hangbewegung stattgefunden hat oder immer noch stattfindet.

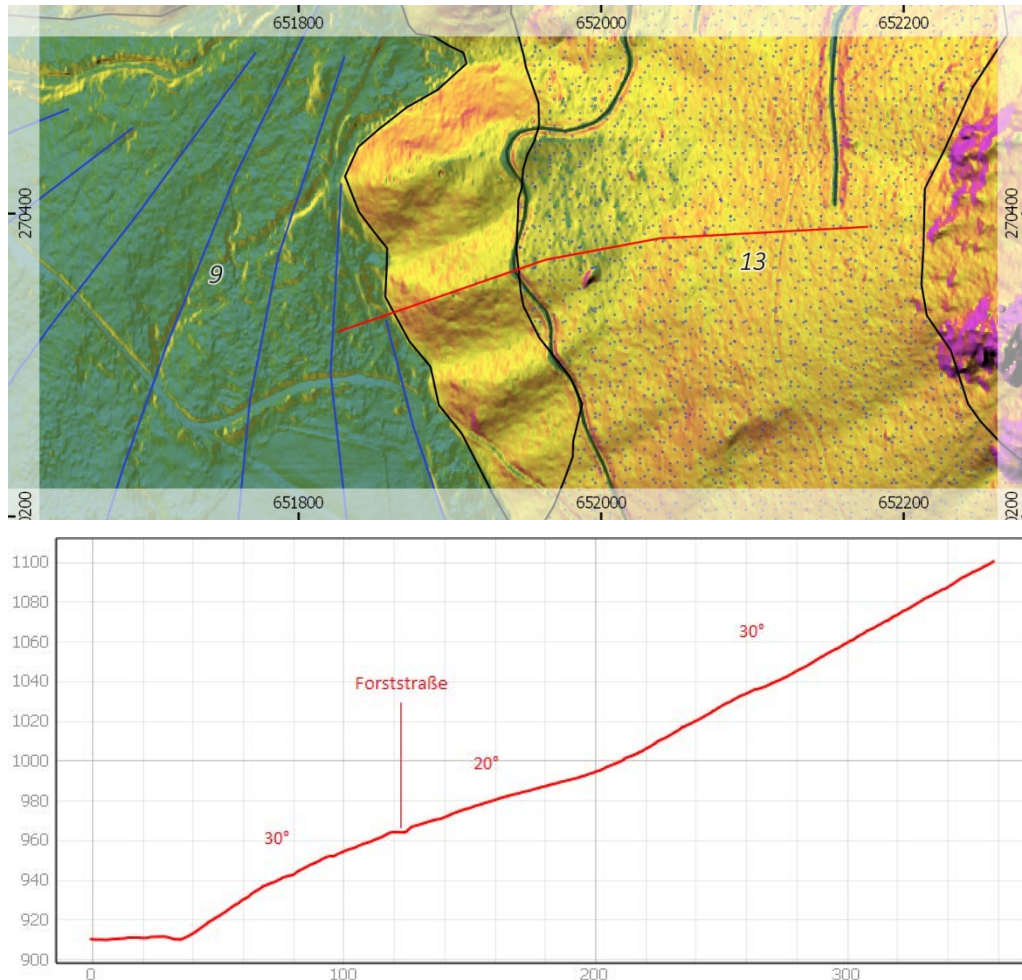
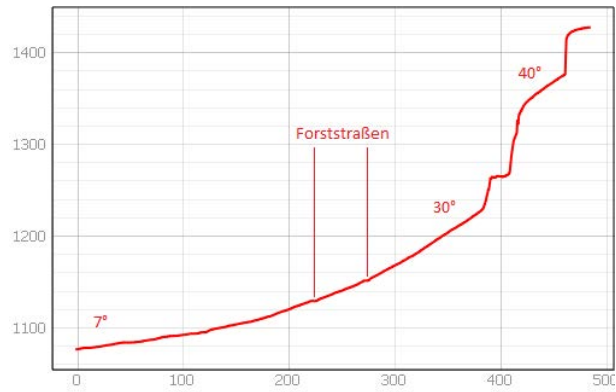
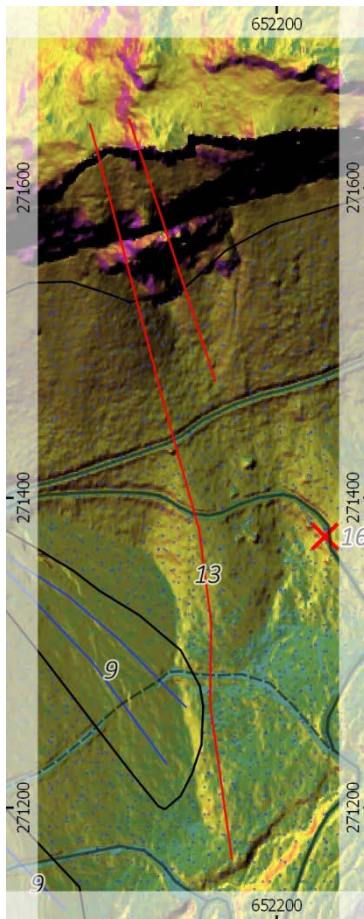


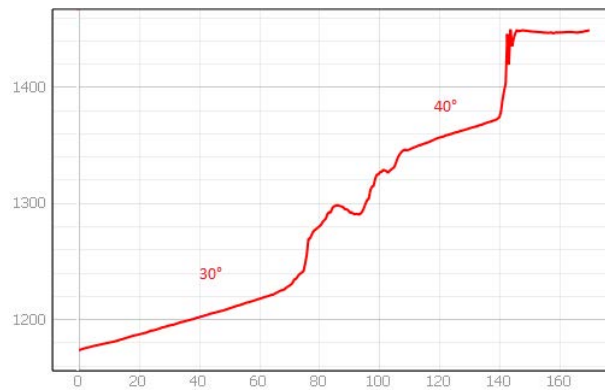
Abb. 5.7: Massenbewegung an der Russenstraße auf Höhe 970 m (Aufschluss 015). Das Profil verläuft entlang der roten Linie im Grundriss.
 (9) Schwemm- und Murenkegel, (13) Hangschutt, Schuttkegel.
 Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50-cm-Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010)

Eine weitere Massenbewegung in der Wand aus Grafensteinkalk wird oberhalb der großen Blöcke aus Aufschluss 016 vermutet. Der Aufschluss liegt an der Russenstraße auf einer Höhe von 1120 m, etwa 350 m nachdem diese das breite Wildbachbett quert. Sowohl oberhalb als auch unterhalb der Forststraße befinden sich zahlreiche große Blöcke mit Ausmaßen von 3x3x4 bis 15x10x5 m. Die Blöcke selbst liegen in einem muldenförmigen Graben, der etwa 20 Hm unterhalb der Forststraße in eine deutliche Verebnung führt, die vereinzelt Vernässung beinhaltet. Westlich des Grabens verläuft parallel ein markanter Rücken. Östlich liegt ein eher undeutlich

fächerförmig ausgebildeter Rücken. Großräumig ist die Hangneigung abflachend beginnt bei 1220 m mit 30° und flacht bis etwa 7° in einer Höhe von 1080 m aus. In direkter Falllinie oberhalb der Blöcke befindet sich die rund 200 m hohe Wand aus Grafensteinkalk, an der sich an dieser Stelle vorgelagerte Felsmassen befinden. Im Schnitt durch die Wand ist erkennbar, dass eine Unterteilung in drei markante Steilstufen vorliegt. Zwischen unterster und mittlerer Steilstufe ist im Geländemodell erkennbar, dass gegenläufiges Gefälle auftritt. Zwischen mittlerer und oberer Steilstufe liegt eine Neigung von knapp 40° vor, wobei die Textur im Höhenmodell Hangschutt vermuten lässt. Als Versagensmechanismus scheint ein Gleiten und Kippen auf einer kreiszylindrischen Abrissfläche aus Lockergebirge (Werfener Schichten) mit einer möglichen teilweisen Plastifizierung der selbigen wahrscheinlich.



westlicher Profilschnitt



östlicher Profilschnitt

Abb. 5.8: Massenbewegung an Grafensteinkalkwand mit zwei Profilen oberhalb des Aufschlusses 016. Im westlichen Profil ist das auslaufende Gefälle unterhalb der Felswand deutlich zu sehen. In beiden Profilen sind die drei Steilstufen erkennbar, in die sich die Wand im Bereich der Massenbewegung aufteilt. Der östliche Schnitt weist zwischen unterster und mittlerer Steilstufe ein gegenläufiges Gefälle auf. Die 40° geneigte Fläche zwischen mittlerer und oberer Steilstufe deutet möglicherweise auf eine Schuttbedeckung hin.
 (9) Schwemm- und Murenkegel, (13) Hangschutt, Schuttkegel
 Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50 cm Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010).

5.1.5 ERRATISCHE BLÖCKE UND ORTSFREMDE GERÖLLE

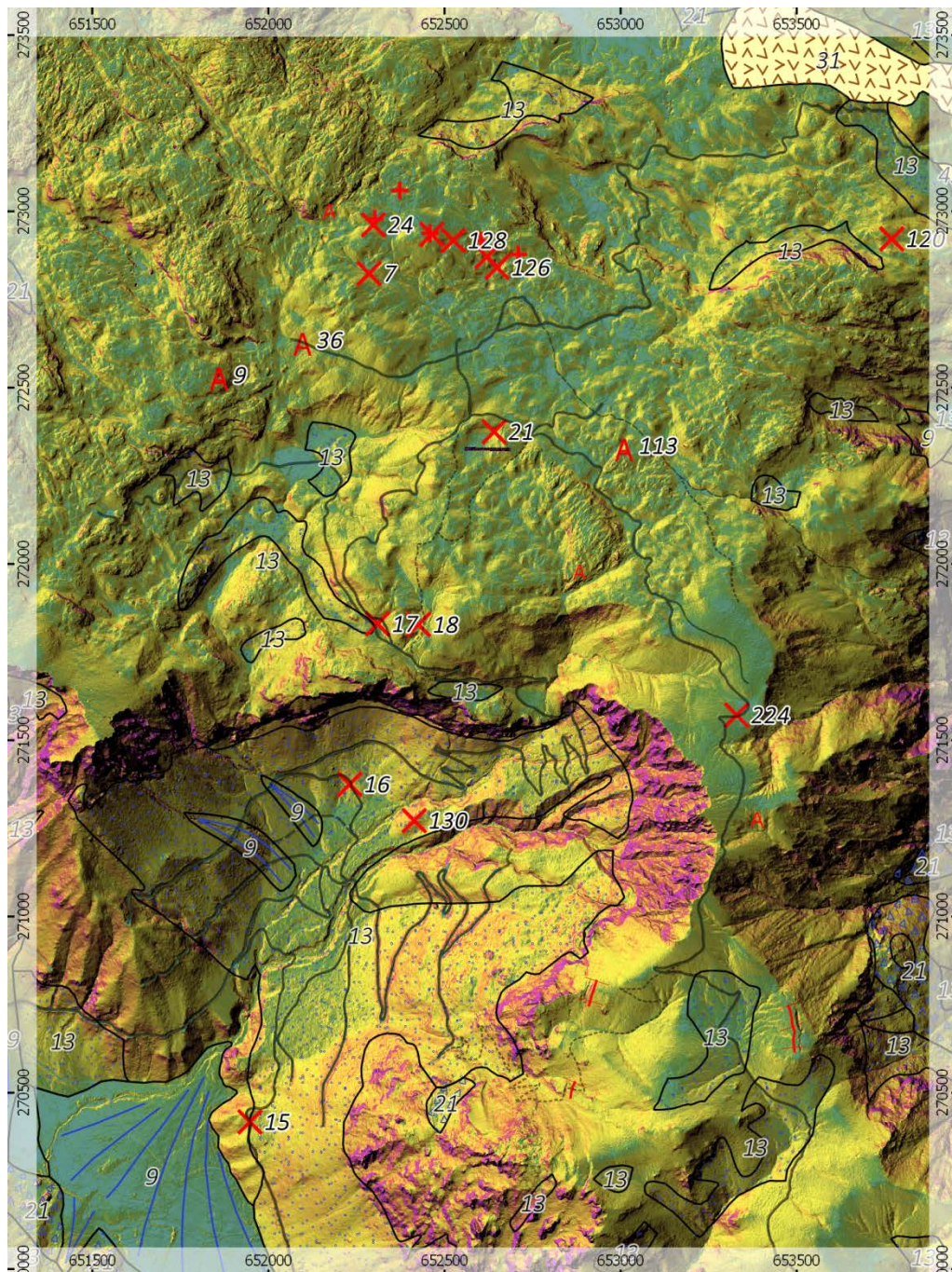


Abb. 5.9: Erratische Blöcke und ortsfremde Gerölle im Kartierungsgebiet
(9) Schwemm- und Murenkegel, (13) Hangschutt, Schuttkegel, (+) Blöcke bereits kartiert in BRYDA & VAN HUSEN (2010), (X) Blöcke, eigene Kartierung
Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50 cm Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010).

Auf den kartierten kalkalpinen Hochflächen der Sonnschienalm fanden sich an mehreren Orten in dolomitischer Umgebung einzelne an der Oberfläche aufliegende Kalkblöcke, sowie in drei Profilen eine Schicht aus gerundeten, einzelnen Kalksteinen und -blöcken.

Einer der Blöcke liegt an der Russenstraße, bei der Abzweigung zur Senkbodenalm, zwischen den beiden Forststraßen. Im Gelände fällt auf, dass das Tal, das in Richtung Senkbodenalm führt ein Süd-Nord-Gefälle aufweist. Geht man von einem nach Süden gerichteten Eisstrom aus, so entspricht dies einem dem Eis gegenläufigen Gefälle.

Ein weiterer Block liegt in einem Trockental (PLAN & DECKER 2006), das von der genannten Wegverzweigung Richtung Nordnordost läuft. Entlang des Trockentals ist ein Hügelrelief zu beobachten, das in den Senkbereichen teils breite Mulden mit flachem Boden aufweist. Der 1,0 x 0,5 m große Kalkblock liegt in der von der Russenstraße ersten muldenförmigen Verebnung des Trockentals. In BRYDA & VAN HUSEN (2010) sind die Flächen der Umgebung als Wettersteindolomit ausgewiesen.

Weitere Kalkblöcke (4 Stück, 0,5 bis 0,7 m) liegen am nördlichen Rand einer Senke, die östlich des oberen Endes der Russenstraße am Südrand der Sonnschienalm liegt. Der weitgehend flache Grund der Senke ist rund 50 m breit und 100 m lang. Die westlichen Begrenzungsböschungen sind 30° steil und 15 m hoch. Das im Osten angrenzende Hügelrelief zeigt Höhen von 10 bis 15 m und mit rund 20° etwas geringere Neigungen. Im Grundriss erscheint die Mulde in einer etwas längsgezogenen Linsenform oder auch Kussmundform.

Eine große Gruppe an erratischen Blöcken (Aufschluss 126 bis 129) befindet sich westlich der Sonnschienhütte. Das Gelände steigt von der Sonnschienhütte (1520 m) bis auf 1560 m an. Dieser Hang ist von einem Hügelrelief überprägt, das eine hangparallele Hauptrichtung in Ostnordostrichtung aufweist und auch zu Neigungen entgegen der Hangneigung führt. Der erste dieser Blöcke befindet sich 100 m nordwestlich der Sonnschienhütte, in einer Höhe von 1530 m und ist etwa 2,0 x 1,0 x 0,7 m groß. Der zweite liegt 150 m nordwestlich der Sonnschienhütte in einer Höhe von 1535 m und ist etwa 1,2 x 1,0 x 0,7 m groß. Dritter und vierter Block aus dieser Gruppe befinden sich jeweils 250 beziehungsweise 300 m nordwestlich der Sonnschienhütte. Diese Blöcke sind bereits in der geologischen Karte (BRYDA & VAN HUSEN 2010) eingetragen.

Zwei weitere Blöcke mit Durchmessern von 0,5 bis 0,8 m finden sich 400 m nördlich vom Pribitztörl, direkt an der Forststraße. Das Gelände weist eine deutlich gleichgerichtete Hangneigung auf, die von unter 10° bis 25° in Richtung eines Talbodens allmählich steiler wird. Das Gelände weist hier lediglich ein Kleinhügelrelief mit Höhenunterschieden von kleiner 1 m auf.

Neben den Blöcken, die vorwiegend auf der Oberfläche aufliegen, gibt es auch noch in einigen Forststraßenanschnitten kleinere Blöcke, die oberflächennahe unter der Humusschicht liegen.

Der erste Fund dieser Art (Aufschluss 005) liegt an der Russenstraße, bei der Abzweigung zur Senkbodenalm. Im Aufschluss findet sich anstehender Dolomit, der zur Oberfläche hin stark verwittert ist und eine Auflage aus kleinwürfeligem ungerundetem Dolomit bildet. Über dem Dolomit finden sich vereinzelte gerundete Kalksteine und Blöcke, mit einer Matrix aus rötlich-lehmigen Material.

Weitere solcher oberflächennaher Kalksteine finden sich außerdem in Aufschluss 011. Der Aufschluss befindet sich am Beginn des Bergrückens, der vom Sonnchienplateau zur Pribitz führt. Das Gelände weist im Norden noch das für das Karstplateau typische Hügelrelief mit mittleren Abständen von etwa 40 bis 50 m und Höhenunterschieden von 5 m auf, im Süden jedoch eine deutlich gleichgerichtete Hangneigung die von unter 10° bis 25° in Richtung eines Talbeginns allmählich steiler wird. Das Gelände weist hier lediglich ein Kleinhügelrelief mit Höhenunterschieden von kleiner-gleich 1 m auf. Der Aufschluss liegt in einer von der heutigen Forststraße wegführenden, früheren Wegführung. In dem Profil tritt in erster Linie feiner Dolomitgrus zu Tage, der von würfelig verwitterten Körnern der Fein- und Mittelkiesfraktion begleitet ist. Das teilweise noch puzzleteilartige Aneinanderpassen dieser Körner führt zur Annahme, dass es sich dabei um anstehendes, stark verwittertes Material handelt. In BRYDA & VAN HUSEN (2010) sind die Flächen als Wettersteindolomit ausgewiesen.

5.1.6 MORÄNEN

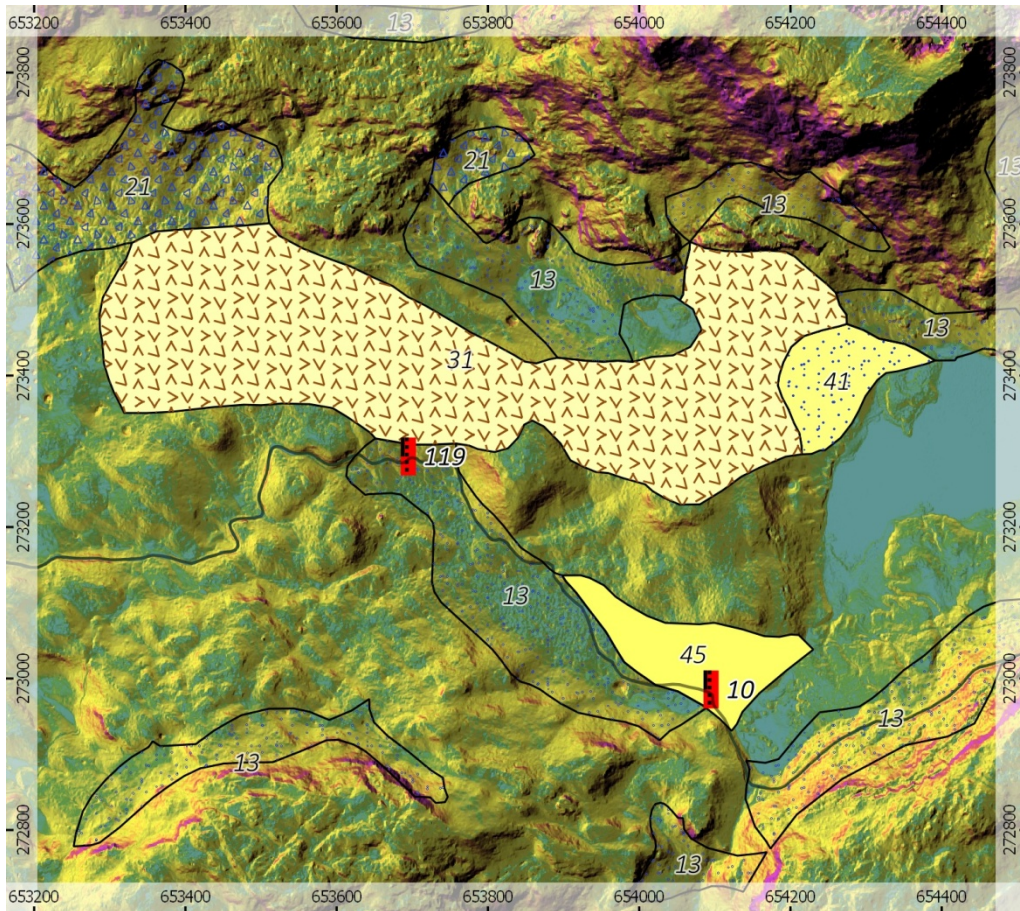


Abb. 5.10: Moränenmaterial im Bereich des Sackwiesensees

(13) Hangschutt, Schuttkegel, (21) Felssturzmaterial, Blockschutt, (31) Oberflächenmoräne, (41) Kame, (45) Grundmoräne

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50-cm-Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010).

Der einzige Grundmoränenaufschluss im Kartierungsgebiet liegt 250 m südwestlich des Sackwiesensees, an der Forststraße von der Sonnschialm zur Häuselalm. Das Material besteht aus einer Matrix aus Ton und Schluff und Feinkies bis Steinen und Blöcken, die keinerlei Sortierung und Ausrichtung aufweisen. Die Komponenten sind eckig und bestehen vorwiegend aus Kalk. Es liegt daher eine Zuordnung zur Faziesklasse Dm (matrixgestützter Diamiktit) auf der Hand. Damit wäre grundsätzlich eine Zuordnung zu den Ablagerungsmechanismen Schlammstrom oder Eistransport möglich. Allerdings ist das Matrixmaterial derart verfestigt, dass ein Lösen von Hand nur unter Mühe oder mit Hilfe eines Hammerschlages möglich ist. Damit ist eine Ausweisung als Grundmoräne am naheliegendsten. Mit dieser Bezeichnung ist die 2,5 ha große Fläche auch bereits in BRYDA & VAN HUSEN (2010) eingetragen.

Westlich des Sackwiesensees ist eine große Oberflächenmoräne in BRYDA (2010) eingetragen, diese ist an der Forststraße bei Aufschluss 119 aufgeschlossen und zeigt gerundete Grob- bis Mittelkiese, die von einer lehmigen Matrix gestützt sind.

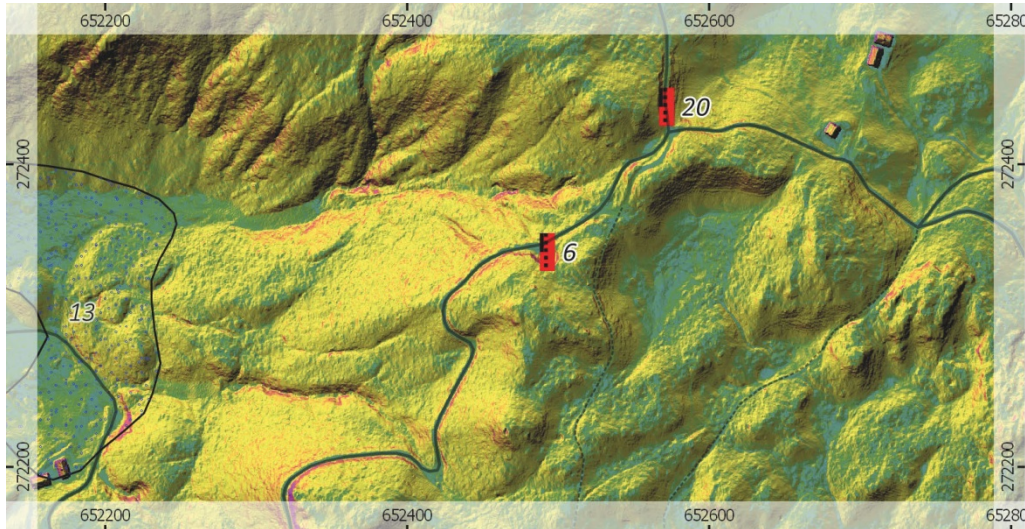


Abb. 5.11: Oberflächenmoräne in Aufschluss 006, an der Russenstraße (13) Hangschutt, Schuttkegel

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50 cm Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010)

Ein weiterer Aufschluss (Aufschluss 006) dieser Art liegt an der Russenstraße 100 m bevor sich diese bei der Sonnschienalm Richtung Sonnschienhütte und Pribitzalm teilt. Neben der Forststraße ist ein 10 m breiter Bereich eines anschließenden Hügels abgetragen. Die unteren Schichten bestehen überwiegend aus verwittertem, anstehendem Dolomit, der von einigen Störungsflächen getrennt ist, wobei der Grad der Verwitterung variiert. Richtung und Einfallen einiger Störungsflächen wurde soweit möglich mit dem Geologenkompass aufgenommen und in anschließender Grafik und Tabelle dargestellt. Im Bereich 3 ist eine Störungsfläche ersichtlich, die mit etwa 3 mm großen Kalzitkristallen gefüllt ist. In oberster Lage finden sich einzelne, gerundete Kalksteine und -blöcke, die in eine Matrix aus rötlich-lehmigen Material eingebunden sind. Einige solcher gerundeter Steine fanden sich auch oberflächlich, in nahe gelegenen Grasflächen oberhalb des Anschnittes. Dort zeigte sich, dass die obere, wetterausgesetzte Seite deutlich gerundeter war (gerundet), als die Unterseite (eckig).

Aufschluss A006, Schnittskizze

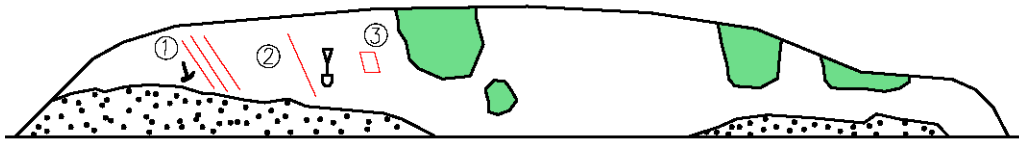


Abb. 5.11: Schnittskizze durch den Aufschluss, Grün: Vegetation, die in den Anschnitt ragt, Rot: aufgenommene Störungsflächen, An Position 1: Hammer als Größenvergleich, an Position 2, 3: Schaufel als Größenvergleich. Die Darstellung dient vorwiegend der lagemäßigen Zuordnung der Fotos im Aufschlussprotokoll.

Bereich 1

55/145

50/150

66/160

Bereich 2

60/179

42/150

Bereich 3

73/334

68/132

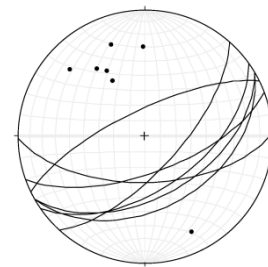


Abb. 5.12: Kompassmessungen (Einfallen und Richtung) und Lagenkugel (Grobkreise und Polpunkte).

5.1.7 GLETSCHERSCHLIFF

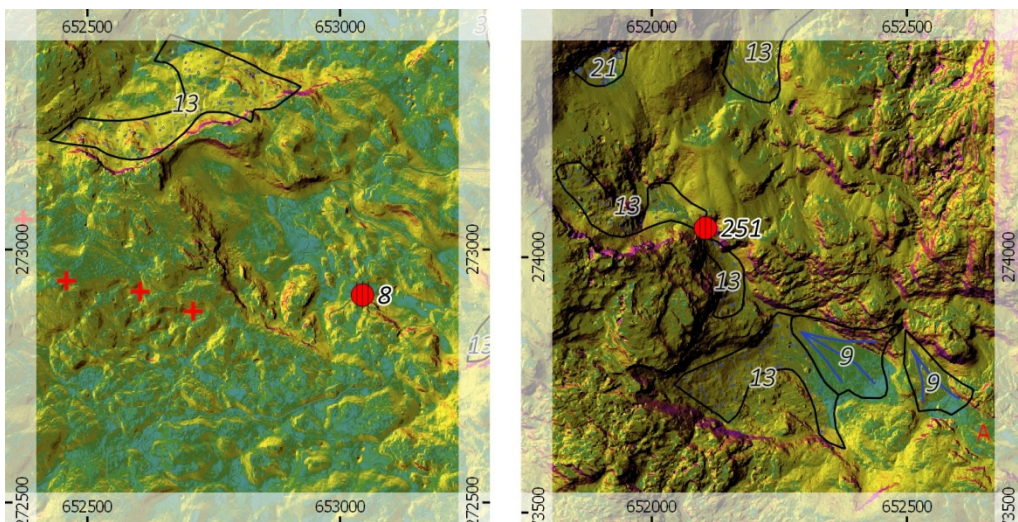


Abb. 5.13: Gletscherschliffe im Kartierungsgebiet

(9) Schwemm- und Murenkegel, (13) Hangschutt, Schuttkegel, (21) Felssturzmaterial, Blockschutt

Koordinaten: BMN in Meter, Höhenmodell: 50-cm-Raster, GIS Steiermark, Eigene Kartierung und BRYDA & VAN HUSEN (2010).

Ein Block der möglicherweise Gletscherschliff aufweist, liegt auf der Forststraße Richtung Sackwiesensee, 300 m östlich der Sonnshienhütte, auf Höhe 1485 m (Aufschluss 008). Im Forststaßenaufbau liegt ein Kalkblock eingebettet, der quer zur Fahrtrichtung Kritzungen aufweist.

Einen weiteren Zeugen von Gletscherschliff könnte ein gerundeter Felshöcker in der Steilrinne (genannt Schlauch) 250 m nordöstlich vom Murrelboden darstellen (Aufschluss 251). Dieser weist bei Abendsonne gut sichtbare Striemung in Längsrichtung auf, die sich möglicherweise durch vormalige Sedimentbedeckung erhalten hat.



Abb. 5.14: Links: Kalzitblock aus Aufschluss 008 mit Kritzungen, Rechts: Felshöcker aus Aufschluss 251

5.2. BESCHREIBUNG DER EINZELNEN TAL- UND PLATEAULANDSCHAFTEN

5.2.1 TRAGÖSSTAL

Als eigentliches „Tragößtal“ wird nur der durch Gletscherarbeit deutlich verbreiterte und flache Talabschnitt zwischen dem Anwesen Höld südlich von Unterort und der Ortschaft Oberort bezeichnet.

Die lithologische Zuordnung der das Tal umschließenden Gebirgsstöcke lässt sich folgendermaßen unterteilen: Die Osthänge von Nord nach Süd aufgelistet, bestehen im Bereich der Großwand (1983 m) aus Wettersteinkalk der riffnahen Hangfazies, im Bereich des Barenkogels aus Werfener Schichten und im Bereich des Planauerkogels aus der Präbichl Formation (Brekzie und Konglomerat), sowie ebenfalls aus Werfener Schichten. Weiter im Süden an den Osthängen folgt Blasseneckporphyroid.

Die gegenüberliegenden Hänge liegen außerhalb des Kartenblattes 101, eine lithologische Zuordnung kann deshalb nur anhand des geologischen Modells

1:500000 durchgeführt werden. Im Bereich nördlich des Ranzerbergs (1304 m) sind Siliziklastika und Permoskyt eingetragen, dies entspräche vorrangig Werfener Schichten, aber auch den im Haringgraben beschriebenen Gipsvorkommen. Südlich des Ranzerbergs ist Blasseneck Porphyroid eingetragen, der ebenfalls auch an den Osthängen des Tragößtales vorkommt und im Kartenblatt 101 beschrieben ist.

Morphologisch zeichnet sich das Tragößtal durch einen breiten (800 m), flachen Talboden aus und entspricht einem muldenförmigen Trogtal.

Verantwortlich für diese Talform ist zunächst die glaziale Übertiefung des Tals während der letzten beiden Eiszeiten, die besonders in den südlichen Hochschwabtälern wirksam geworden ist (FABIANI et al. 1980a). Nach Rückzug des Gletschers aus der Würmeiszeit hinterließ dieser eine Reihe von drei markanten Endmoränenwällen. Die Mächtigkeit der steilen Eiszunge wird durch die deutlichen Moränenwälle an der westlichen Talflanke angezeigt. Die Oberfläche steigt von ca. 750 m bei Unterort bis zum Lindenhof auf ca. 900 m Höhe und dann langsam auf 920 bis 930 m im Bereich Pfarrerteich an, wie der kleine Moränenwall unterhalb des Kampelsteigs belegt (BRYDA et al. 2013). Der südlichste Endmoränenwall liegt an seiner größten Ausdehnung nördlich der Ortschaft Unterort (BRYDA et al. 2013). Zwischen Oberort und Unterort ist nicht nur ein ausgeprägtes Zungenbecken, sondern auch eine Folge von würmeiszeitlichen Moränenwällen erkennbar (FABIANI 1980c).

Zwischen Unterort und Großdorf setzt eine gut erhaltene Folge von bis zu 25 m hohen Moränenrücken ein. Der Gletscher füllte hier nicht mehr das gesamte Tal aus, sondern ließ gegen Osten einen fast 500 m breiten, von lokalem Schutt erfüllten Raum frei. Die bis 25 m unter dem heutigen Talboden nachgewiesenen Moränen queren die als Tiefenrinne ausgeprägte maximale Talübertiefung und sind daher als jünger anzusprechen (FABIANI, 1980c).

Die in der Reihe nächsten Moränenwälle folgen 1 km nördlich von Großdorf (Galgenwald). Sie heben sich 8 bis 10 m über den Talboden ab. Da die teils grobblockigen, lehmigen Moränenablagerungen nur mehr eine Mächtigkeit von 4 bis 6 m erreichen und die Talschotter überlagern, kann es sich hier nur um einen längeren Halt oder eine möglicherweise durch einen Bergsturz bewirkten kurzfristigen Vorstoß während oder nach Rückzug der Vereisung handeln (FABIANI, 1980c). Das sumpfige Zungenbecken setzt sich in einer Breite von 1 km von Großdorf bis Oberort fort. Eine gut erhaltene Seitenmoräne in 980 m Seehöhe am SW-Hang des Reiterberges zeigt die Höhe der Vereisung an.

Die auffallend starke Verschüttung des Tragößtales zwischen Oberort und Galgenwald durch seitliche Schwemmfächer erklärt FABIANI (1980c) dadurch, dass die Bergstürze der Pribitz und Klausen eine Absperrung von der Schuttfuhr aus den Einzugsgebieten bewirkten.

Für die Entstehung der Schichtung der teils wandartig aufgeschlossenen Konglomerate hält FABIANI (1980c) an den Moränenbögen rückgestaute Seen verantwortlich, die nach erfolgtem Durchbruch allmählich ausliefen und das Absenken des Seespiegels in verschiedenen Verfestigungsgraden der Schotter sichtbar machten. Durch diese Seebildungen erklärt sich auch der überwiegend aus schluffig-lehmigem Material bestehende Boden im Bereich des jüngsten Talbodens.

Auf den durch eine Tiefenrinne und einen regen Wechsel von Kiesen mit teils mächtigen schluffigen Feinsanden gekennzeichneten Aufbau der Sedimentfüllung des glazialen Beckens wird in FABIANI (1980c) bei der Beschreibung der Untersuchungsbohrungen näher eingegangen. BRYDA et al. (2013) beschreibt in diesem Talabschnitt zwischen Großdorf und Unterort zu beiden Seiten der Laming mit glazialen Ablagerungen bedeckte Terrassenkörper. An den Böschungen benennt er schlecht sortierte Schotter, die über größere Bereiche eine sandig schluffige Matrix zeigen, teilweise aber auch matrixfreie, korngestützte Lagen und Nester aufweisen, als Vorstoßschotter. Diese Kiese wurden im Vorfeld des sich hauptsächlich aus dem Jassinggraben ins Becken von Tragöß ausbreitenden Gletschers abgelagert. Die Gletscherzunge, die diese dann noch bis Unterort überfahren hat, bedeckte die Vorstoßschotter mit Moränen.

Die maximale Ausdehnung der Gletscher in der Rißeiszeit lässt sich hingegen nur durch über die würmeiszeitlichen Moränen hinausreichende Talübertiefung erkennen (FABIANI 1984), die im Falle des Tragößtals bis in die Ortschaft Oberdorf reicht (BRYDA et al. 2013). Weiters belegen Geschiebe aus Wettersteinkalk im oberen Rahnergraben (südwestlich Tragöß) in rund 1000 m Höhe, dass wohl zur vorletzten Eiszeit hier eine Stausituation um rund 100 m höher als zur Würmeiszeit bestand. Dadurch konnten die Gerölle in diese Position gelangen (BRYDA et al. 2013). Rund 60 m oberhalb der höchsten würmeiszeitlichen Erratika und Staukörper ist nördlich des Rahnergrabens ein ca. 15 m mächtiger Brekzienkörper erhalten. Aufgebaut wird er von durchwegs groben, wenig bis kaum gerundeten Komponenten der Gesteine im Einzugsbereich des Grabens, vermischt mit triadischen Karbonatgeröllen von weiter nördlich. Die lagenweise matrixreiche Brekzie ist als ein verfestigter Rest eines

Staukörpers zu deuten, der im Rahnergraben an einem schwindenden Eiskörper des Reißgletschers abgelagert wurde (BRYDA et al. 2013).

5.2.2 HARINGGRABEN

Der Haringgraben liegt nordöstlich der Ortschaft Oberort. Im Norden wird er von den Bergstöcken der Messnerin, des Schaftrampels, und des Hahnkogels eingeschlossen, die vorwiegend aus Karbonatgestein aufgebaut sind. Die im Süden liegende Landschaft ist den Werfener Schichten zuzuordnen. Außerdem gibt es im Haringgraben Gipsvorkommen, die im hinteren Teil auch abgebaut wurden.

Da die Schneegrenze während der letzten Eiszeit bei etwa 1400 m lag (FABIANI et al. 1980a) gehen FABIANI et al. (1980a) davon aus, dass der Haringgraben unvergletschert blieb. Eine gut erhaltene Seitenmoräne in 980 m Seehöhe am Südwesthang des Reiterberges zeigt die Höhe der Vereisung im Tragößtal am Eingang des Haringtales an. Die Entstehung von überwiegend aus Kalkkonglomeraten bestehenden, bis 1100 m reichenden, Reste einer Talverschüttung im Haringgraben deuten FABIANI et al. (1980a) durch Rückstau während der Vereisung. Jedoch halten sie auch einen Zusammenhang mit einer, das gesamte Tragößtal erfassenden interglazialen Talverschüttung möglich. In BRYDA et al. (2013) hingegen ist beschrieben, dass der Eisstrom des Haringgrabens den Gletscher im Lamingtal unterstützte.

SPENGLER & STINY (1926) dokumentierte im hinteren Haringgraben Gehängebrekzien, aus durch ein kalkiges, löcheriges Bindemittel unvollkommen verkitteten Gehängeschutt. Die Gehängebrekzien im alten Gipsbruch östlich vom Haring überziehen den aus Werfener Schichten bestehenden Abhang über dem sich aus Triaskalken bestehende Steilhänge erheben. In solchen Fällen besteht die Brekzie aus einem von den darüber aufsteigenden Wänden gelieferten scharfkantigen Dolomit- und Kalkschutt. Die Verkittung geschah durch die an der Auflagerungsfläche der Kalke auf den Werfener Schichten entspringenden und zwischen den Kalkblöcken durchfließenden Quellwasser. Weiters beschreiben SPENGLER & STINY (1926) konglomerierte Niederterrassenschotter im Haringgraben.

5.2.3 GRÜNER SEE - KLAMM

Der malerische, nordwestlich von Oberort am Rande des Bergsturzes von der Kampelmauer/Meßnerin gelegene, Grüne See liegt auf 780 m Höhe. Nördlich des Grünen Sees liegt der bis auf 1579 m Höhe steil aufragende Pribitz Bergstock aus Wettersteinkalk, der mit dem Bergstock der Großwand gemeinsam das vom Grünen See Richtung Nordost verlaufende Jassingtal umgrenzt.

Bei dem grubig-kuppigen Gelände zwischen Grünem See und Kreuzteich handelt es sich um einen auf Toteis niedergegangenen Bergsturz aus der Klausen. ZÖTL (1961) hat das Gelände noch als spätglaziale Moräne gedeutet. Lediglich wallförmige Reliefausbildungen östlich und nördlich des Grünen Sees lassen auch auf durch den Pribitzbergsturz aktiviertes Toteis schließen. FABIANI et al. (1980a) beschreiben weiters ausgeprägte Dolinenreihen westlich des Grünen Sees, die er auf unterirdische Gipsvorkommen zurückführt. Der hohe Stoffaustrag von bis zu 1,73 t/d je 10 l/s Schüttung kann zu Einsacken und Dolinenbildungen führen, welche selbst unter mächtiger Schuttbedeckung wirksam wird.

Westlich des Grünen Sees deuten BRYDA et al. (2013) den Wettersteinkalk-Rücken beim Julenheim am Grünen See als Rundhöcker, der durch den Gletscher aus dem Jassinggraben geformt wurde. An der Oberfläche sind aber durch Korrosion und Frostverwitterung keine direkten Spuren der Eisüberarbeitung (Gletscherschliff) mehr erhalten geblieben.

Weiters wurde an der Schwelle zwischen Jassinggraben und Grünem See in Toteismassen eine Kameablagerung mit unruhiger Oberfläche gebildet. Diese entstand, als sich die Eismasse im Becken von Tragöß und des Jassinggrabens trennte.

5.2.5 SONNSCHIENALM-HOCHSCHWABPLATEAU, PRIBITZ

Die Sonnschienenalm liegt am südlichen Hochschwabplateau, das mit einer mittleren Höhe von 1600 m dem zentralen Kamm mit Höhen über 2000 m vorgelagert ist. Der Bergrücken, der das Plateau mit dem Pribitz verbindet, liegt zwischen Jassingtal und Klamm(-boden). Tektonisch ist das Plateau großteils der Pfaffingalm-Hochschwab

Schuppe zugehörig, lediglich der südöstliche Teil, zu dem auch der Pribitz zählt, liegt innerhalb der Trenchtlich-Fölzstein Schuppe.

Generell ist die Sedimentüberdeckung am gesamten Plateau eher geringmächtig. Bei einem überwiegenden Teil gelangt man spätestens nach wenigen Zentimetern Humus- oder Lehmschicht an anstehendes Gestein, wenn auch der anstehende Wettersteindolomit vielerorts kleinteilig, grusig verwittert ist. So finden sich im gesamten Plateaubereich rund um die Sonnschianalm kaum quartäre Ablagerungen. Lediglich im Nahbereich des Grünen Sees ist ein kleines Vorkommen einer Grundmoräne (Aufschluss 010) vorzufinden. Davon abgesehen liegen vereinzelt Augensteinfunde und erratische Blöcke vor. Wobei die erratischen Blöcke oft gruppenweise auftreten.

5.2.5 JASSINGTAL, LAMINGALM

Das Jassingtal verläuft vom Grünen See Richtung Nordwest bis zum Neuwaldeggsattel (1575 m) zwischen Frauenmauer (1827 m) und Griesmauerkogel (2034 m). Im Norden grenzt die etwa 1400 m hoch gelegene Hochebene der Sonnschianalm an das Jassingtal, dessen Kalkhänge steil in Richtung des Talbodens abfallen. Im Süden zweigt zunächst das obere Lamingtal mit der Lamingalm vom Jassingtal ab und wird dann gegen Süden von den Bergstöcken des Hochturms (2031 m) (Lamingegg, Großwand) begrenzt.

Im Bereich der Kalkhänge nördlich des Jassingtales dominieren im Westen Gesteine der Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe (Wettersteinkalk, Grafensteinkalk, Sonnschienformation, Gutenstein-Formation), im Osten Gesteine der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe (Wettersteinkalk, Wettersteindolomit). Am Talboden und auf der Neuwaldalm tritt im Liegenden die postvariszische Kalkalpenbasis (Werfener Schichten) zutage. An den südlich begrenzenden Bergstöcken und auf der Lamingalm überwiegen wieder Wettersteinkalk und -dolomit.

Deutlich wird im Jassingtal die glaziale Bildung von breiten, tiefen Talböden im Bereich der Schieferaufwölbung im oberen Jassingtal und steilwandigen, eingesenkten Engstellen im kalkalpinen Bereich zwischen Pribitz (1579 m) und Großwand (1983 m).

In diesem schmalen Talabschnitt, an der Schwelle zwischen Pfarrerlacke und Grünem See, wurden (BRYDA et al. 2013) ausgedehnte Kameablagerungen mit unruhiger


Oberfläche gebildet. Diese entstanden vermutlich in Toteismassen, als sich die Eismasse im Becken von Tragöß und des Jassinggrabens trennte.

Die Moränenwälle der Neuwaldalm und der Lamingalm entstanden während des sogenannten Gschnitz-Stadial (VAN HUSEN 2000), einer vor rund 16.000 Jahren einsetzenden Klimaverschlechterung mit mehreren lokalen Gletschervorstößen. FABIANI et al. (1980a) nannten in diesem Zusammenhang noch eine Jahreszahl von 8000 vor Christi.







An den Nordhängen des Jassingtals, sowie auf der Neuwaldalm sind auf den Werfener Schichten in BRYDA & VAN HUSEN (2010) zahlreiche erratische Blöcke kartiert, die der Würmeiszeit zugeordnet sind. Weitere solcher Blöcke finden sich außerdem im Bereich der Lamingalm.

Am Bergrücken zwischen Zirbeneben (1748 m) und Edelweißboden befinden sich zahlreiche Zerrspalten. Diese entstehen durch die Erosion der glazial übersteilten Hänge nördlich und südlich des Rückens und durch die generell hohe Erosionsanfälligkeit der Werfener Schichten. Ähnliche Zerrspalten konnten in Zuge der Geländekartierung am oberen Ausgang des Pribitztals, nördlich des Lenkerkogels (1558 m) aufgefunden werden. Außerdem zeugen im gesamten Tragößtal ausgedehnte, meist vorwiegend eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Schutthalden und Muren-/ Schwemmkegel von dem Abtrag der übersteilten Hänge.

Kartierung

 Eigene Kartierungen
(gelb hervorgehoben)

Weitere Aufschlüsse (siehe Anhang)

-  Geländefoto
-  Profil
-  Kritzungen
-  Karstformen
-  Anstehendes Gestein
-  Störung

Quartäre Sedimente














-  (9) Schwemm- und Murenkegel
-  (13) Hangschutt, Schuttkegel
-  (21) Felssturzmaterial, Blockschutt
-  (31) Oberflächenmoräne
-  (37) Mächtiger Murenschutt
-  (39) Niederterrasse
-  (41) Kame
-  (42) Rundhöcker
-  (45) Grundmoräne
-  (24) Zerrspalte
-  Erratische Blöcke Würm
-  Erratische Blöcke Riß
-  Augensteingerölle (ortsfremde,
nicht kalkalpine Gerölle Oligozän
- später umgelagert)

Abb. 6.2: Legende zu Abb. 6.1

Gletscher der Riß-Eiszeit

Da das gesamte kartierte Gebiet von Würm-Eiszeitlichen Gletschern überarbeitet wurde, finden sich keine Spuren der rißeiszeitlichen Gletscher. Außerhalb der Würm-Eiszeitlichen Gletscherstände finden sich glaziofluviale Sedimente und erratische Wettersteinblöcke im Bereich des Rahnergrabens, auf der Westseite des Tragößtals.

Gletscher der Würm-Eiszeit

Im gesamten Untersuchungsgebiet finden sich eine Vielzahl Quartärer Sedimente, die bis auf wenige Ausnahmen alle der Würm-Eiszeit zugeordnet sind. Besonders reichhaltig sind diese in den Tallandschaften des Tragöß- und Jassingtals. Hier haben die Gletscher einen breiten, flachen Talboden geschaffen, an dessen seitlichen Hängen Seitenmoränen frühere Gletscherstände markieren. Der Talboden des Tragößtales ist mit Seesedimenten des früheren Zungenbeckensees und durch seitlichen Schutteintrag verfüllt. Der Bergsturz Kampelmauer kam auf einer Kameterrasse zu liegen und im Bereich des Grünen Sees sind einige Senken als Toteislöcher gedeutet. Somit ist der Bergsturz während des Gletscherrückzugs zu Tal gestürzt. Im Bereich der Plateauflächen finden sich lediglich ein kleinerer Grundmoränenaufschluss in der Umgebung des Sackwiesensees und vereinzelt über die Hochebene verstreut Oberflächenmoränenaufschlüsse. Im Gebiet zwischen Senkbodenalm und Sonnschienalm konnte solch ein Aufschluss neu bestimmt werden (Aufschluss 006).

In der Rekonstruktion der Vergletscherung zur Würm-Eiszeit aus BRYDA et al. (2013) ist im Bereich nördlich der Sonnschienalm eine westgerichtete Fließrichtung eingetragen. Eigene Kartierungsarbeiten und aus dem Höhenmodell abgeleitete Ergebnisse lassen jedoch auf eine südgerichtete Fließrichtung schließen. Für diese Annahme spricht vor allem der gerundete, gekritzte Felshöcker in der Steilrinne (genannt Schlauch) 250 m nordöstlich vom Murrelboden (Aufschluss 251). Dieser wurde als Rundhöcker gedeutet und in die Kartierung eingetragen. Ausgehend vom Kar unterhalb des Kleinen Ebensteins, des Ebensteins und des Polsters könnte hier ein südgerichteter Gletscherfluss für diese Felsform verantwortlich sein. Der südliche Rücken des kleinen Ebensteins würde für einen westgerichteten Gletscherfluss eine Barriere darstellen und ist somit ein weiterer Hinweis auf einen nach Süden ausgerichteten Gletscherfluss. Der Hang nordöstlich der Sonnschienhütte gibt ein Indiz für den weiteren Verlauf des Gletscherflusses (Aufschluss 126 bis 129). Dieser ist von einem Hügelrelief mit einer Hauptrichtung nach Südwesten überprägt.

Diesem Richtungsweiser folgend, führt der weitere Verlauf über Senkbodenalm und den Hangbereich um die Russenstraße in den Jassinggraben. Eine erste Sichtung des Geländemodells auf anderen Plateaubereichen des Hochschwabs geben Grund zur Annahme, dass sich möglicherweise weitere Hinweise auf anders gerichtete Fließrichtungen finden lassen. Als Beispiel sei hier der Bereich um den Plankogel genannt. Das dortige Hügelrelief weist ebenfalls eine markante Südwest-Hauptrichtung auf. Die Form des Kulmsteins (1725 m), mit seinem flach auslaufenden nördlichen Rücken und seinem südlich steil abfallenden Relief, könnte als Rundhöcker gedeutet ebenfalls eine Fließrichtung nach Süden hin belegen. Möglicherweise ließen sich dort Spuren von Gletscherschliff finden. Um dies abzuklären, bedürfte es weiterer Kartierungen in den Plateaubereichen westlich der Sonnschianalm.

Augensteininformation

Die Augensteinfunde, die bei den Begehungen gemacht werden konnten, waren vorwiegend in Muldenbereichen und ließen sich teilweise mit Karsthohlräumen assoziieren. Zu nennen sind in diesem Zusammenhang der Aufschluss 009 (Kalibrierhöhle) und der Aufschluss 113. Die Feinkonglomerate und Höhlensinter in der Höhle deuten auf eine ehemalige Verfüllung und vormals höhere Überdeckung des Höhlenbereiches hin. Der Aufschluss 113 weist eine etwa 0,7 x 0,7 m große Fläche von Augenstein Kies auf. Diese Fläche erweckt aufgrund der scharfen Begrenzung den Anschein, dass es sich dabei um einen Karsthohlraum handelt, der mit Augenstein Kies aufgefüllt wurde. Für diese Annahme sprechen außerdem poröse Gesteinsbrocken in der Umgebung, die teils auskristallisierten Kalzit in den Poren aufweisen. Bei diesen Gesteinsbrocken könnte es sich um Höhlensinter handeln. Auf Grund dieser Aufschlüsse wird vermutet, dass die Augenstein gerölle über Dolinen ins Berginnere transportiert wurden, wo sie vom glazialen Abtransport geschützt waren und erst durch glaziale Erosion des darüber liegenden Kalkes wieder frei gelegt wurden.

LITERATURVERZEICHNIS

- BÖHM v. BÖHMERSHEIM, A. (1900): Die alten Gletscher der Mur und Mürz. - Abhandlungen der K.K. Geographischen Gesellschaft in Wien, Wien
- BRYDA, G. & VAN HUSEN, D. (2010): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 101 Eisenerz. - Geologische Bundesanstalt, Wien
- BRYDA, G., VAN HUSEN, D., KREUSS, O., KOUKAL, V., MOSER, M., PAVLIK, W., SCHÖNLAUB, H. P. & WAGREICH, M. (2013): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 101 Eisenerz. - Geologische Bundesanstalt, Wien
- EYLES, N., Eyles, C. H. & Miall, A. D. (1983): Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. - *Sedimentology* 30, 393-410, Toronto
- FABIANI, E., WEIßENSTEINER, V. & WAKONIGG, H. (1980a): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet, Teil I. - Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz
- FABIANI, E. (1980b): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet Teil II. - Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz
- FABIANI, E. (1980c): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet Teil IV. - Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz
- FABIANI, E., (1984): Hydrogeologische und quartärmorphologische Untersuchungen im Hochschwabgebiet. - 5. Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Eisenerz 1984, Graz-Wien
- FIEBIG, M., (1999): Zur geologischen Aufnahme von quartären Lockergesteinen. - *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 27 (1/2), 135-152, Berlin
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZEKELY, B. (1999): The pre-Augenstein paleosurface in the Northern Calcareous Alps. - *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA)*, 52A, 42-44, Tübingen
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZEKELY, B. (2001): The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps: a mosaic stone in the geomorphological evolution in the Eastern Alps. - *International Journal of Earth Science (Geologische Rundschau)*, 90, 500-518, Berlin
- FRITSCH, A. (1993): Das Quartär der westlichen Hochschwab-Nordabdachung unter Berücksichtigung des Bergsturzes von Wildalpen. - Diplomarbeit, Wien

- KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen, Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, 132: 5-12, Zürich
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. 1962: Die Mürzalpendecke - eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. - Sitzungsbericht der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien
- MIAL, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. - Mial, A.D. (Ed.): Fluvial sedimentology, p. 597-604. - Can. Soc. Petr. Geol. Mem. 5, Calgary, Alberta, Canada
- PENCK, A. & BRUCKNER, E. (1909): Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen - Die Alpen im Eiszeitalter, Erster Band, Berlin-Wien
- PETTIJOHN F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1987): Sand and sandstone. - 2nd edition, 553 pp. (Springer), New York
- PLAN, L. & DECKER, K. (2006): Quantitative karst morphology of the Hochschwab plateau, Eastern Alps, Austria. - Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Vol. 147: 29-56.
- SCHMID, Ch., ZOJER, H., KRÄINER, H., ERTL, H. & OTT, R. (1980): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet Teil III. - Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 124, 361-423, Wien
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Wien
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological processes during the Quaternary. - Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 92: 135-156, Wien
- VAN HUSEN, D. & REITNER, J. M. (2011): Klimagesteuerte Terrassen- und Lössbildung auf der Traun-Enns-Platte und ihre zeitliche Stellung (Das Profil Wels/Aschet). - Mitteilungen der Kommission für Quartärforsch der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, 19, 1-11, Wien
- ZÖTL, J. (1961): Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. - Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, 12/13 (1960/61), 53-183, Graz

ANHANG

Aufschlussprotokolle

Karte der Quartären Sedimente im Untersuchungsgebiet

Rekonstruktion der Vergletscherung

Rekonstruktion der Vergletscherung der Würm-Eiszeit

Eigene Kartierung und Kartierungen von G. BRYDA & VAN HUSEN

Maßstab 1:50.000



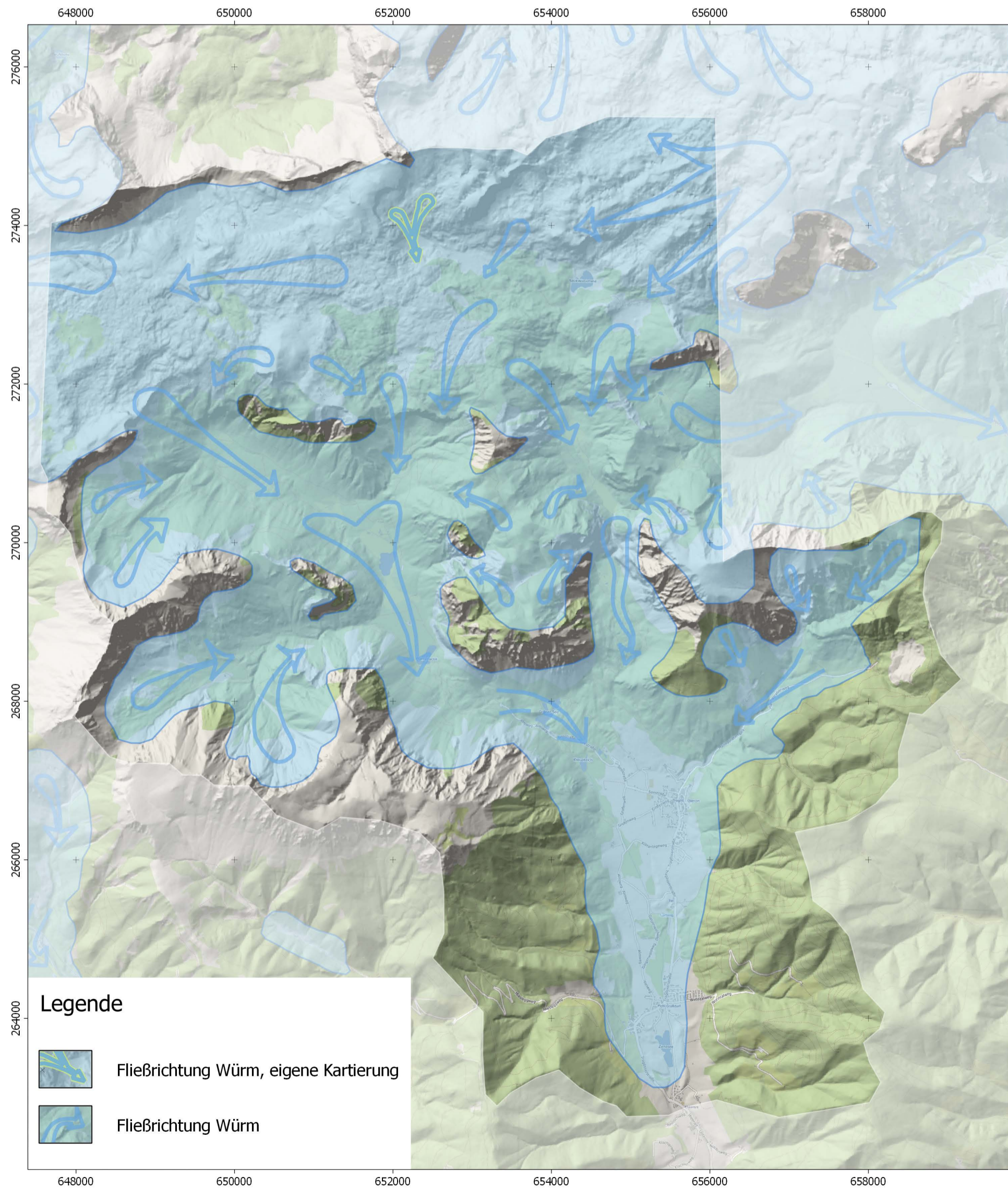
Gauß-Krüger-Abbildung (3°-Streifen)
Koordinatensystem M 34 des Bundesmeldenetzes



Höhenmodell im Raster 10 m
<https://www.data.gv.at>

Openstreetmap (WMS Server)
<http://ows.terrestris.de/osm/service>

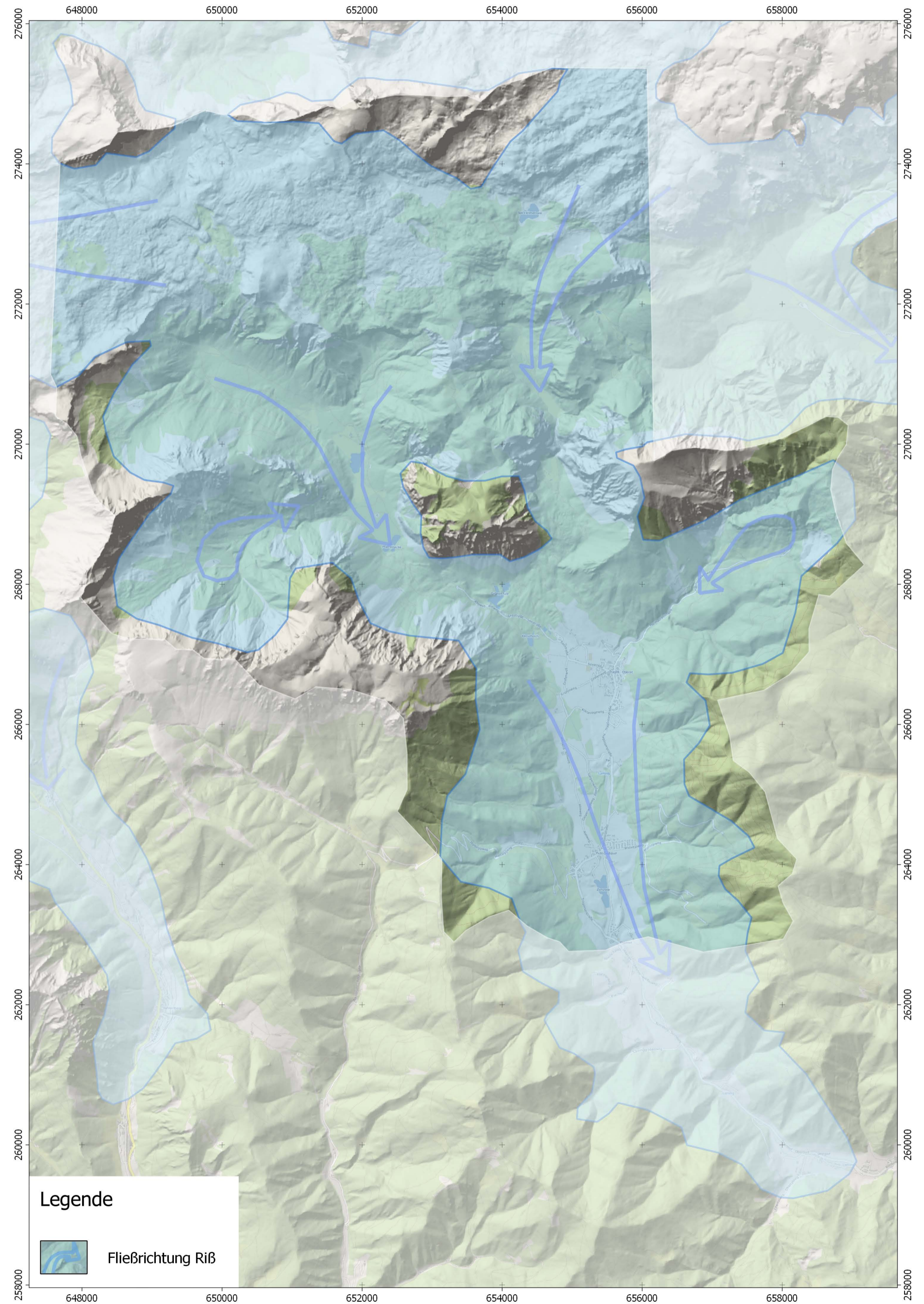
Übersichtskarte
www.basemap.at



Rekonstruktion der Vergletscherung der Riß-Eiszeit

Eigene Kartierung und Kartierungen von G. BRYDA & VAN HUSEN

Maßstab 1:50.000



Karte der Quartären Sedimente im Untersuchungsgebiet

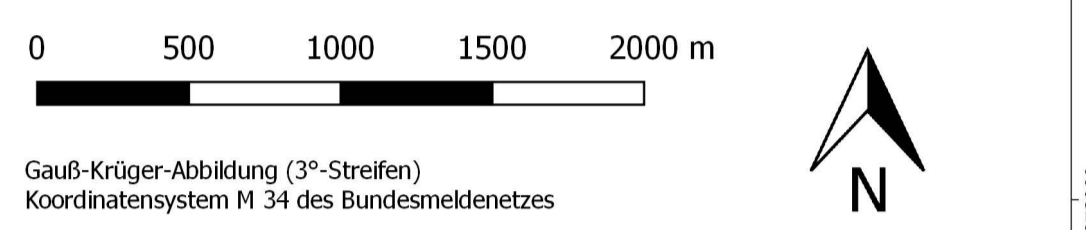
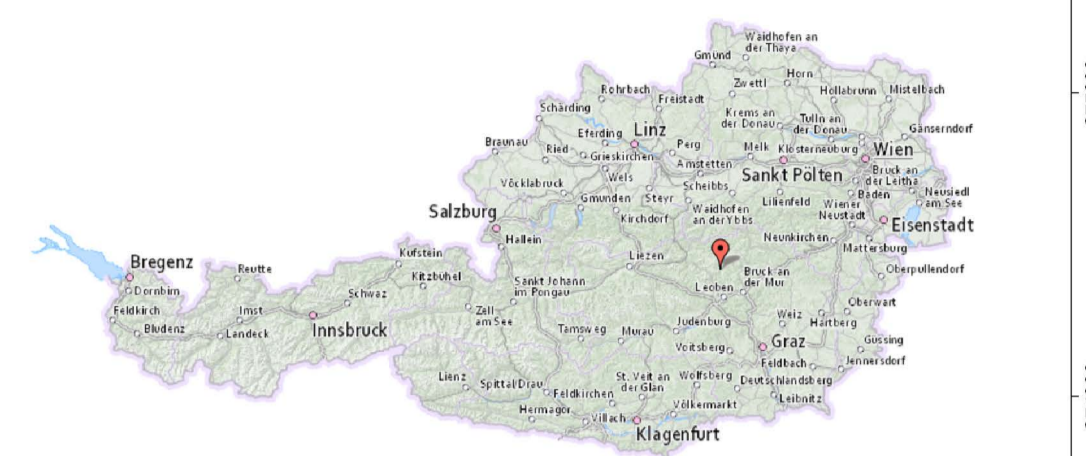
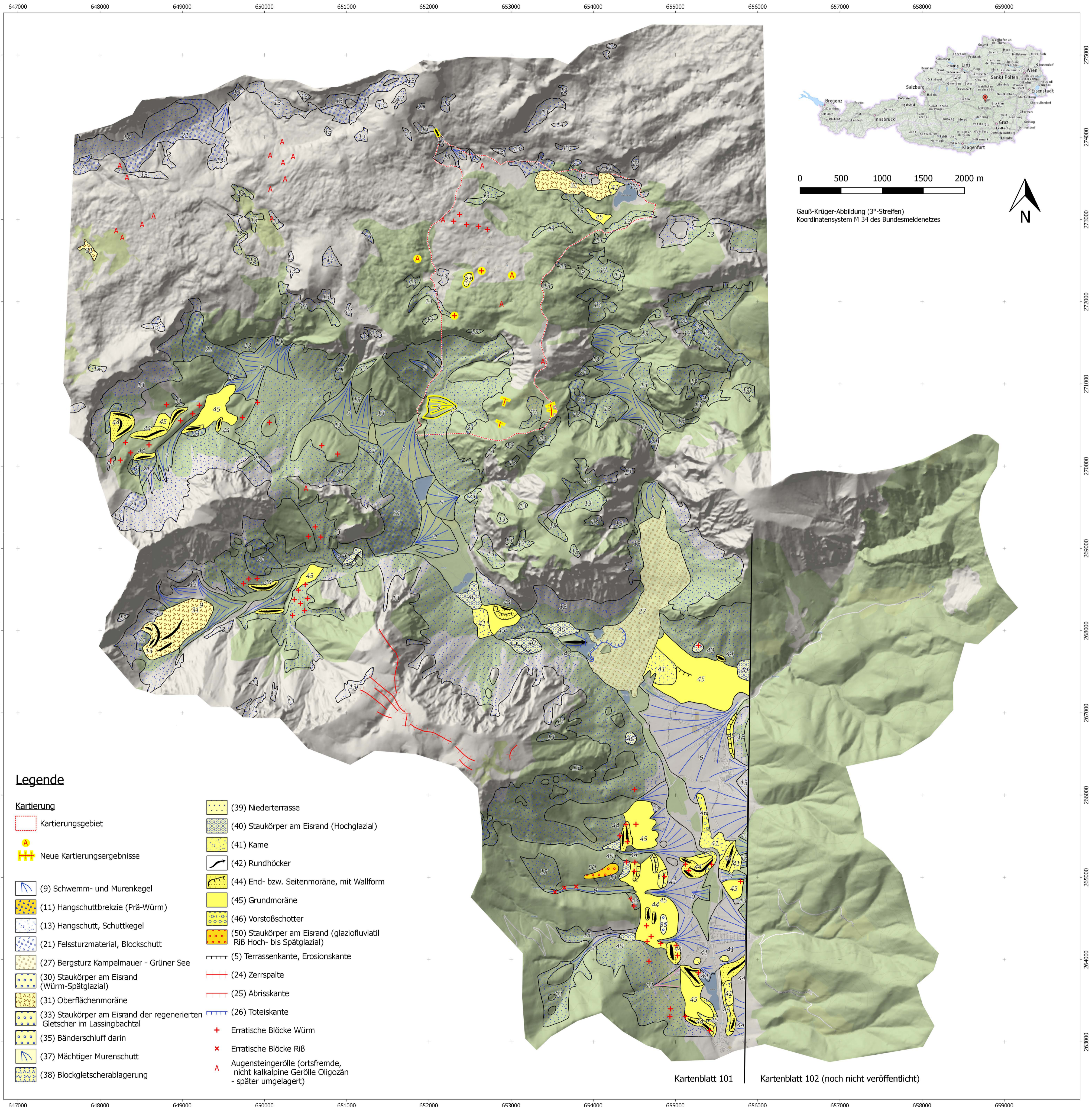
Eigene Kartierungen (gelbe Hervorhebung) und Kartierungen von G. BRYDA & VAN HUSEN

Maßstab 1:25.000

Höhenmodell im Raster 10 m
<https://www.data.gv.at>

Openstreetmap (WMS Server)
<http://ows.terrestris.de/osm/service>

Übersichtskarte
www.basemap.at



Legende

- | | |
|--|---|
| Kartierungsgebiet | (39) Niederterrasse |
| Neue Kartierungsergebnisse | (40) Staukörper am Eisrand (Hochglazial) |
| (9) Schwemm- und Murenkegel | (41) Kame |
| (11) Hangschuttbrekzie (Prä-Würm) | (42) Rundhöcker |
| (13) Hangschutt, Schuttkegel | (44) End- bzw. Seitenmoräne, mit Wallform |
| (21) Felssturzmaterial, Blockschutt | (45) Grundmoräne |
| (27) Bergsturz Kampelmauer - Grüner See | (46) Vorstoßschotter |
| (30) Staukörper am Eisrand (Würm-Spätglazial) | (50) Staukörper am Eisrand (glaziofluvial Riß Hoch- bis Spätglazial) |
| (31) Oberflächenmoräne | (5) Terrassenkante, Erosionskante |
| (33) Staukörper am Eisrand der regenerierten Gletscher im Lassingbachtal | (24) Zerrspalte |
| (35) Bänderschluft darin | (25) Abrisskante |
| (37) Mächtiger Murenschutt | (26) Toteiskante |
| (38) Blockgletscherablagierung | Erratische Blöcke Würm |
| | Erratische Blöcke Riß |
| | Augensteingerölle (ortsfremde, nicht kalkalpine Gerölle Oligozän - später umgelagert) |

Kartenblatt 101

Kartenblatt 102 (noch nicht veröffentlicht)