

Quartärgeologie, Geomorphologie und Lumineszenz Geochronologie im Riß- und Isartal

(Raum Vorderriß bis Hinterriß, nördliches Karwendel)

Benjamin SPITALER, 01415064

Innsbruck, August 2024

Diplom-/ Masterarbeit

eingereicht an der Universität Innsbruck, Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften,
zur Erlangung des akademischen Grades

Master of Science

Masterstudium Erdwissenschaften

Betreuer*in:

Assoz. Univ. Prof. Mag. Dr. Michael Meyer
Institut für Geologie

Univ.-Prof. Mag. Dr. Christoph Spötl
Institut für Geologie

Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre hiermit an Eides statt durch meine eigenhändige Unterschrift, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Alle Stellen, die wörtlich oder inhaltlich den angegebenen Quellen entnommen wurden, sind als solche kenntlich gemacht.

Die vorliegende Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form noch nicht als Magister-/Master-/Diplomarbeit/Dissertation eingereicht.

Datum

Unterschrift

Inhalt

1. Einleitung und Forschungsmotivation.....	7
2. Geographischer Überblick.....	8
3. Geologischer Überblick.....	9
4. Das Quartär in den Ostalpen.....	12
4.1. Das Würm Glazial	13
4.2. Eisdynamik des Inntalgletschers	15
4.2. Eisdynamik im Rißtal	16
5. Probennahme und Methodik.....	17
5.1. Geo-Information Systeme und Sedimentlogs.....	20
5.2. Pollenanalysen.....	22
5.3. Radiokarbondatierung	23
5.4. Mineralogische Analyse	23
5.5. Lumineszenz Datierungen	24
5.5.1. Bleaching (Signal Rücksetzung)	27
5.5.2. Bleaching Plateau Experiment	28
6. Ergebnisse	29
6.1. Sedimentäre Beschreibungen und Sedimentlogs.....	29
6.1.1. Kleiner Bockgraben.....	29
6.1.2. Kleiner Bockgraben oberer Bereich	31
6.1.3. Terrasse orographisch rechts des Weitkargraben	32
6.1.4. Staudengraben	33
6.1. Pollenanalyse.....	34
6.2. Radiokarbondatierung	35
6.3. Mineralogische Analysen mittels XRD.....	35
6.4. Delta-Systeme im Untersuchungsgebiet und deren Fazies.....	36
6.4.1. Topset (TS).....	37
6.4.2. Foreset (FS)	38
6.4.3. Distale Foresets (dFS)	38
6.4.4. Bottomset (BS)	38
6.4.5. Waterlain Till (WT).....	39
6.4.6. Till (T)	39
6.4.7. Fluviatile Fazies (FF)	39
6.4.8. Holozäne Seeablagerungen (HS).....	40
6.4.9. Gravitative Massenbewegungen (GM).....	40
6.5. Lumineszenz Datierungen	42
6.5.1. Dose recovery tests und Fading.....	42

6.5.2. Beschreibung Lumineszenz.....	44
6.5.3. Alters Ergebnisse.....	46
6.5.4. Bleaching (Signal Rücksetzung)	46
6.5.5. Bleaching Plateau Experiment	47
7. Interpretation und Diskussion.....	50
7.1. Lumineszenzalter und deren Belastbarkeit.....	50
7.1.1. HR-02	53
7.1.2. HR-T_WKG	53
7.1.3. VR-OI7-FG	54
7.2. Diskussion der Lumineszenzdatierungen	55
7.3. Talentwicklung im Hinterrißtal	58
7.3.1. Relative Alterskriterien im Hinterrißtal.....	58
7.3.2. Sedimentologie der Seephasen im Hinterrißtal	58
7.3.3. Position und Mechanismus der Stauung.....	62
7.3.4. Zeitliche Einordnung der Seephasen	65
7.3.5. Terrassen	68
7.3.3. Chronologische Talentwicklung.....	69
8. Schlussfolgerungen und Ausblick	74
8.1. Ausblick Lumineszenzdatierung	75
8.2. Ausblick quartärgeologische Untersuchungen	75
Literaturverzeichnis	76

Kurzfassung

Quartärgeologische und geochronologische Untersuchungen im Riß- und Isartal am Nordrand des Karwendels liefern neue Erkenntnisse über die glazialen Dynamiken und klimatischen Veränderungen während der Würm-Eiszeit, die die ersten Belege eines Gletschervorstoßes ins Alpenvorland während des MIS 3 und MIS 4 im Bereich der Ostalpen darstellen könnten. Basierend auf sedimentologischen und geomorphologischen Kriterien konnten im Hinterrißtal drei Seephassen identifiziert werden. Der zweiten Seephase konnte durch OSL-Feinkorndatierungen (4 - 11 µm) von Quarz und Feldspat ein OSL-Alter von 39 ± 2 ka zugewiesen werden. Dies könnte zeitlich im Zusammenhang mit der von Flörineth und Schlüchter (2000) postulierten südwärts gerichteten Migration der pazifischen Polarfront etwa 45 ka und dem Heinrich-Ereignis 4, dem Hemming (2004) ein Alter von 38 ka zuschreibt, stehen. Das Gletschermodell von Seguinot et al. (2018) beschreibt drei Vorstöße der inneralpinen Gletscher ins Alpenvorland während des Würm-Glazials: den Ersten im MIS 4, den Zweiten im MIS 3 und den Dritten im Zuge des Eisaufbaus des LGM. Der zweite Vorstoß korrespondiert zeitlich mit dem OSL-Alter der zweiten Seephase im Hinterrißtal. Diese Übereinstimmungen könnten darauf hindeuten, dass die Seephassen im Rißtal die Vorstöße des Inntalgletschers ins Alpenvorland während des Würm-Glazials dokumentiert haben. Diese Klimaarchive könnten neue präzise Fixpunkte für die Ausdehnung der Gletscher während der Würm-Eiszeit darstellen und zum besseren Verständnis des Gletschersystems und den zugrunde liegenden klimatischen Faktoren beitragen.

Ein wesentlicher Teil dieser Arbeit bestand in der Anwendung und Validierung der OSL-Feinkorndatierung in alpinen quarz- und feldspatarmen glazialen Ablagerungsmilieus. Die Ergebnisse zeigen, dass: (i) selbst in silikatarmen Einzugsgebieten ausreichende Mengen datierbaren Materials vorhanden sind; (ii) die Lumineszenzsignale der Proben überwiegend von schnellen Komponenten dominiert werden, was eine zuverlässige Bestimmung der Äquivalentdosis (D_e -Wert) ermöglicht. Zur Sicherstellung der Zuverlässigkeit der OSL-Datierungen wurde in dieser Arbeit ein Bleaching-Plateau-Experiment nach Reimann (2015) für die Feinkorndatierung adaptiert und getestet. Die Beurteilung und Quantifizierung der Signalrücksetzung basiert dabei auf der Messung und dem Vergleich mehrerer Lumineszenzsignale mit unterschiedlichen Bleichraten. Die Ergebnisse dieser Tests deuten darauf hin, dass diese Methode geeignet sein könnte den Grad der Signalrücksetzung zu bestimmen und zu quantifizieren. Diese Methode würde dadurch eine der größten Unsicherheiten der Feinkorndatierung in glazialen Kontexten beheben und somit die Zuverlässigkeit der resultierenden OSL-Alter signifikant verbessern.

Abstract

Quaternary geological and geochronological investigations in the Riß and Isar valley, on the northern edge of the Karwendel, provide new insights into glacial dynamics and climatic changes during the Würm glaciation, which could represent the first evidence of a glacier advance into the Alpine foreland during MIS 3 and MIS 4 in the Eastern Alps. Based on sedimentological and geomorphological criteria, three lake phases were identified in the Hinterriß valley. The second lake phase is showing an OSL age of 39 ± 2 ka through OSL fine-grain dating (4-11 μm) of quartz and feldspar. This may be related to the southward migration of the Pacific polar front around 45 ka, as postulated by Florineth and Schlüchter (2000), and the Heinrich Event 4, which Hemming (2004) dates to 38 ka. The glacier model by Seguinot et al. (2018) describes three advances of the inner Alpine glaciers into the foreland during the Würm glaciation: the first during MIS 4, the second during MIS 3, and the third during the ice build-up of the LGM. The second advance corresponds in time with the OSL age of the second lake phase in the Hinterriß valley. These correlations could indicate that the lake phases in the Riß valley are archives of the advances of the Inn Valley Glacier into the Alpine foreland during the Würm glaciation. These climate archives could provide new precise reference points for the extent of glaciers during the Würm glaciation and contribute to a better understanding of the glacier system and the underlying climatic factors.

A significant part of this work is the application and validation of OSL fine-grain dating in alpine glacial depositional environments which are scarce on quartz- and feldspar. The results show that: (i) sufficient amounts of datable material are present even in silicate-poor catchments; (ii) the luminescence signals of the samples are predominantly dominated by fast components, suitable for reliable determination of the equivalent dose (De value). To ensure the reliability of the OSL ages, a bleaching plateau experiment according to Reimann (2015) was adapted and tested for fine-grain dating in this study. The assessment and quantification of signal resetting is based on the measurement and comparison of multiple luminescence signals with different bleaching rates. The results are indicating that this method could be suitable for determining and quantifying the degree of signal resetting. This method would thus address one of the greatest uncertainties in fine-grain dating in glacial contexts and significantly improve the reliability of the resulting OSL ages.

1. Einleitung und Forschungsmotivation

Alpine Gletscher und Eisstromnetzwerke sind sensible Klima- und insbesondere Temperaturindikatoren (Kerschner 2009; Change 2022; Hock et al. 2019). Somit kann eine detaillierte Rekonstruktion der raumzeitlichen Veränderung von Gletschern und Eisstromnetzwerken während des Quartärs entscheidend zu einem besseren Verständnis der alpinen Landschaftsgenese und den damit verbundenen paläoklimatischen Verhältnissen beitragen. Das übergeordnete Ziel dieser Arbeit ist es, die komplexen Gletscherdynamiken während der Würm Eiszeit und des Holozäns zu untersuchen und insbesondere mittels optischen Datierungsmethoden zeitlich einzuordnen. Diese Arbeit konzentriert sich auf ein Untersuchungsgebiet in den Nördlichen Kalkalpen (Karwendel) am Nordrand der Ostalpen. Dort dienen durch Gletschervorstöße entstandene Eisrandstauseen und deren Sedimente als temporäre Sedimentfallen und somit Eisrandmarker. Sie erlauben zwar keine Feststellung der Maximalausdehnung, aber ermöglichen es die relative Dynamik von Haupt und Nebeneisströmen zu rekonstruieren. Durch numerische Altersdatierungen dieser Sedimente können diese räumlichen Informationen mit Klima- und oder Gletschermodellen abgeglichen werden und wertvolle Kalibrierungspunkte (Kontrollpunkte) darstellen.

Die Untersuchungen konzentrieren sich auf sedimentäre Ablagerungen und geomorphologische Geländeformen im Hinterrißtal und in Vorderriß, speziell im Konfluenzgebiet des Rißbaches und der Isar. Geomorphologische Formen, wie Terrassen und Moränen, werden im Gelände und durch Geoinformationssysteme kartiert. Die Sedimente werden anhand von Aufschlüssen untersucht, die durch erosive Prozesse (Einschneiden von Rißbach, Isar und den zufließenden Seitengerinnen) freigelegt wurden. Durch die Beschreibung und Interpretation der Sedimente und Geländeformen werden diese unterschiedlichen Entstehungsprozesse zugeordnet. Darauf basierend kann eine prozessorientierte Ablagerungsabfolge rekonstruiert werden. Diese Arbeit kombiniert die im Zuge der Arbeiten von Brandstätter (2006), Büsel (2008), Mair (2014) und Schellhorn (2021) gewonnenen Erkenntnisse (Aufschlussprotokolle, Sedimentprofile und Altersdaten) und erweitert diese um eigene sedimentologische und geomorphologische Untersuchungen. Das Herzstück der vorliegenden Arbeit ist ein methodisch umfassende Lumineszenzdatierungskampagne an einer Reihe wichtiger Quartäraufschlüsse an der Isar und dem Rissbach.

Für paleoklimatische Untersuchungen sind numerische Altersdatierungen von größter Bedeutung. Erst durch die so gewonnenen Altersinformationen wird eine Zuordnung von räumlichen Informationen zu paleoklimatischen Verhältnissen ermöglicht. Im Zuge dieser Arbeit wird die Anwendbarkeit der Lumineszenzdatierung von Feinkornsedimenten (4 - 11 µm) in einem quarz- und feldspatarmen glazialen Ablagerungsmilieu untersucht. Aufgrund des karbonatdominierten Einzugsgebiets ist die Verfügbarkeit von datierbarem Material (Quarz und Feldspat) nicht gesichert und wird im Zuge dieser Arbeit getestet. Probleme, die mit der Datierung von glazialen Sedimenten verbunden sind, umfassen Quarz mit schwachen Lumineszenzsignalen und das partielle Nullstellen des Lumineszenzsignals

(Fuchs und Owen 2008). Für die Sedimente im Untersuchungsgebiet existiert keine unabhängige numerische Alterskontrolle (z.B. aufgrund fehlenden organischen Materials). Dennoch deuten sedimentologische Kriterien, wie zum Beispiel der Grad der Überverdichtung der Sedimente und das Vorkommen von gebrochenen Klasten, stark auf eine Eisbelastung während des letzten glazialen Maximums (LGM) hin und liefern somit einen unabhängigen relative Alterskontrolle für die vorliegende Arbeit.

Ziel dieser Masterarbeit ist es, durch die Kombination von sedimentologischen Untersuchungen, geomorphologischen Beobachtungen und geochronologischen Datierungen neue Erkenntnisse über die Gletscherdynamik am Karwendelnordrand, insbesondere während des LGM Eisaufbaues zu gewinnen und dadurch neu Paläoklimainformationen für den Nordrand der Ostalpen zu generieren.

2. Geographischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Karwendel, einem Gebirgszug in den Nördlichen Kalkalpen (NKA) am Nordrand der Ostalpen. Es erstreckt sich vom bayerischen Teil des Karwendelgebirges, in den Ortsgebieten der Gemeinden Lenggries (Vorderriß ist der südlichste Gemeindeteil von Lenggries) und Jachenau im oberbayerischen Landkreis Bad Tölz-Wolfratshausen, über die deutsch-österreichische Staatsgrenze hinweg, in den innersten Bereich des Rißtales, das sich im Ortsgebiet der österreichischen Gemeinde Hinterriß befindet. Die Gemeinde Hinterriß gehört zu den Gemeinden Vomp und Eben am Achensee, wobei der Rißbach die Gemeindegrenze darstellt.

Im Süden begrenzt der Karwendelhauptkamm und im Osten die Sonnjochgruppe das Hinterrißtal. Wie in Abbildung 1 erkennbar, verläuft das Tal von der Eng Alm aus in NE-SW-Richtung, bis es im Bereich der Hagelhütte zu einer NWW-SEE-Orientierung wechselt. Im Ort Hinterriß ändert sich die Orientierung erneut und verläuft von dort aus Richtung NNW-SSO, bis es bei Vorderriß in das Ost-West verlaufende Isartal mündet.

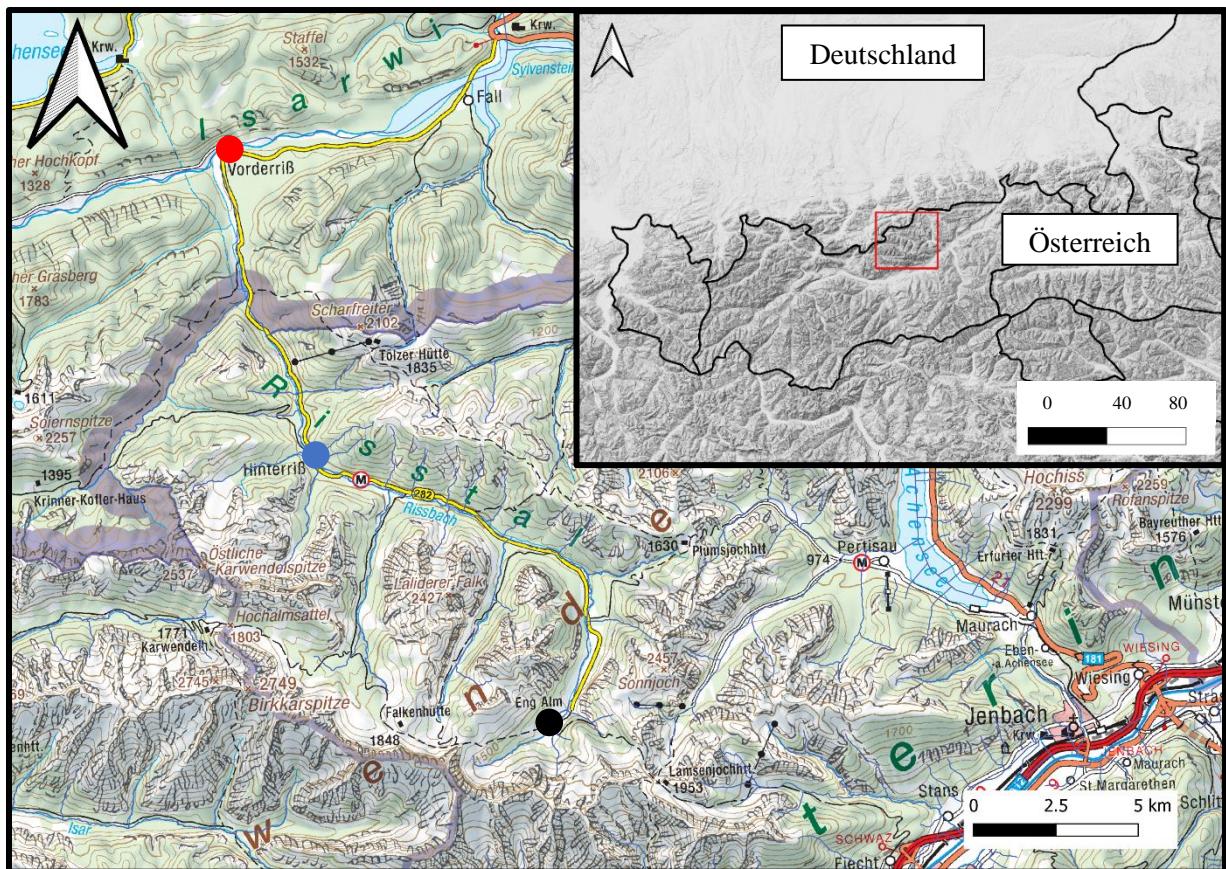


Abbildung 1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebiets, welches sich von Vorderriß (roter Punkt) über Hinterriß (blauer Punkt) bis zur Eng Alm (schwarzer Punkt) erstreckt (Grundkarte: ÖK 50 Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen; basemap.at)

3. Geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet befindet sich aus geologischer Sicht in den NKA, die als thin-skinned fold-and-thrust belt (dünnhäutigen Falten- und Überschiebungsgürtel) während der kretazischen Gebirgsbildung angelegt wurden und dem Ostalpin zugeordnet werden (Schmid et al. 2004; Tollmann 1976). Bei den Festgesteinen handelt es sich überwiegend um Karbonate, die auf den Megakarbonatplattformen der Trias und des Juras, am östlichen passiven Kontinentalrand Pangäas, abgelagert wurden (Schmid et al., 2004). Abbildung 2 zeigt die Verbreitung der karbonatischen Hauptlithologien sowie der in diese eingeschalteten quarzführenden Einheiten (Alpiner Buntsandstein, Raibl-Gruppe, Reifling-Formation und Ruhpoldinger Radiolarit) im Einzugsgebiet des Hinterrißtals.

Das Rißtal ist ein von Gletschern geformtes Trogtal, das mit Sedimenten des Oberen Pleistozäns und des Holozäns verfüllt ist. Entlang des Rißbachs und der Isar sind durch Erosion außergewöhnlich gut freigelegte Sedimente des Oberen Pleistozäns und des Holozäns aufgeschlossen. Im Untersuchungsgebiet können außerdem geomorphologische Merkmale, wie Moränen und Terrassenformationen, beobachtet werden. Aufgrund der morphologischen Gegebenheiten spielen die Bereiche entlang des Rißbachs und der Isar für die Talentwicklung eine bedeutende Rolle, weshalb sich ein Großteil der Untersuchungen auf diese niedrigsten Talbereiche konzentriert.

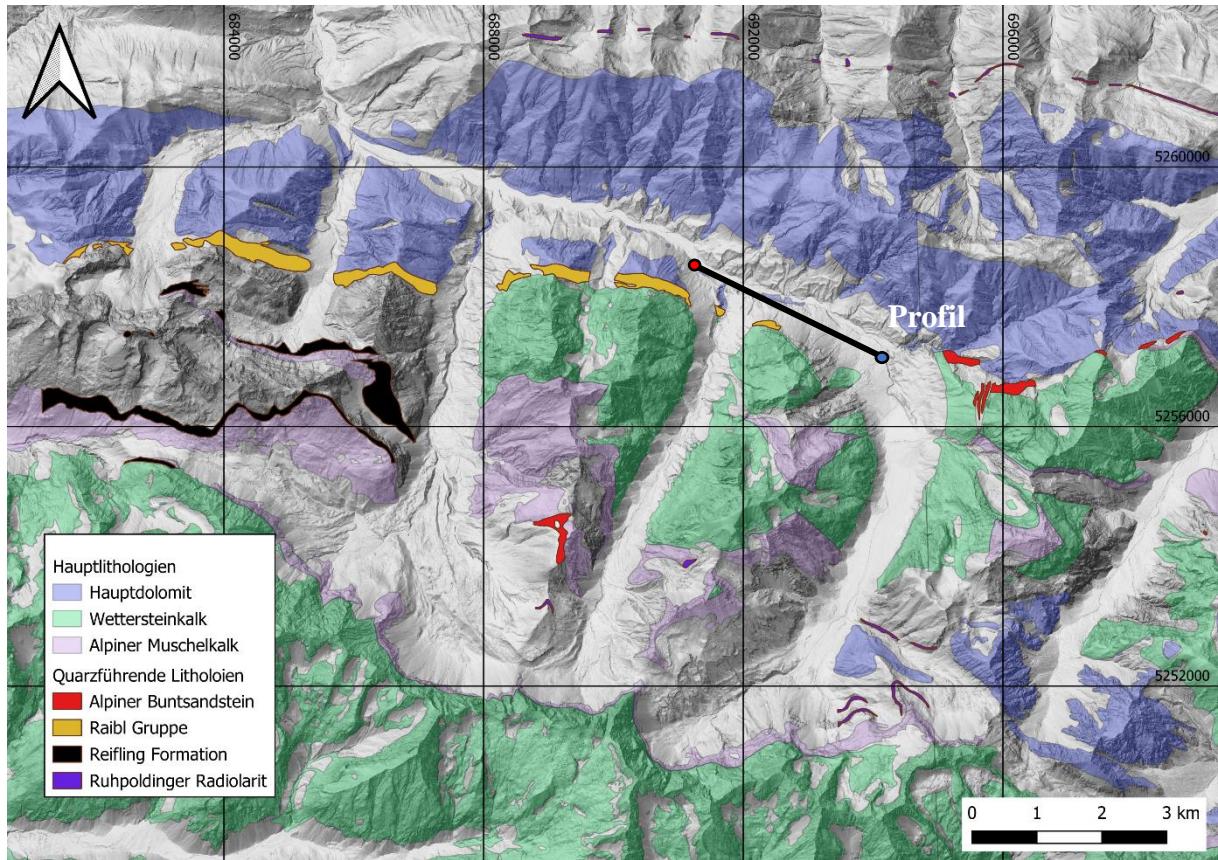


Abbildung 2 - Digitales Geländemodell des Mittleren- bis Hinterrißtals mit der Verbreitung Hauptlithologien und der quarzführenden Lithologien im Hinterrißtal. Nicht gefärbte Bereiche stellen quartäre Ablagerungen oder nicht in der Legende angeführte Lithologien dar. Schwarze Linie zeigt den Verlauf von Profil 1 im mittleren Hinterrißtal von der Kreuzbrücke (rot gefüllter Punkt) bis zur Hagelhütte (blau gefüllter Punkt). (Grundkarte: basemap.at; Datenquellen: Geofast Karte 1:50000; Blatt 118 und 119, Stand 2008, GeoSphere Austria)

Aus großtektonischer Sicht repräsentieren die NKA die permo-mesozoische Sedimentbedeckung des Austroalpins (Schmid et al. 2004; Tollmann 1976). Aus paläogeographischer Sicht wurden die Sedimente der NKA großteils im Schelfbereich des östlichen passiven Kontinentalrands Pangäas, auf der Eurasischen Kontinentalplatte, abgelagert. Die Ablagerung erfolgte im Meliata Ozean, welcher einen Teil der Neotethys darstellt (Schmid et al., 2004).

Mit dem Zerbrechen Pangäas im Jura ertrank dieses Schelf und das Ablagerungsmilieu änderte sich von flachmarinen zu tiefermarinen Bedingungen. Dabei wurden Südamerika, Afrika, Arabien und Indien von Nordamerika und Eurasien getrennt. Dieses Zerbrechen trennte ebenfalls die Adriatische bzw. Apulische Mikroplatte vom eurasischen Kontinentalrand ab. Zwischen der Apulischen Mikroplatte, auf der sich das Austroalpin und damit auch die NKA befanden, und Eurasien öffnete sich der Piemont-Liguria-Ozean. Mit Beginn der Kreide änderten sich die tektonischen Bewegungsrichtungen, was die kretazischen Gebirgsbildung, die zu einer Deckenstapelung innerhalb der NKA führte und die Schließung des Piemont-Liguria-Ozeans einleitete. Die NKA stellen den thin-skinned fold-and-thrust belt des Ostalpins bei der kretazischen Gebirgsbildung dar. Dieser Überschiebungsgürtel wurde in der

Unterkreide gestapelt. Am Beginn der Oberkreide verlieren die NKA ihr Vorland und ihr Grundgebirge und sie überlagern seit dieser Zeit direkt die penninischen Decken. Die Verfaltung setzte sich kontinuierlich bis ins Neogen fort und ist durch synorogene Sedimente, die die gestapelten Decken überlagern (Branderfleck-Formation, Gosau-Gruppe), dokumentiert. Die heutigen Alpen und deren komplexe Erscheinungsformen entstanden vor 35 - 40 Millionen Jahren bei der Kollision der europäischen und adriatischen Platte im späten Eozän (Schmid et al. 2004).

Basierend auf ihrer relativen paläogeographischen Position am Kontinentalrand von Pangäa zum Neotethys-Ozean in der Trias wurden die Decken der NKA von Tollmann (1976) in Deckensysteme zusammengefasst. Die vom äußeren Kontinentalrand abgeleiteten Einheiten werden zum Juvavischen Deckensystem gezählt, die Einheiten vom Schelfknick und dahinter zum Tirolisch-Norischen Deckensystem und die kontinentnäheren Einheiten zum Bajuvarischen Deckensystem. Alle diese Deckensysteme werden in zahlreiche Einzeldecken weiter unterteilt, z.B. gehören in den westlichen Kalkalpen die Allgäu-Decke zum Tiefbauvarikum, die Lechtal-Decke zum Hochbauvarikum und die Inntal-Decke und Krabachjoch-Decke zum Tirolikum (Tollmann 1976).

Die in Abbildung 2 gezeigten Lithologien gehören nach Tollmann (1976) dem kontinentnahen Bajuvarischen Deckensystem an und wurden in folgender stratigraphischer Reihenfolge (von jung nach alt) abgelagert.

- Hauptdolomit (grauer bis graubrauner gebankter Dolomit; Oberes Karnium - Norium).
- Raibl Gruppe ungegliedert (Tonstein, Mergel, Sandstein, Kalkstein, Dolomitstein; Karnium)
- Wettersteinkalk (gebankter bis massiger Kalkstein; Oberes Oberanisium - Unteres Karnium)
- Reifling Formation (grauer bis schwarzer allodatischer Kieselkalk, Hornsteinkalk und - dolomit; Oberes Oberanisium - Unteres Karnium)
- Alpiner Muschelkalk (dunkler Kalk und Dolomit, Rauhwacke, Brekzie; Anisium)
- Alpiner Buntsandstein (bunter meist rötlicher Quarzsandstein; Untertrias)

Derzeit werden die Decken der NKA, unter Berücksichtigung von durchreißenden Überschiebungen, neu bearbeitet. Diese Neubearbeitung bringt eine Umbenennung der Decken der westlichen Kalkalpen mit sich: Die kombinierte Lechtal- und Inntal-Decke wird zur Karwendel-Decke, die kombinierte Lechtal-Decke im Liegenden der Inntal-Decke und Allgäu-Decke wird zur Tannheim-Decke (Kilian und Ortner 2019).

4. Das Quartär in den Ostalpen

Das Quartär stellt die jüngste erdgeschichtliche Zeitepochen dar und beginnt nach aktueller chronostratigraphischer Einteilung vor 2,58 Ma. Das Quartär wird in das Pleistozän (2,58-0,012 Ma) und Holozän (0,012 Ma bis jetzt) unterteilt und ist durch die Entstehung ausgedehnter Vergletscherungen in den gemäßigten nördlichen Regionen gekennzeichnet (Gibbard und Head 2009). In Österreich fehlen im Altpleistozän (2,58 – 0,78 Ma) Hinweise auf Vergletscherungen, paläomagnetisch korrelierte Lösspaläobodensequenzen deuten auf wärmere Bedingungen als im Mittelpleistozän (0,78 – 0,13 Ma) hin (van Husen und Reitner 2011). Während des Mittelpleistozän und Jungpleistozän sind vier Großvergletscherungen (Günz, Mindel, Riß und Würm) belegt. Diese sind mit Sedimenten aus der Vorstoßphase überlagert von Grundmoräne, Endmoränen im Alpenvorland und damit verknüpfte Terrassenschüttungen sowie Lössakkumulation dokumentiert (van Husen und Reitner 2011). Wie in Abbildung 3 erkennbar, werden die jüngsten Großvergletscherungen Riß und Würm von van Husen und Reitner (2011) basierend auf geochronologischen Daten mit den Marinen Isotopenstufen (MIS) 6 und 2 korreliert. Für Günz und Mindel scheint eine Gleichzeitigkeit mit den Phasen massiver globaler Klimaver- schlechterung während MIS 16 und MIS 12 plausibel (van Husen und Reitner 2011). Die verwendeten MIS Bezeichnungen und Altersangaben der zeitlichen Ausdehnung dieser basieren auf den $\delta^{18}\text{O}$ -Daten von benthischen Foraminiferen des „LR04 stacks“ von Lisiecki und Raymo (2005). Die MIS sind aus Sauerstoffisotopenkurven von Tiefseekerndaten abgeleitete. Ausgehend von der Holozän, das nach dieser Nomenklatur auch als MIS 1 bezeichnet wird, haben die Stufen mit geraden Zahlen hohe Werte an Sauerstoffisotopen (^{18}O) und stehen für kalte Perioden, während die ungeraden Stufen niedrige Sauerstoffisotopenwerte aufweisen und warme Zeiten repräsentieren. Wie in Abbildung 3 erkennbar sind einige Stufen wie MIS 5 in Unterstufen unterteilt, wobei 5a, 5c und 5e „warm“ und 5b und 5d „kalt“ sind. Warmphasen innerhalb eines glazialen Zyklus wie z.B. MIS 3 innerhalb des Würm Glazial werden Interstadiale und Kaltphasen (z.B. MIS 4) Stadiale genannt.

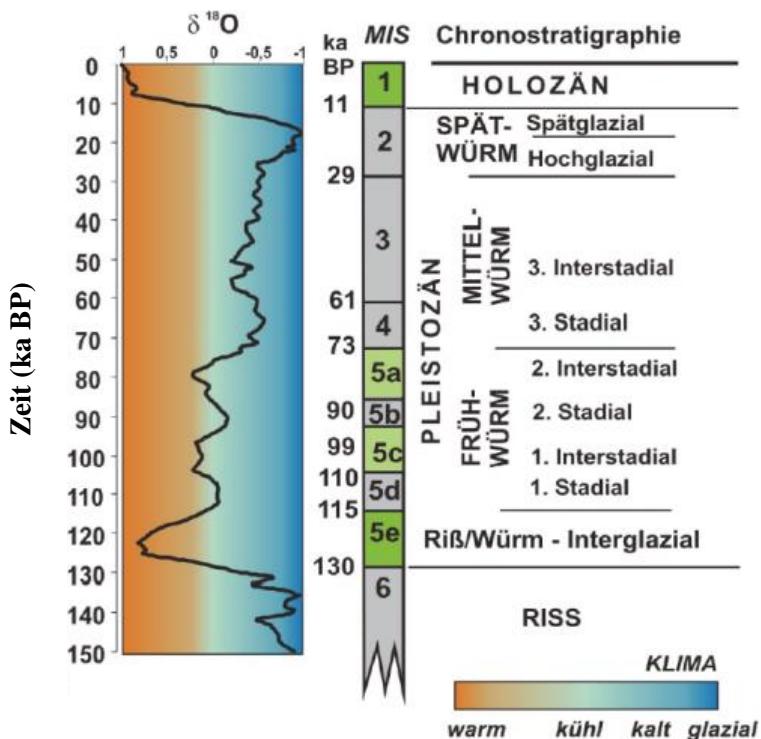


Abbildung 3: SPECMAP mit Zeitskala und den Marinens Isotopenstufen (MIS) nach MARTINSON et al. (1987) sowie mit der Nomenklatur nach CHALINE & JERZ (1984) MIS mit gut definiertem Waldphasen sind grün markiert. MIS mit gut definierten Walddphasen sind grün markiert (Verändert nach Reitner 2011).

4.1. Das Würm Glazial

Das Würm Glazial ist in den Ostalpen seit Jahrzehnten Gegenstand intensiver Forschung. In alpinen Tälern hat die starke glaziale Überprägung der Landschaft direkten Einfluss auf Hangstabilität, Sedimentverteilung und die Art der Sedimente am Talboden. Diese Faktoren bestimmen maßgeblich die Landnutzung in alpinen Regionen und sind dadurch von großer gesellschaftlicher Relevanz. Diese Arbeit beschäftigt sich großteils mit Ablagerungen und Geländeformen die während dem Würm Glazial entstanden sind. Deshalb wird hier ein chronologischer Überblick des Würm Glazials in den Ostalpen beginnend mit dem Eem-Interglazial gegeben.

Das Eem-Interglazial (MIS 5e; 130 – 115 ka) repräsentiert die Zeitspanne zwischen der Riß- und Würmkaltzeit, diese Zeitspanne ist durch wärmere Temperaturen und dem Fehlen von ausgedehnten Vereisungen gekennzeichnet ist. Durch diese klimatisch günstigeren Bedingungen als im MIS 5e bildeten sich in den Ostalpen ausgedehnte Laub- und Nadelwälder (Abbildung 3 grün markierte MIS), mit dem Übergang in die klimatisch schlechteren Bedingungen des MIS 5d (115 - 110 ka), dem Stadial, begannen die ersten Kältephasen des Frühwürms und es kam zum Rückzug wärmeliebender Flora, und zur Ausbreitung einer Tundra ähnlichen Vegetation in den Nordalpen (Ivy-Ochs et al. 2008; Welten 1981). Diese Kaltphasen (Stadiale MIS 5d und 5a) wurden durch zwei Interstadiale (MIS 5a und 5c) unterbrochen, während derer es zur Ausbreitung von borealen Wäldern im Ostalpenraum kam. Während der beiden Stadiale (MIS 5d und 5b) kam es zu starker Aggradationsentlang der alpinen Talböden (Ivy-Ochs et al. 2008). Uran-Thorium-Datierungsergebnisse von Speleothemen deuten darauf hin, dass das

Inntal von MIS 5c bis 5a (ca. 102 ka bis 70 ka) eisfrei war (Spötl und Mangini 2006). Die Lokalgletscher der Kitzbüheler Alpen erreichten dabei nicht ihre maximale Ausdehnung wie im Hoch-Würm, was belegt, dass neben dem Inntal auch andere Haupttäler der Ostalpen während dieser Zeit eisfrei blieben (Reitner 2005, 2007).

Der Übergang vom Interstadial MIS 5a auf das Stadial MIS 4 (73 – 60 ka) stellt den Beginn des Mittel-Würm dar und es herrschten erneut Tundra ähnliche Bedingungen. Diese kühlen und trockenen Bedingungen begünstigen starke fluviatile Schüttungen (Reitner 2011). In Pollenprofilen des Alpenrandes (Mondsee und Samerberg) ist diese Zeitspanne durch starke Sedimentumlagerung gekennzeichnet und nur bruchstückhaft erhalten, dadurch sind detaillierte paläoklimatische Aussagen nicht möglich (Drescher-Schneider 2000).

Das nächste Interstadial (MIS 3) repräsentiert die zweite Phase des Mittelwürms (60 – 29 ka). Während dieser Zeitperiode kam es zu extremen Klimaschwankungen, die durch langsame Abkühlungen und darauffolgender rapider Erwärmungen, sogenannte Dansgaard-Oeschger (D/O) events charakterisiert sind (Reitner 2011). Spötl und Mangini (2002) konnten mithilfe von $\delta^{18}\text{O}$ -Profilen und U/Th Datierungen eines zwischen 57 – 46 ka durchgehend gewachsenen Stalagmiten aus den Zentralalpen Österreichs mehrere D/O-Erwärmungen nachweisen. ^{14}C - und Lumineszenzdatierungen von Bändertonen in Baumkirchen lassen auf ein zumindest teilweise am Ende von MIS 3 schließen. Für diese Tone wurde von Spötl et al. (2013) ein Radiokarbonalter zwischen 33.8 und 35.9 cal ka BP (2σ) und von Klasen et al. (2007) ein OSL-Alter zwischen 35 und 45 ka postuliert. Der Übergang von Mittel- zu Spätwürm dürfte dabei mit der Bildung des Achenseedamms, der auch für die Stauung der Baumkirchner Tone verantwortlich sein dürfte, zusammenfallen (Poscher G. 1994)

Im Hochglazial (MIS 2) dürften die Gletscher die Haupttäler dann vor etwa 25 – 24 ka erreicht haben (van Husen 2004). Der Gletschervorstoß ist mit einer großräumigen Sedimentation verbunden und zeigt sich in den, über den Baumkirchner Bändertonen liegenden, Vorstoßschottern und der darüber abgelagerten Grundmoräne. Die Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) definierte den Beginn des Oberen Würm und damit auch den Beginn des Würm-Hochglazials mit dem Einsetzen der Vorstoßschotter im Hangenden der Bänderschluffe von Baumkirchen. Basierend auf Radiokarbonaltern von Geyh und Schreiner (1984), Schreiner (1997) und Schlüchter C. und Röthlisberger C. (1995) kam es in den Alpen ab ca. 24 ka cal BP zu einem rapiden Eisaufbau, ausgedehnten Eisströmen und der Entstehung von Piedmont-Gletschern bis ins Alpenvorland (Preusser 2004). Vor ca. 21 ka erreichte die Ausdehnung ihr Maximum und dauerte für ca. 3000 - 4000 Jahre an (van Husen 1997). Global wuchsen die Eisschilde von 33 bis 26.5 ka, das Maximum wurde bis vor ca. 19 - 20 ka aufrechterhalten (Clark et al. 2009).

Die ersten inneralpinen sedimentären Belege für einen rapiden Eisschwund wurden im Unterinntal von Reitner (2005, 2007) in Form von hochgelegenen Staukörpern am Eisrand dokumentiert. Laut Reitner

(2005, 2007) hat das Eisstromnetz unmittelbar nach dem LGM einen rapiden Eisschwund erfahren und lag nur mehr als stagnierender, ohne erkennbare Unterbrechung abschmelzender, Eiskörper vor. Die Datierung von Deltasedimenten einer Eisstauseeterrasse bei Hopfgarten im unteren Brixental ergab nach Klasen et al. (2007) ein OSL-Alter von ca. $18,7 \pm 1,7$ ka. Somit muss zu dieser Zeit das Tal oder zumindest Teile davon bereits eisfrei gewesen sein. Dieser Zeitraum markiert den Beginn des früheren Spätglazials.

Durch Ivy-Ochs et al. (2023a, 2023b) wurde basierend auf Oberflächenexpositionsdatierungen (^{10}Be) und Interpretationen glazialer Landschaftsformen folgende spätglaziale Stadiale neu definiert: Das Gschnitzstadial (17 - 16 ka; (Ivy-Ochs et al. 2023a)) und darauf folgt das Bølling/Allerød Interstadialen (14,6 – 12,7 ka; (Ivy-Ochs et al. 2023b)). Die Jüngere Dryas Kaltphase ist repräsentiert durch die Moränen des Egesen-Stadials mit einem Alter von ca. 12.5 ka (Ivy-Ochs et al. 2008). Am Ende dieser Kaltphase und im frühen Holozän, welches um 11.7 ka begann, führten ansteigende trockene Bedingungen zu einem Abschmelzen der Gletscher (Ivy-Ochs et al. 2009).

4.2. Eisdynamik des Inntalgletschers

Der Ursprung des Inntalgletschers befindet sich im Oberlauf des Inns, der auch Engadin genannt wird. In das Einzugsgebiet des Inntalgletschers (Inntal) münden im Oberinntal weitere große zentralalpine Täler wie das Paznauntal, Kaunertal, Pitztal oder Ötztal, was während Eisaufbauphasen zu gegenseitigen Blockaden dieser Gletscher und zum Eisaufbau des Inntalgletschers beitrug (van Husen 2000). Bei Gletschervorstößen stößt der Oberinntalgletscher aus dem Engadin und die zentralalpinen Gletscher in das Inntal vor und während des LGM stieß der Inntalgletscher wiederum bis ins Alpenvorland vor (van Husen 2000). Der Loisach/Isargletscher bildete sich aus lokalen Gletschern in den NKA und wurde während des LGM erheblich durch Eistransfluenz aus dem Inntal ergänzt. Diese Transfluenz erfolgte vor allem an drei größeren Lücken in den Gebirgsketten der NKA: über den Fernpass, den Seefelder Sattel und über die Achensee Schwelle (Dreesbach 1986; van Husen 1987, 2004; Fiebig et al. 2011). Dies ist sehr gut belegt durch Kristallingeschiebe in den Würmsedimenten der Loisach und Isar (Penck A. und Brückner E. 1909; Dreesbach 1986). Der große Anteil kristalliner Geschiebe nördlich der NKA lässt einen starken Eisaufbau im Oberinntal zwischen Innsbruck und Landeck (evtl. durch Blockade des Silltal- und Zillertal-Gletschers) und folglich höhere Transportraten über den Fernpass, bzw. den Seefelder Sattel, als über die Achensee Schwelle vermuten (van Husen 2000). Durch das zusammenfließen der Gletscher im Oberinntal und die möglichen Stausituationen durch den Sill- und oder Zillertalgletscher vermutet van Husen (2004) bei Gletschervorstößen eine Eistransfluenz über den Fernpass, bzw. dem den Seefelder Sattel, noch bevor sich in den lokalen in den NKA befindlichen Einzugsgebieten des Loisach-Isar Gletschers große Eismassen bilden konnten. Der von Dreesbach (1986) beschriebene Anteil von bis zu 35 % an kristallinen Geschieben in den Würmsedimenten des Loisach-Isar Gletschers könnte im Zusammenhang mit dieser straken Eistransfluenz stehen. Zusätzlich könnten die höheren Einzugsgebiete des Inntalgletschers, im Vergleich mit denen des Loisach-Isar

Gletschers, in Verbindung mit einer Hauptanströmungsrichtung feuchter Luft aus Süden (Florineth und Schlüchter 2000) zu einem rascheren Eisaufbau im Oberinntal geführt haben.

4.2. Eisdynamik im Rißtal

Der Rißtalgletscher dürfte sich laut Kuhn (1993) während des LGM aus den drei kleinen Kargletschern südlich des Ahornbodens (2180 – 2340 m ü. NN), im Hauptkamm des Karwendels, gebildet haben. Sommerhoff (1971, 1977) vermutet eine mehrfache Blockade und Bildung mehrere temporären Seephassen im Rißtal während des letzten Glazials durch Gletscher aus den Seitentälern, das sind das Laliderer-, Johannes- und Tortal.

Laut aktuellem Forschungsstand kann davon ausgegangen werden, dass sich der Rißtalgletscher unbeeinflusst von Eistransfluenz des Inntalgletschers gebildet hat, zumindest was den südlichen Teil des Einzugsgebietes betrifft. Aus südlicher Richtung dürfte mit großer Wahrscheinlichkeit der mächtige Karwendel Hauptkamm, eine Eistransfluenz vom Inntalgletscher verhindert haben (Mutschlechner 1948; van Husen 1987, 2004). Wie in Abbildung 4 angedeutet wäre im Osten eine Transfluenz über das Plumsjoch (Abbildung 4, Punkt 1) möglich, laut Mutschlechner (1948) zeigt jedoch keiner der beiden südlicheren Sattel, Sonnsattel (Abbildung 4, Punkt 2) und Lamsenjoch (Abbildung 4, Punkt 3), ein Vorkommen von erratischen Geschieben, die auf eine Überschreitung der Inttaleismassen hindeuten würden. Eine Transfluenz im Westen über den Hochalmsattel (Abbildung 4, Punkt 4) wird ebenfalls als sehr unwahrscheinlich betrachtet, da Lokaleis eine Transfluenz behindert hätte und bis heute keine Beweise, in Form von erratischen Geschieben gefunden wurden (Mutschlechner 1948; Büsel 2008). Im nördlichen Rißtal hingegen finden sich im Bereich Ferein Alm (Abbildung 4, Punkt 5) (Brandstätter 2006) sowie im Bereich des Tortales (Mutschlechner 1948) Evidenzen für Transfluenz. Mutschlechner (1948) und Büsel (2008) beschrieben ebenfalls kristalline Geschiebe im Bereich von Hinterriß und an der Mündung des Rohntals. Weiter südlich von Hinterriß belegen Funde von Erratika ebenfalls einen Eintrag in das Gebiet des Rißgletschers, wobei das Inttaleis vermutlich großteils über das Fermersbachtal transportiert wurde. Funde von Erratika südlich des Vorderskopfes, bei Vordersbachau (Abbildung 4, Punkt 6), deuten ein Überfließen des Eises vom Fermersbachtal ins Rißtal an (Mutschlechner 1948, Brandstätter 2006).

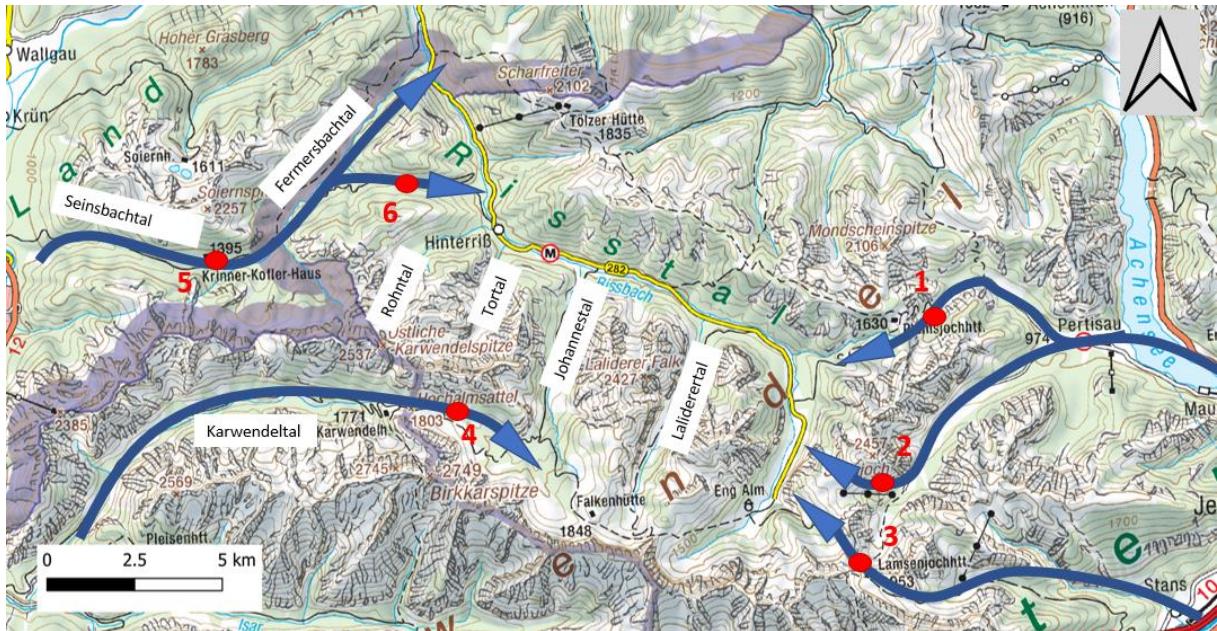


Abbildung 4: Mögliche Eistransfluenz in das Rißtal bei Gletschervorstößen über das Plumsjoch (1) auf 1649 m, den Sonnensattel (2) auf 1834 m, das Lamsenjoch (3) auf 1933 m, den Hochalmsattel auf 1804 m, das Seinsabachtal Richtung Ferein Alm (5) auf 1406 m und den Sattel Vordersbachau (6) auf 1270 m. (Grundkarte: ÖK 50 Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen)

5. Probennahme und Methodik

Im Bereich Hinterriß und Vorderriß wurden drei Sedimentaufschlüsse ausgewählt und im Rahmen dieser Arbeit für die Lumineszenz-Feinkorndatierungen beprobt. Bei den ausgewählten Aufschlässen handelt es sich um Schlüsselaufschlüsse, deren numerische Altersbestimmungen zum besseren Verständnis des Gesamtsystems beitragen sollen. Dabei wurden, neben der eigenen Geländearbeit und den eigenen Kartierungsergebnissen, auch die Erkenntnisse der Arbeiten von Brandstätter (2006), Büsel (2008), Mair (2014) und die Kartierungsergebnisse und Altersdaten von Schellhorn (2021) für die weiterführende Interpretationen der Eisdynamik im Rißtal herangezogen.

Folgende Kriterien waren ausschlaggebend für die OSL Probennahme: (i) Vorhandensein von Feinkornablagerungen; (ii) Vorhandensein unabhängiger Alterskontrollen und/oder sedimentologischer Beobachtungen, welche zur Abschätzung des Sedimentationsalters herangezogen werden können; (iii) Relevanz für das Verständnis des Gesamtsystems. Drei Sedimenteinheiten wurden schlussendlich für die Lumineszenz Datierung beprobt:

HR-02: Diese Probe stammt aus einer strukturlosen Feinkornlage innerhalb einer 7 Meter mächtigen Feinkornablagerung im Kleinen Bockgraben im mittleren Hinterrißtal (Verortung Abbildung 5; Sedimentlog Abbildung 7; Bilder der Probenahme Abbildung A3 im Anhang). Es handelt sich dabei um Wechsellegerungen von laminierten und strukturlosen Tonen mit geringem Siltanteil, die vereinzelte Feinsandlagen enthalten. Stratigraphisch unterhalb und oberhalb der Feinkornablagerungen sind überkonsolidierte, stratifizierte Kiese mit gebrochenen Klasten aufgeschlossen. Aufgrund des Grades der Verdichtung und dem Vorhandensein von gebrochenen Klasten kann von einer Verdichtung dieser

Sedimentsequenz während des LGM ausgegangen werden und somit ein pre-LGM Ablagerungsalter für Probe HR-02 abgeleitet werden.

HR-T_WKG: Diese Probe stammt aus einer nicht kompaktierten Wechsellagerung von tonigem Silt und Sand orografisch rechts des Weitkargrabens im mittleren Hinterrißtal (Verortung Abbildung 5; Sedimentlog Abbildung 9; Bilder der Probenahme Abbildung A5 im Anhang). Sie liegt diskordant auf überkonsolidierten, stratifizierten Kiesen und wird von unkompaktierten Kiesen bis Steinen in einer sandigen Matrix (matrixgestützt) überlagert (Abbildung 9). Die Probe wurde aufgrund er schlechten Zugänglichkeit nicht innerhalb der hier beschriebenen Sedimentabfolge, sondern in einer ungefähr 20 m östlich befindlichen Erosionsrinne, die als lateraler Fortsetzung interpretiert wurde, beprobt (Abbildung A5 im Anhang). Aufgrund des geringen Grades der Verdichtung kann von einer Ablagerung nach dem LGM ausgegangen und ein post-LGM Ablagerungsalter für die Probe HR-T_WKG abgeleitet werden.

VR-OI7-FG: Diese Probe stammt aus einer wechselgelagerten Sedimenteinheit aus tonigem Silt und Sand im Staudengraben im Isartal, etwa 2 km flussaufwärts des Konfluenzbereichs von Isar und Rißbach (Verortung Abbildung 5; Sedimentlog Abbildung 10; Bilder der Probenahme Abbildung A6 im Anhang). Es handelt sich um eine zwei Meter mächtigen Abfolge von wechselgelagerten tonigen Silten und Sanden, die von kompaktierten Kiesen überlagert wird. Diese Abfolge wird diskordant von unkompaktierten Tonen und Kiesen bis Steinen in einer sandigen Matrix (matrixgestützt) überlagert (Abbildung 10). Aufgrund des geringen Grades der Verdichtung kann von einer Ablagerung nach dem LGM ausgegangen und ein post-LGM Ablagerungsalter für die Probe VR-OI7-FG abgeleitet werden. Für diese Probe existieren unabhängige Alterskontrollen in Form von organischem Material in den überlagernden Tonen und einem korrelierbarem OSL-Alter von $17,8 \pm 2,4$ ka aus der Arbeit von Schellhorn (2021).

Aus den Sedimentproben wurden Subproben für Pollenanalysen und mineralogische Untersuchungen (XRD) entnommen.

Räumliche Verortung in Abbildung 5 und genaue Positionen und Datum der Probenahme für die Lumineszenzproben sind in Tabelle 1 bis 3 dargestellt. Sedimentlogs und Abbildungen der Probenahme der Lumineszenzproben befinden sich im Anhang in Abbildung A3, A5 und A6.

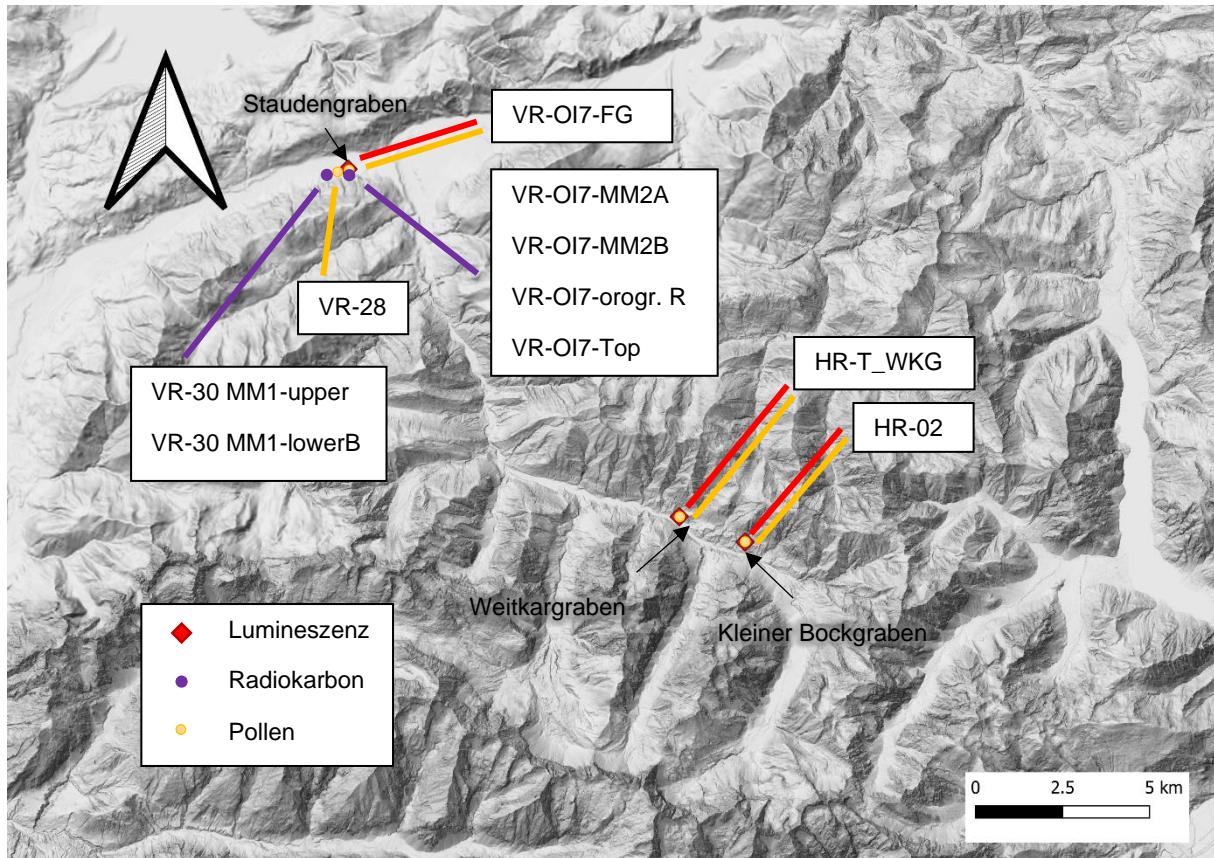


Abbildung 5: Räumliche Verteilung der Lumineszenz-, Radiokarbon- und Pollenproben im Untersuchungsgebiet. (Grundkarte: basemap.at)

Tabelle 1: Übersicht der Sedimentproben für die Lumineszenzdatierung und deren räumliche Verortung. Bei allen Proben wurde das Quarz OSL, Feldspat IR50(225), Feldspat IR50(290), Feldspat pIR225 und Feldspat pIR290 Lumineszenzsignal gemessen.

Nummer	Beschreibung	Datum der Probenahme	N [°] WGS84	E [°] WGS84	Höhe [m.ü.NN]
1	Hinterriß Kleiner Bockgraben - Probe HR-02	27.06.2019	47.449775	11.558739	1094
2	Hinterriß Terrasse Weitkargraben - Probe HR-T_WKG	09.06.2023	47.456877	11.533971	1030
3	Oberes Isartal 7 (OI7) - Probe VR-OI7-FG	07.06.2019	47.549436	11.411890	805

Tabelle 2: Übersicht der Sedimentproben für die Radiokarbondatierung und deren räumliche Verortung.

Nummer	Beschreibung	N [°] WGS84	E [°] WGS84	Höhe [m.ü.NN]
1	Oberes Isartal 7 (OI7) - Probe VR-OI7-MM2A	47.5493340	11.4121990	813
2	Oberes Isartal 7 (OI7) - Probe VR-OI7-MM2B	47.5493340	11.4121990	814
3	Oberes Isartal 7 (OI7) - Probe VR-OI7 orogr. Rechts	47.5497592	11.4120797	-
4	Oberes Isartal 7 (OI7) - Probe VR-OI7-Top	47.5493340	11.4121990	815
5	Oberes Isartal 9 (OI9) - Probe VR-30 MM1-upper	47.5488000	11.4011330	808
6	Oberes Isartal 9 (OI9) - Probe VR-30 MM1-lowerB	47.5488000	11.4011330	807

Tabelle 3: Übersicht der Sedimentproben für die Pollenanalysen und deren räumliche Verortung. Das Probenmaterial der Proben HR-02, HR-T_WKG und VR-OI7-FG stammt aus den Sedimentlagen, die für die Lumineszenzdatierungen verwendet wurden.

Nummer	Beschreibung	N [°] WGS84	E [°] WGS84	Höhe [m.ü.NN]
1	Hinterriß Kleiner Bockgraben - Probe HR-02	47.449775	11.558739	1094
2	Hinterriß Terrasse Weitkargraben - Probe HR-T_WKG	47.456877	11.533971	1030
3	Oberes Isartal 7 (OI7) - Probe VR-OI7-FG	47.549436	11.411890	805
4	Oberes Isartal 8 (OI8) - Probe VR-28	47.549261	11.408358	813

5.1. Geo-Information Systeme und Sedimentlogs

Ein bedeutender Teil dieser Arbeit besteht darin, die im Zuge der Arbeiten gewonnenen Erkenntnisse (Aufschlussprotokolle, Sedimentprofile und Altersdaten) von Brandstätter (2006), Büsel (2008), Mair (2014) und Schellhorn (2021) zu georeferenzieren und in Form von Aufschlussprotokollen kompiliert darzustellen. Dies wurde mit Hilfe der Software QGIS (QGIS.org, 2024) realisiert, die Tabellen werden im Anhang zur Verfügung gestellt. Das Kompilieren dieser Daten (insbesondere Fazies, Höhenlage und relative Alter) ermöglicht eine präzise großräumige Korrelation sedimentärer Einheiten und über einen sequenzstratigraphischen Ansatz eine fundierte Analyse der regionalen Eis- und Sedimentationsdynamiken. Die GIS Daten hinterlagern die Überblicksabbildungen 6, 16, 17, 18, 21 und 22. Des Weiteren wurden alle Altersdaten von Schellhorn (2021), Mair et al. (2016) und Mair (2014) gemeinsam mit den Altersergebnissen dieser Arbeit in der Tabelle A7 im Anhang zusammengefasst.

Profile wurden mit dem QGIS plugin pPROF erstellt. Dabei werden die Aufschlusskoordinaten (x und y) auf ein digitales Geländemodell (DGM; Auflösung 1 x 1 m) projiziert. Die daraus resultierenden Höheninformationen werden horizontal mit dem am nächsten liegenden Punkt der Profillinie verschnitten und dargestellt. Da es sich bei den im Profil dargestellten x- und y- Werten um Projektionen handelt, kommt es dabei zu Abweichungen zu den tatsächlichen Koordinaten und Höhen.

Das für diese Arbeit verwendete DGM wurden basierend auf Geo-Daten vom Bayerische Vermessungsverwaltung (www.geodaten.bayern.de (Daten verändert), Lizenz: CC BY 4.0) und Geo-Daten vom Land Tirol (tiris; data.tirol.gv.at) erstellt und bildet die Datengrundlage für Höheninformationen in den dargestellten Abbildungen.

Im Rahmen der Kartierung wurden zur Beschreibung von sedimentären Ablagerungen, die für das Verständnis des Gesamtsystems von großer Bedeutung sind, 4 Sedimentlogs aufgenommen. Je einer der Sedimenteinheiten der Lumineszenzproben HR-02, HR-T_WKG und VOR-OI7-FG und einer im oberen Teil des Kleinen Bockgrabens im mittleren Hinterrißtal (Verortung Abbildung 4; Sedimentlogs Abbildung 7 bis 10). Zur Erstellung möglichst Lückenloser Sedimentlogs wurden die Daten von Mair (2014) und Schellhorn (2021) zu den jeweiligen Aufschlüssen bei den Sedimentlogs und Beschreibungen eingearbeitet. Zur Darstellung der Sedimentlogs wurde das shareware Programm SedLog von Zervas et al. (2009) verwendet. Die Korngrößenangaben basieren auf (Folk 1974). Zur

Klassifikation der Lockergesteine wurden ein angepasster Lithofazies Codes nach Keller (1996) verwendet. Diese Klassifizierung ermöglicht eine detaillierte Beschreibung der Korngrößen und Lagerung. Sedimentologische Merkmale wie Rundungsgrad, Lithologie, Facettierungen und Konsolidierung sind in der Beschreibung enthalten.

Die dominierende Kornfraktion wird als Großbuchstabe angegeben. Bei Sedimenten mit mehreren Hauptkomponenten, wie z.B. Kies-Sand-Gemischen (GS), werden mehrere Hauptsymbole verwendet. Die Kürzel für die Hauptkomponenten nach Keller (1996) sind:

D	Diamikt	Nach EYLES et al. (1983) schlecht sortiertes Kies-Sand-Schluffgemisch mit 2 dominierenden, deutlich verschiedenen Kornfraktionen
F	Feinkorn	Ton sowie Silt von $\emptyset < 0,0002 - < 0,02$ mm
S	Sand	Sand von $\emptyset \geq 0,02 - < 2$ mm
G	Kies	Angerundeter bis gerundeter Kies von $\emptyset \geq 2 - < 63$ mm
SC	Schutt	Steine von $\emptyset \geq 63 - 200$ mm, sowie Blöcke von $\emptyset \geq 200$ mm und angulare bis stark angulare Kiese $\emptyset \geq 2 - < 63$ mm
H	heterolith. Wechsellagerung	Wechselschichtung aus Feinkorn und Sand
P	Torf	Torf sowie toniger bis siltiger Torf als auch Gyttja

Zusätzlich zur Hauptfraktion wird optional eine korngrößenbasierte Unterteilung vorangestellt, falls sich eine deutliche Unterscheidung treffen lässt:

- c grob - Sandfraktion ($\emptyset \geq 0,63 - 2$ mm) und Kiesfraktion ($\emptyset \geq 20 - 63$ mm)
- m mittel - Sandfraktion ($\emptyset \geq 0,2 - 0,63$ mm) und Kiesfraktion ($\emptyset \geq 6,3 - 20$ mm)
- f fein - Sandfraktion ($\emptyset \geq 0,063 - 0,2$ mm) und Kiesfraktion ($\emptyset \geq 2 - 6,3$ mm)
- b Blöcke - Komponenten mit $\emptyset \geq 200$ mm
- c Steine - Komponenten mit $\emptyset \geq 63 - < 200$ mm
- g Kiese - Komponenten mit $\emptyset \geq 2 - < 63$ mm (nur für SC)

Hintangestellt folgen mit einem Kleinbuchstaben Informationen zur Textur:

- m matrixgestützt
- c korngestützt

Weitere Strukturinformationen werden hinter der Texturinformation mittels Kleinbuchstaben angegeben:

- m massiv
- l laminiert, planare Feinschichtung < 1 cm
- s geschichtet, Schichtung \geq 1 cm
- g gradiert
- i invers gradiert
- p planare Schrägschichtung
- r Rippenschichtung
- t trogförmige Schrägschichtung
- d Deformation, synsedimentäre Deformation (z.B. Entwässerungsstrukturen)
- o organisch, Bodenbildung
- d Dropstones, Eisdriftgeschiebe

5.2. Pollenanalysen

An den vier in Abbildung 4 und Tabelle 3 verorteten Sedimentproben (HR-02, HR-T_WKG-23, VR-OI7-FG-23 und VR-28), deren Alter bekannt oder im Zuge dieser Arbeit untersucht wurde, wurden Pollenanalysen durchgeführt. Die Pollenextraktion wurde am Catalan Institute of Human Paleoecology and Social Evolution (IPHES) durchgeführt. Am IPHES wurden etwa 20 g Sediment für jede Probe zur Pollenvorbereitung verwendet. Die Probenaufbereitung erfolgte gemäß Erdtman (1934), wobei die Proben mit HCl, HF und Acetolyse Lösung behandelt wurden. Die Probenbehandlung wurde im November 2023 durchgeführt und zur Auswertung an die GeoSphere Austria (Wien) geschickt. Dort erfolgte durch Daniela FESTI die Pollenidentifikation nach Beug (2015) unter Verwendung eines Leica DM2500 Lichtmikroskops.

5.3. Radiokarbondatierung

Mithilfe der Radiokarbonmethode wurden Holzreste und organisches Material aus den in Abbildung 4 und Tabelle 2 verorteten Aufschlüssen im Konfluenzbereich von Rißbach und Isar, datiert. Die beiden Aufschlüsse, Oberes Isartal 9 (OI9) und Oberes Isartal 7 (OI7), wurden von Schellhorn (2021) beschrieben und beprobt. Die Proben wurden direkt nach der Probenahme in Aluminiumfolie eingewickelt und luftdicht in Plastiktüten verpackt. Anschließend wurden die Proben an das Poznan Radiocarbon Laboratory zur Datierung mittels Beschleuniger-Massenspektrometrie geschickt. Dort erfolgte die chemische Vorbehandlung gemäß Brock et al. (2010), wobei HCl und NaOH zur Entfernung jeglicher Kontamination angewendet wurde. Die Proben wurden in geschlossenen Quarzröhren verbrannt und das entstehende CO₂ wurde mit Wasserstoff reduziert, Eisenpulver wurde als Katalysator verwendet. Abschließend wurden die Kohlenstoffisotopenverhältnisse (¹⁴C/¹²C und ¹⁴C/¹³C) der Probe mithilfe eines Beschleunigermassenspektrometers bestimmt. Das berechnete ¹⁴C-Alter wurden mithilfe des OxCal-Programms ver. 4.4 , das auf Bronk Ramsey (2001, 2009) und Ramsey und Lee (2013) basiert, kalibriert. Die Kalibration wurde an der neuesten Version der ¹⁴C Kalibrationskurve INTCAL20 (REIMER et al. 2020) durchgeführt.

5.4. Mineralogische Analyse

Für die Bestimmung des Mineralbestands wurde, an den für die Lumineszenz Datierung verwendeten Proben, Röntgenbeugungsanalysen (XRD) durchgeführt und mithilfe der WPPF-Analyse (Whole Powder Pattern Fitting) ausgewertet. Die XRD Messungen fanden am Institut für Mineralogie unter Aufsicht von Clivia Hejny statt. Die Röntgenbeugungsanalysen wurden mit dem Rigaku SmartLab SE Diffraktometer unter Verwendung von Kobalt-Strahlung mit einer Wellenlänge von 1,789 Ångström und einem D/teX Ultra 250 1D-Detektor durchgeführt. Untersucht wurde die Korngrößenfraktion <63 µm die vorher, durch Einsatz von Salzsäure (30 % und 10 %) und Wasserstoffperoxid (10 %), von karbonatischem und organischem Material befreit wurde. Die WPPF-Analyse wurde mit dem Softwarepaket SmartLab Studio II durchgeführt. Für die qualitative XRD-Analyse wurden die Daten mit Phasendiagrammen der Datenbank des International Centre for Diffraction Data (ICDD) abgeglichen. Halbquantitative Analysen der einzelnen Mineralphasen wurden mit dem Softwarepaket SmartLab Studio II durchgeführt.

5.5. Lumineszenz Datierungen

Die Proben für die Lumineszenz-Datierung wurden in Form von Sedimentblöcken (ca. 40x20x20 cm) aus den Feinkornablagerungen entnommen. Anschließend wurden die Proben in lichtundurchlässige Plastikfolie gegeben und zur Stabilisierung mit Klebeband umwickelt. Im Labor wurden die Proben unter kontrollierten Lichtbedingungen (Rot- bzw. Orangelicht) geöffnet, die äußersten (lichtexponierten) 2 cm des Probenmaterials wurden entfernt. Anschließend wurden Karbonate und organische Stoffe durch Behandlung mit Salzsäure (30 % und 10 %) und Wasserstoffperoxid (10 %) entfernt. Nach dem Ätzen wurden die Proben nassgesiebt um die Kornfraktion <63 µm zu erhalten. Ein Teil dieser Kornfraktion wurde anschließend mit 34%iger Hexafluoridokieselsäure behandelt, um Feldspat zu entfernen und Quarzkörner im Kornbereich <63 µm zu erhalten. Der Erfolg dieses Ätzschrittes wurde durch Messung der Infrarot Stimulierten Lumineszenz (IRSL) Signale überprüft. Ab einer initialen IRSL Signalstärke von <50 counts wurden die Proben akzeptiert und die Behandlung Hexafluoridokieselsäure eingestellt. Typische Ätzzeiten für diesen Schritt betragen 3-5 Tage. Die Quarz- und Polyminalfeinkörner (4 – 11 µm) wurden abschließend mithilfe des Stokes'schen Gesetzes separiert und durch Absinken aus einer Aceton-Suspension (1 – 2 mg pro 1 ml Aceton) auf Aluminiumscheiben aufgebracht.

Die Lumineszenz Messungen wurden mit einem Risø TL/OSL Reader (Modelle: TL-DA 15 und TL-DA 20; Bøtter-Jensen et al., 2010) durchgeführt. Die Proben wurden in den Risø TL/OSL-Reader geladen und optisch durch blaue LEDs (470 ± 30 nm) oder infrarot (IR) LEDs (875 nm) (Bøtter-Jensen et al. 2003) stimuliert. Die dabei emittierten Photonen wurden mit einem Electron Tube Ltd 9635Q Photomultiplier Tube (Riso TL-DA 20) bzw. einer ET PDM9107-CP-TTL Photomultiplier Tube (Riso TL-DA 15) gemessen. Für die Messungen der ultravioletten OSL-Emissionen von Quarz wurde ein 7,5 mm Hoya U-340-Filter und für die IRSL-Emissionen des Feldspats ein Filter-Satz aus Schott BG39 und Corning 7e59 verwendet.

Die Proben wurden mit einem modifizierten Single Aliquot Regenerative Dose (SAR) Protokoll (Murray und Wintle 2000, 2003) gemessen. Zur Optimierung der SAR Protokolle wurden dose recovery tests (Dosisrückgewinnungstests) (Muray und Wintle, 2003) mit Probenmaterial des Aufschlusses HR-02 durchgeführt. Für die dose recovery tests wurden Quarz- und Polyminalaliquots für 24 Stunden unter dem Solarsimulator gebleicht und anschließend für 1500 Sekunden einer Beta-Dose ausgesetzt (~85,6 Gy). Die Laborbestrahlungen erfolgten unter Verwendung der kalibrierten $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ -Betaquellen, die auf den Risø TL/OSL-Readern montiert sind. Für die Quarz Proben wurden die Vorheiztemperaturen dabei systematisch von 200 °C bis 260 °C variiert, um die geeigneten Vorheiztemperaturen für die Datierung zu bestimmen. Zur Bestimmung der geeigneten Hintergrundsubtraktion wurde die Äquivalentdosis mit einer frühzeitigen und zusätzlich mit einer späten Hintergrundsubtraktion durchgeführt (Cunningham und Wallinga 2010). Um den Beitrag möglicher Feldspat Einschlüssen völlig zu eliminieren, wurde eine IR-Stimulation für 40 s bei 50 °C vor jeder blauen OSL-Stimulation

durchgeführt (Jain et al. 2003). Für die Polyminalaliquots wurde ein modifiziertes SAR-Protokoll mit einer Vorheiztemperatur von 250 °C für das pIRIR 225 und einer Vorheiztemperatur von 320 °C für das pIRIR290 Signal verwendet basierend auf (Buylaert et al. 2012).

Die Quarz OSL-Signale wurden mit blauen LEDs bei 125 °C für 40 s gemessen. Die Größe der Testdosis betrug ~11,4 Gy. Die an polyminalischen Proben durchgeführte pIRIR-Messungen von Kaliumfeldspat wurden durch Stimulierung mit den IR-LEDs für 210 s bei 50 °C durchgeführt, gefolgt von einer zweiten Stimulation mit den IR-LEDs für 210 s bei 225 °C bzw. 290 °C (Thiel et al. 2011; Buylaert et al. 2012). Für alle Feldspat Messungen wurden De-Werte unter Verwendung der IRSL (50 °C) und der pIRIR (225 °C bzw. 290°C) Signale berechnet. Diese Signale werden im Text als "IR50(225) oder IR50(290)" und "pIRIR225 oder pIRIR290" betitelt. Die Größe der Testdosis betrug ~42,8 Gy. Die Messprotokolle und Signalabkürzungen sind in Tabelle 4 zusammengefasst.

Tabelle 4: SAR-Protokolle, die zur Messung der Lumineszenzsignale angewendet wurden und Definitionen der verwendeten Signalabkürzungen. Das IR50(290) und das pIRIR290 Signal wurde mit dem Protokoll B unter Verwendung der jeweiligen Temperaturkombinationen gemessen.

A.) SAR-Protokoll Quarz		B.) SAR-Protokoll polymin. Kaliumfeldspat	
Schritt	Behandlung	Schritt	Behandlung
1	Dose	1	Dose
2	Vorheizen, 200 °C, 10 s	2	Vorheizen, 250 °C, 60 s
3	IR Stimulation, 50 °C, 40 s	3	IR Stimulation, 50 °C, 210 s
4	Blue LED Stimulation 125 °C, 40 s	4	IR Stimulation, 225 °C, 210 s
5	Testdosis (11,4 Gy)	5	Testdosis (42,8 Gy)
6	Vorheizen, 200 °C, 10 s	6	Vorheizen, 250 °C, 60 s
7	IR Stimulation, 50 °C, 40 s	7	IR Stimulation, 50 °C, 210 s
8	Blue LED Stimulation 125 °C, 40 s	8	IR Stimulation, 225 °C, 210 s
9	Zurück zu Schritt 1	9	Bleichen, IR LED, 290 °C, 250 s
		10	Zurück zu Schritt 1

Signalabkürzungen:

IR50(225)	IRSL Signal gemessen bei 50 °C nach Vorheizen bei 250 °C für 60 s
pIRIR225	pIRIR Signal gemessen bei 225 °C nach IR Stimulation bei 50 °C für 210 s (Vorheizen, 250 °C, 60 s)
IR50(290)	IRSL Signal gemessen bei 50 °C nach Vorheizen bei 320 °C für 60 s
pIRIR290	pIRIR Signal gemessen bei 290 °C nach IR Stimulation bei 50 °C für 210 s (Vorheizen, 320 °C, 60 s)

Alle aliquots mussten die folgenden Qualitätskriterien erfüllen um für weitere Analysen akzeptiert zu werden: (i) ein Testdosisfehler $\leq 10\%$; (ii) Rekuperation $\leq 5\%$ der natürlichen Dosis innerhalb des Fehlers. Für die Probe VR-OI7-FG wurde aufgrund der geringen Natural-Signale ein Grenzwert von $\leq 10\%$ festgelegt; (iii) ein Recyclingverhältnis, das innerhalb des 2σ -Fehlerintervalls übereinstimmt; (iv) ein anfängliches Luminiszenzsignal der ersten Testdosis, das in seiner Größenordnung >3 Mal des Hintergrundsignals entspricht (v) das sensibilitätskorrigierte natürliche Luminiszenzsignal schneidet die Dosis-Antwort-Kurve unterhalb von 2^*D_0 , was als Grenzwert betrachtet wird, unterhalb dessen zuverlässige De-Bestimmungen gemacht werden können (Wintle und Murray 2006).

Für die Analyse der Quarzsignale wurde eine frühzeitige Hintergrundsubtraktion (early background subtraction, EBS) gemäß Cunningham und Wallinga (2010) gewählt, wobei das anfängliche Signal von 0-0,48 s und ein Hintergrundintervall von 0,48 bis 1,92 s verwendet wurde. Für die IRSL Messungen an Kaliumfeldspat wurden die ersten 5 Sekunden des Signals summiert und die letzten 50 s als Hintergrund verwendet (Buylaert et al. 2012). Für alle De Analysen wurde eine exponentielle Funktion verwendet, um die SAR dose response curves (SAR-Dosis-Antwort-Kurven) zu interpolieren. Die für die einzelnen aliquots einer Probe berechneten D_e -Werte wurden mittels zentralem Altersmodell (CAM) von Galbraith et al. (1999) zu einem probenspezifischen D_e -Wert kombiniert.

Da Feldspat als Dosimeter zu dem Phänomen des anomalen Signalverlustes neigt (anomalous fading; (Wintle 1973; Aitken 1985b)) wurden für das IR50(225) und pIRIR25 Signal Fadingmessungen durchgeführt. Die Fadingmessungen basieren auf wiederholten Lx/Tx-Messungen mit Verzögerungszeiten zwischen der Verabreichung der Dosis (und der Messung des IRSL bzw. pIRIR Signales zwischen 0,1 h und 223 h (Auclair et al. 2003). Die Berechnungen des g-Wertes (Prozent des Signalverlusts pro Jahrzehnt Lagerzeit) wurden durch plotten des sensitivitätskorrigierten IRSL/pIRIR-Signals gegen Verzögerungszeit berechnet (Huntley und Lamothe 2001). Es wurden insgesamt 14 aliquots der Probe HR-02, 8 Aliquot der Probe HR-T_WKG-23 und 6 Aliquot der Probe VR-OI7-FG einem Fadingtest unterzogen. Da die Proben HR-02 und HR-T_WKG-23 aus demselben Einzugsgebiet stammen und nur wenige Kilometer voneinander entfernt liegen wurden die Ergebnisse dieser Proben zusammengefasst und ein gemittelter gewichteter g-Wert berechnet. Für die Probe VR-OI7-FG wurde aus den 6 Aliquotsn ein gemittelter gewichteter g-Wert berechnet.

Für jede Probe wurden die Radionuklidkonzentrationen von Uran, Thorium und Kalium durch eine Kombination aus Alpha- (Daybreak 583-Alpha-Zähler) und Betazählung (Risø GM25-5-Beta-Zähler) bestimmt. Die Radionuklidkonzentrationen wurden unter Verwendung der Konversionsfaktoren von Liritzis et al. (2013) in Gamma- und Beta-Dosisraten umgerechnet. Der Effekt der Korngröße auf die Alpha-Absorption wurde gemäß Bell (1980), die Beta-Absorption gemäß Guérin et al. (2012) und der Ätzeffekt gemäß Bell (1979) berücksichtigt. Im Gegensatz zu Betateilchen und Gammastrahlen sind Alphateilchen hoch ionisierend und verursachen die Sättigung von Fangdefekten innerhalb ihrer Alpha-Zerfallsspuren (Aitken 1985b). Dies wird durch die Verwendung eines Alpha-Effizienzfaktors, oder α -Wert (Aitken und Bowman 1975), korrigiert. Dieser kann als das Verhältnis der Lumineszenz pro Einheit der Alpha-Spurenlänge zur Lumineszenz pro Einheit der absorbierten Betadosis betrachtet werden (Aitken 1985a). Für die Datierung dieser Untersuchungen wurde ein Wert von $0,039 \pm 0,007$ für feinkörnigen Quarz und $0,086 \pm 0,017$ für polymineralische Feinkörner verwendet ((Rees-Jones 1995); Tabelle 5). Die kosmischen Dosisraten wurden gemäß (Prescott und Hutton 1988) unter Berücksichtigung der Breitengrad-, Längengrad- und Höhenlage des Standorts berechnet. Die Feldfeuchtigkeit sowie der gesättigte Feuchtigkeitsgehalt wurden für jede Probe bestimmt. Für die Alterskalkulation wurde der Mittelwert aus Feldfeuchtigkeit und gesättigter Feuchtigkeit, mit einer

Fehlergrenze, die beide Werte inkludiert, angenommen. Dabei wird der Feldfeuchtigkeitsgehalt in rezenter Aufschluss situation, aufgrund der oberflächennahen Exposition, als minimaler Feuchtigkeitsgehalt während der Sedimentlagerungshistorie angenommen.

Alle Altersberechnungen wurden mit dem Online-Alterskalkulationsprogramms DRAC (Durcan et al. 2015), unter Verwendung der Konvertierungs- und Korrekturfaktoren, durchgeführt. Für die Altersberechnungen der Kaliumfeldspatsignale wurde eine Kaliumkonzentration von $12,5 \pm 0,5\%$ angenommen (Huntley und Baril 1997). Fadingkorrekturen wurden mit einem Monte-Carlo-Algorithmus, unter Anwendung der Kalkulationsansätze von Huntley und Lamothe (2001), durchgeführt.

Tabelle 5: Tabelle nach Rees-Jones (1995). Die für die Altersberechnungen verwendeten a-Werte decken alle gemessenen a-Werte dieser Tabelle innerhalb des Fehlers ab.

sample	signal	natural signal (c/s)	Intercept			age (a)
			beta De (Gy)	correction (Gy)	a-value	
792d	IRSL	2681	8.13 ± 0.12	0.60 ± 0.03	0.091 ± 0.001	3640 ± 210
	quartz	2155	6.03 ± 0.41	0.07 ± 0.04	0.032 ± 0.002	356 ± 290
792e	IRSL	1366	4.58 ± 0.17	0.40 ± 0.01	0.099 ± 0.006	1270 ± 100
	quartz	5417	3.52 ± 0.24	0.12 ± 0.02	0.039 ± 0.003	142 ± 190
962a	IRSL	150	1.98 ± 0.10	0.43 ± 0.05	0.069 ± 0.004	3230 ± 430
	quartz	233	1.41 ± 0.05	0.11 ± 0.02	0.043 ± 0.002	3020 ± 360
962b	quartz	353	1.53 ± 0.07	0.08 ± 0.02	0.043 ± 0.002	3370 ± 360

5.5.1. Bleaching (Signal Rücksetzung)

Es ist bekannt, dass die Lumineszenz von Feldspat durch Tageslicht langsamer zurückgesetzt wird (gebleicht) als die von Quarz (Godfrey-Smith et al. 1988; Thomsen et al. 2008) und dass die IRSL Signale bei höheren Temperaturen (z.B. bei 225°C Stimulationstemperatur – das pIR225 Signal und bei 290°C – das pIR290 Signal) langsamer gebleicht wird als die IRSL Signale, welche bei niedrigeren Temperaturen (50°C) stimuliert wird (Poolton et al. 2002). Von den pIR-IRSL Signalen ist das pIR290 Signal wiederum schwerer zu bleichen als das pIR225 Signal. Nichtsdestotrotz kann das Bleichen des pIRIR290-Signals in der Natur erreicht werden (Buylaert et al. 2012). Im Zuge dieser Arbeit wurden Bleichexperimente durchgeführt um die Bleichrate des pIRIR290 und des pIRIR225 Signals im Vergleich zu den IR50 Signalen und zum Quarz OSL Signal zu bestimmen. Hierzu wurden aliquots von Feldspat- und Quarz der Probe HR-02 für unterschiedliche Zeitintervalle mit einem Höhle SOL2 Sonnensimulator künstlichem Tageslicht (welches ca. 6-mal intensiver als natürliches Tageslicht ist) ausgesetzt. Für das Quarzsignal wurde für jeden Zeitintervall ein aliquot Quarz gemessen. Bei den Feldspatsignalen wurden für das IR50(225) und pIRIR225 Signal zwei und für das IR50(290) und pIRIR290 Signal ein Aliquot pro Zeitintervall gemessen.

5.5.2. Bleaching Plateau Experiment

Zur Überprüfung der Signalrücksetzung wurde ein modifiziertes „Bleaching Plateau Experiments“ nach Reimann et al. (2015) durchgeführt. Bei diesem Experiment werden aus einer Sedimentprobe mehrere Signale mit verschiedenen Bleichraten (z.B. OSL, IRSL und pIRIR Signale) gemessen und daraus die Sedimentationsalter berechnet (5.5). Zur Vergleichbarkeit der unterschiedlichen Signale werden die Altersergebnisse auf das am schnellsten zu bleichende OSL-Alter normiert und als OSL-Altersüberschätzungsverhältnis (Alter/OSL-Alter) geplottet (Reimann et al. 2015). Ein solcher Verhältnisansatz wurde ebenfalls von Murray et al. (2012) und Buylaert et al. (2013) für OSL, IR-50 und pIRIR290 Signale angewendet.

Für das Bleaching Plateau Experiments werden zum einen die Altersergebnisse der zur Datierung verwendeten OSL, IR50(225), pIRIR225 und pIRIR290 Signale aus Tabelle 9 verwendet. Da die Feldspat Signale mit zunehmender Vorheiztemperatur immer langsamer bleichen (5.5.1.) werden zwischen dem bei 50°C gemessenen IR50(225) und dem bei 225°C gemessenen pIRIR225 Signal zusätzliche pIRIR Signale bei 110°C und 170°C gemessen. Dadurch werden die Signale temperaturmäßig feiner Abgestuft und ermöglichen eine detailliertere Beschreibung der Signalrücksetzung. Für das pIRIR110 und pIRIR170 Signale wurden je 3 aliquots per Probe gemessene und daraus Alter berechnet. Für die Messung des pIRIR110 und pIRIR170 Signals wurde ein modifiziertes SAR-Protokoll nach Reimann et al. (2011), ohne hoch Temperatur Reinigungsschritt bei 290°C (hot bleach) am Ende der Testdosis, verwendet. Laut Reimann et al. (2011) führt dieser hot bleach zu keiner signifikanten Verbesserung der Rekuperation bei Messung des pIRIR 180 Signals und wurde deshalb unterlassen. Die Altersberechnung erfolgt analog zu den Datierungsmessungen (5.5).

6. Ergebnisse

Basierend auf den Auswertungen aller in 5.1. beschriebenen Daten wurden im Untersuchungsgebiet neun elementare Fazies definiert die eine Einteilung der sedimentären Ablagerungen zu den jeweiligen Ablagerungsprozessen und Mechanismen darstellt (Beschreibungen 6.4.). Abbildung 6 zeigt die komplementierte und nach Fazies unterteilte Aufschlusskarte des Untersuchungsgebiets. Die hier verwendeten Fazies Abkürzungen sind wie folgt: Delta Fazies: Topset (TS), Foreset (FS), distales Foreset im Übergangsbereich zu Bottomset (dFS) und Bottomset (BS); Gletscher Fazies: Waterlain Till (WT), Till (T), fluviatile Fazies (FF), holozäne Seeablagerungen (HS) und gravitative Massenbewegungen (GM).

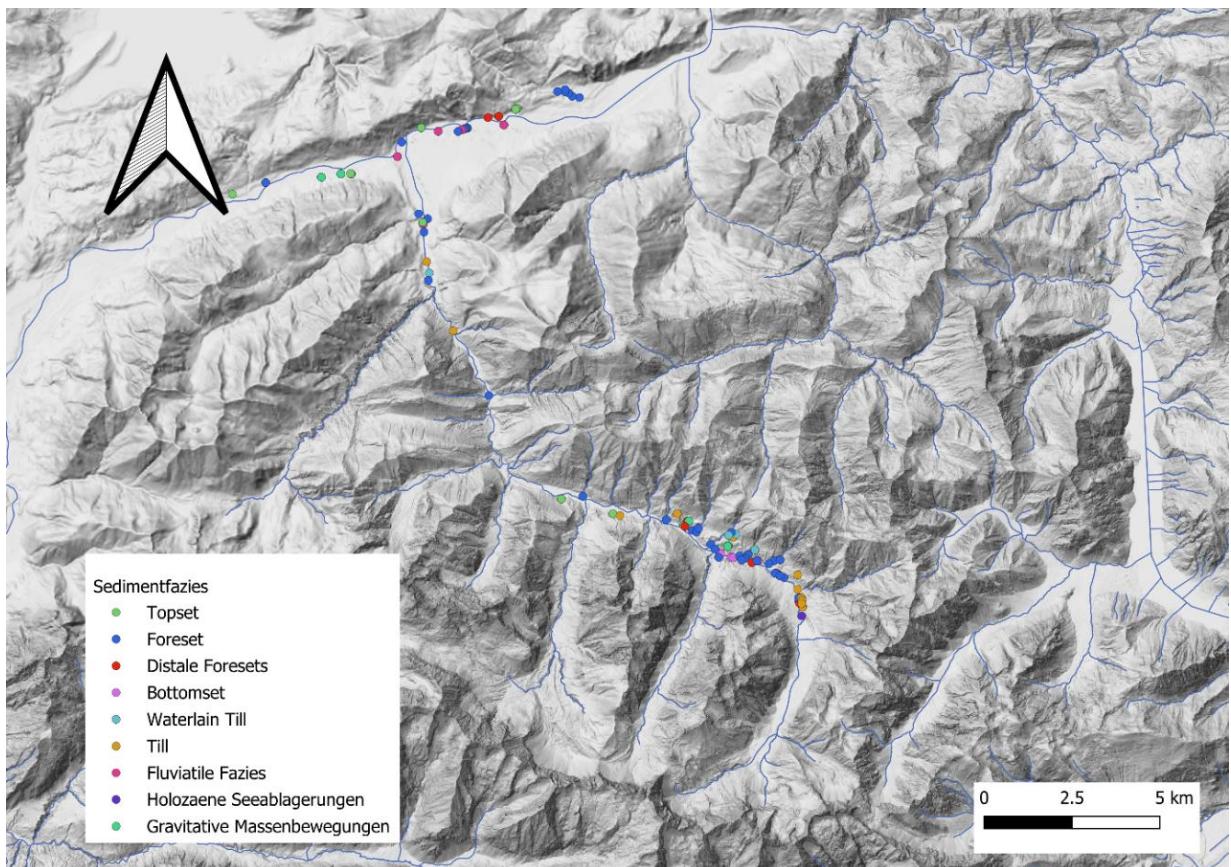


Abbildung 6: Nach Fazies sortierte Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet (Grundkarte; basemap.at)

6.1. Sedimentäre Beschreibungen und Sedimentlogs

6.1.1. Kleiner Bockgraben

Die sedimentäre Abfolge des Kleinen Bockgraben und die stratigraphische Position der OSL Probe HR-02 sind als Sedimentlog in Abbildung 7 und mit weiteren sedimentologischen Details in Abbildung A3 im Anhang dargestellt. An der Basis der Sedimentabfolge befindet sich eine 8 m mächtige Einheit von klastengestützten, schlecht sortierten, kantengerundeten bis angerundeten Kiesen in einer sandigen Matrix. Durch den wechselnden Matrixanteil und Variationen der Korngrößen von Komponenten lässt sich innerhalb dieser Einheit eine Stratifizierung erkennen. Die Schichten an der Basis zeigen ein

einheitliches Einfallen in Richtung NW mit einem Einfallwinkel zwischen 20 und 30°. Aufgrund der Kompaktheit, Steilheit der Böschungen (teilweise fast vertikal) und den Vorkommen von gebrochene Klasten wird diese Einheit als überkonsolidiert beschrieben. Es wird der Lithofazies Code Gcs vergeben. Darüber folgt eine siltig-tonige, graubeige Feinlamina-Einheit deren Lamination die Oberfläche der groben Kiese im Kontaktbereich nachzeichnet. Wie in Abbildung 7 erkennbar, werden die laminierten Bereiche von schluffigen Sand Lagen und nicht laminierten Feinkornablagerungen unterbrochen. Wie in Abbildung A3 im Anhang angezeigt stammt die Probe HR-02 aus einer dieser nicht laminierten Feinkornablagerungen. Die Lamination im mm-Bereich entsteht durch Wechsellagerung von dunklen und hellen Feinlamina und wird teilweise von Entwässerungsstrukturen durchschlagen, was auf eine rasche Kompaktierung nach der Ablagerung schließen lässt. Übergeordnet wird dieser Einheit der Lithofazies Code Fl bis F zugewiesen. Im Hangenden geht die Abfolge von Sand-Schluffen in geschichtete gerundete Kiese mit erkennbarer Stratifizierung über (Lithofazies Code Gcs; (Mair 2014))

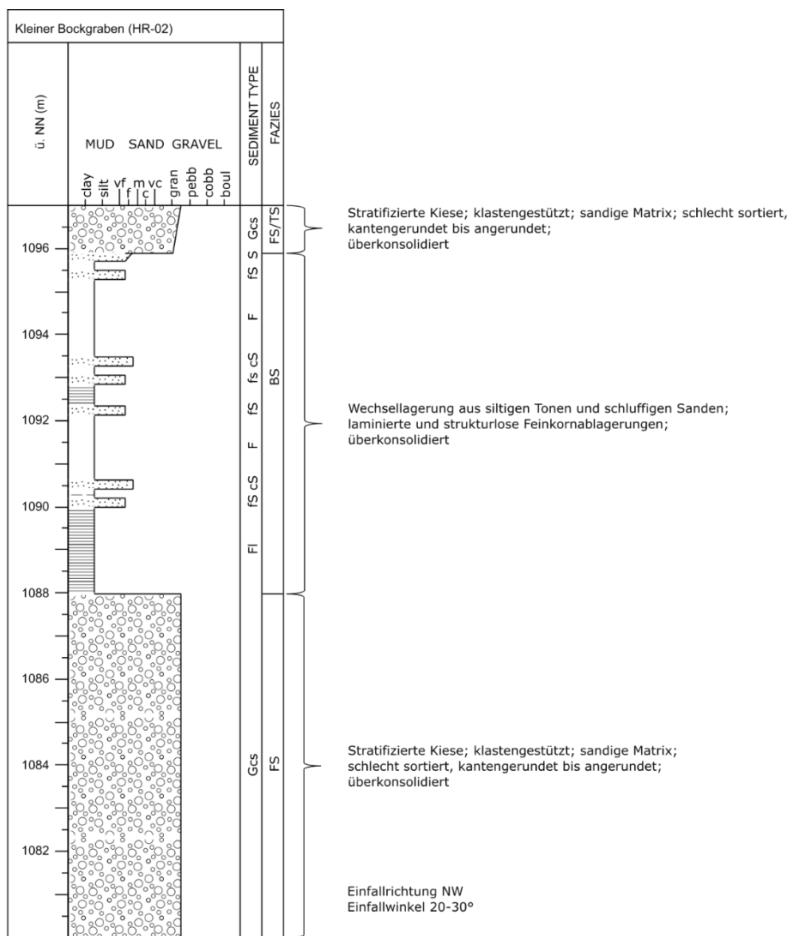


Abbildung 7: Sedimentlog Kleiner Bockgraben mit Klassifikationen des Sediments nach Keller (1996) und Kurzbeschreibung.

6.1.2. Kleiner Bockgraben oberer Bereich

Die sedimentäre Abfolge des oberen Bereichs des Kleinen Bockgraben ist als Sedimentlog in Abbildung 8 und mit weiteren sedimentologischen Details in Abbildung A4 im Anhang dargestellt. Die Basis besteht aus einer 11 m mächtigen Sedimentabfolge von klastengestützten, schlecht sortierten, mäßig bis gut gerundetes Kiesen in einer sandigen Matrix. Diese zeigt eine deutliche Stratifizierung ohne erkennbares Einfallen. Dieser Einheit wird der Lithofazies Code Gcs Zugwiesen. Darüber befinden sich eine sehr schlecht sortierte Ablagerung mit eckigen teils metergroßen Klasten, in einer sandig-schluffigen Matrix. Einzelne Lagen zeigen fast keine Matrix und bestehen überwiegend aus Steinen und Blöcken. Beide Einheiten sind sehr kompakt und bilden steile Böschungen was auf eine starke Konsolidierung hindeutet. Dieser Einheit wird er Lithofazies Code bSC zugewiesen. Darüber liegt eine diamiktische Einheit, bestehend aus unterschiedlich gut gerundeten Komponenten der Kiesfraktion mit wechselnd hohem Feinanteil. Durch den wechselnden Feinanteil lässt sich eine Stratifizierung erkennen. Verbreitet sind gekritzte Geschiebe und im Kornkontakt gebrochene Klasten zu finden. Vereinzelt lassen sich laminatierte Bereiche und Drapierungen von größeren Klasten durch Feinkornlagen erkennen (Abbildung A 4 im Anhang). Dieser Einheit wird der Lithofazies Code Dms bis Dml zugewiesen. Darüber befinden sich diamikitische Ablagerungen die eine deutlich geringere Kompaktierung aufweisen. Die Ablagerung besteht aus regellosen Kiesen in einer Matrix aus Feinsedimenten. Einige Klasten weißen dabei kritzte Oberflächen auf (Lithofazies Code Dmm).

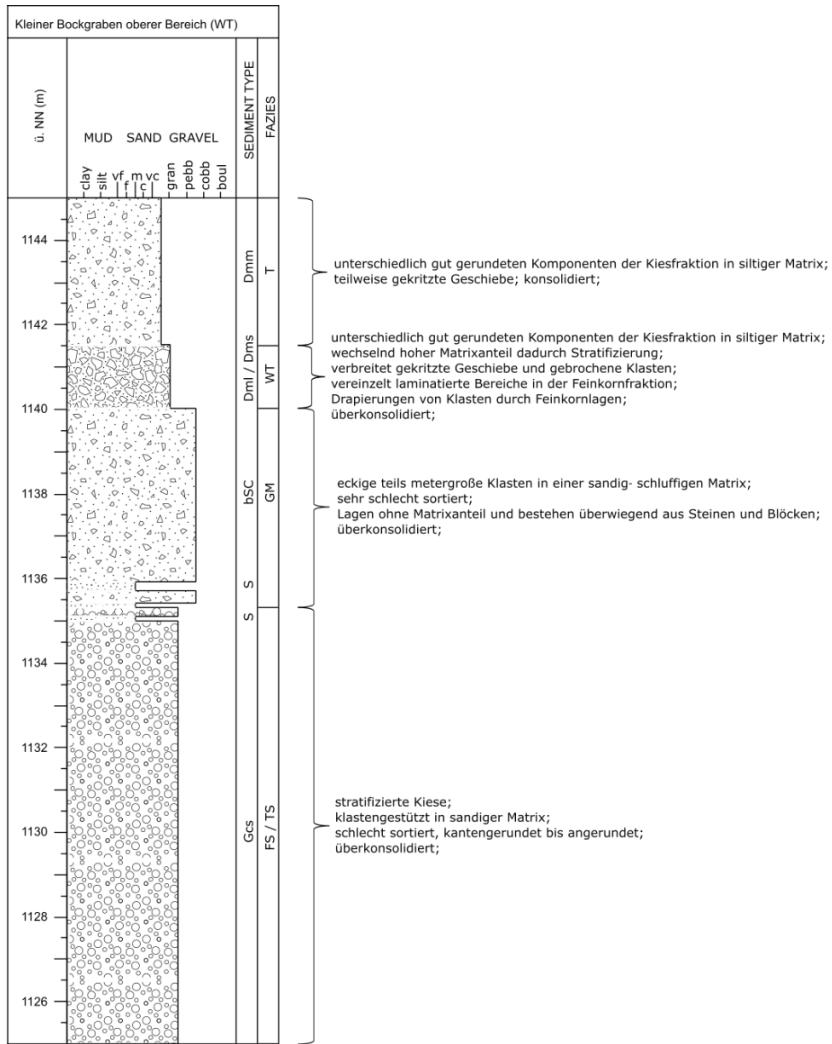


Abbildung 8: Sedimentlog Kleiner Bockgraben im oberen Bereich mit Klassifikationen des Sediments nach Keller (1996) und

6.1.3. Terrasse orographisch rechts des Weitkargraben

Die sedimentäre Abfolge der Terrasse orographisch rechts des Weitkargraben und die stratigraphische Position der OSL Probe HR-T_WKG sind als Sedimentlog in Abbildung 9 und mit weiteren sedimentologischen Details in Abbildung A5 im Anhang dargestellt. An der Basis befindet sich eine 2 m mächtige diamiktische Einheit, bestehend aus unterschiedlich gut gerundeten Komponenten der Kiesfraktion mit wechselnd hohem Feinanteil. Durch den wechselnden Feinanteil lässt sich eine Stratifizierung erkennen. Vereinzelt lassen und gebrochene Komponenten und gekritzte Geschiebe erkennen. Dieser Einheit wird der Lithofazies Code Dms zugewiesen. Darüber befinden sich 2 m mächtige klastengestützte, schlecht sortierte, kantengerundete bis angerundete Kiese in einer sandigen Matrix. Kieslagen sind teilweise mit dünnen Feinkornablagerungen überzogen und lassen eine Stratifizierung erkennen. Dieser Einheit wird der Lithofazies Code Gcs zugewiesen. Bei beiden Einheiten ist ein Eindringen in das Lockergestein mit dem Hammer fast nicht möglich, weshalb diese als überkonsolidiert beschrieben werden. Die nächste Einheit ist ~0,5 m mächtig und besteht aus wechselgelagerten tonigen Silten und Sanden die eine deutlich geringer Kompaktierung aufweisen.

Dieser Einheit wurde der übergeordnete Lithofazies Code Hs zugewiesen. Darüber befinden sich eine 3,5 m mächtige sehr schlecht sortierte Ablagerung mit eckigen teils metergroßen Klasten, in einer sandig-schluffigen Matrix. Dieser Einheit wird er Lithofazies Code bSC zugewiesen.

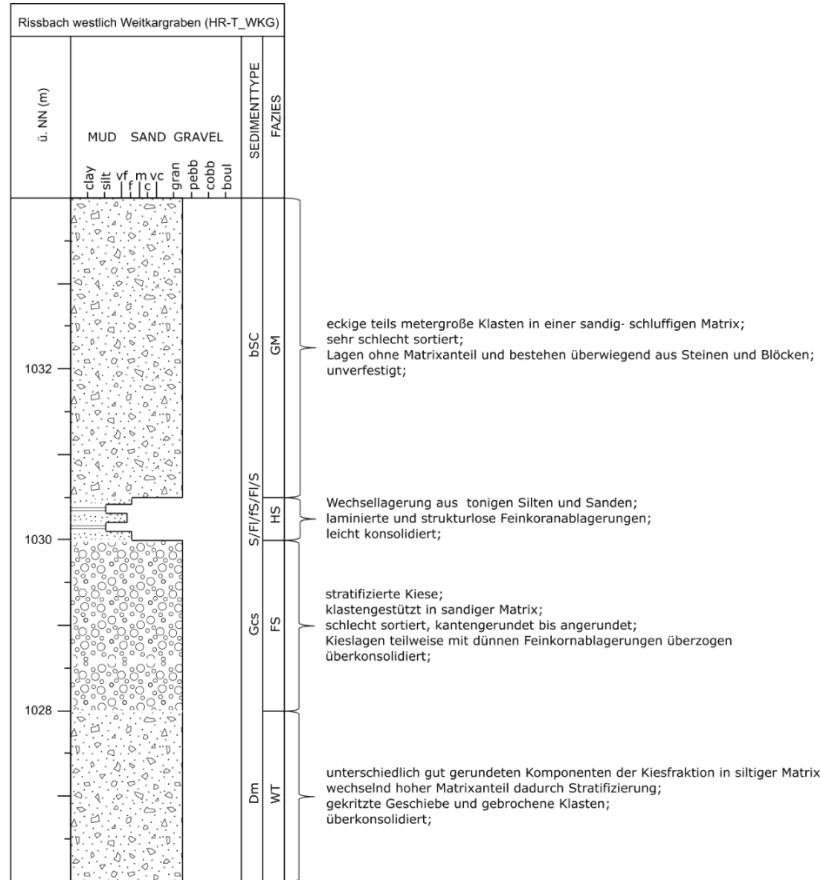


Abbildung 9: Sedimentlog westlich des Weitkargrabens (Probe HR-T_WKG) mit Klassifikationen des Sediments nach Keller (1996) und Kurzbeschreibung.

6.1.4. Staudengraben

Die sedimentäre Abfolge des Staudengrabens und die stratigraphische Position der OSL Probe VR-OI7-FG sind als Sedimentlog in Abbildung 10 und mit weiteren sedimentologischen Details in Abbildung A6 im Anhang dargestellt. An der Basis befindet sich eine überkonsolidierte 1 m mächtige stratifizierte Einheit aus klastengestützten, schlecht sortierten, mäßig bis gut gerundeten Kiesen in einer sandigen Matrix (Schellhorn 2021). Dieser Einheit wird der Lithofazies Code Gcs zugewiesen. Darüber befinden sich eine 2,2 m mächtige Wechsellagerung aus massigen Feinsanden und tonig-siltigem Sediment, Ton-Silte zeigen Feinschichtung bis Lamination. Dieser Einheit wurde der übergeordnete Lithofazies Code Hs zugewiesen. Die darüberliegende Einheit besteht großteils aus korngestützten Kiesen mit variierendem Matrixgehalt, ist gering verfestigt, aber nicht überkonsolidiert (Lithofazies Code Gcs; (Schellhorn 2021)). Darüber liegt eine 0,5 m mächtige Ablagerung aus massigem Ton mit vereinzelten Laminae die teilweise großen Holzresten durchzogen werden (Lithofazies Code Fo und P; (Schellhorn 2021)). Die darüberliegende 1,6 m mächtige Ablagerung besteht aus angularen Steinen mit einem

geringen Anteil an sandiger Matrix und ist unverfestigt. Dieser Einheit wird er Lithofazies Code SCC zugewiesen.

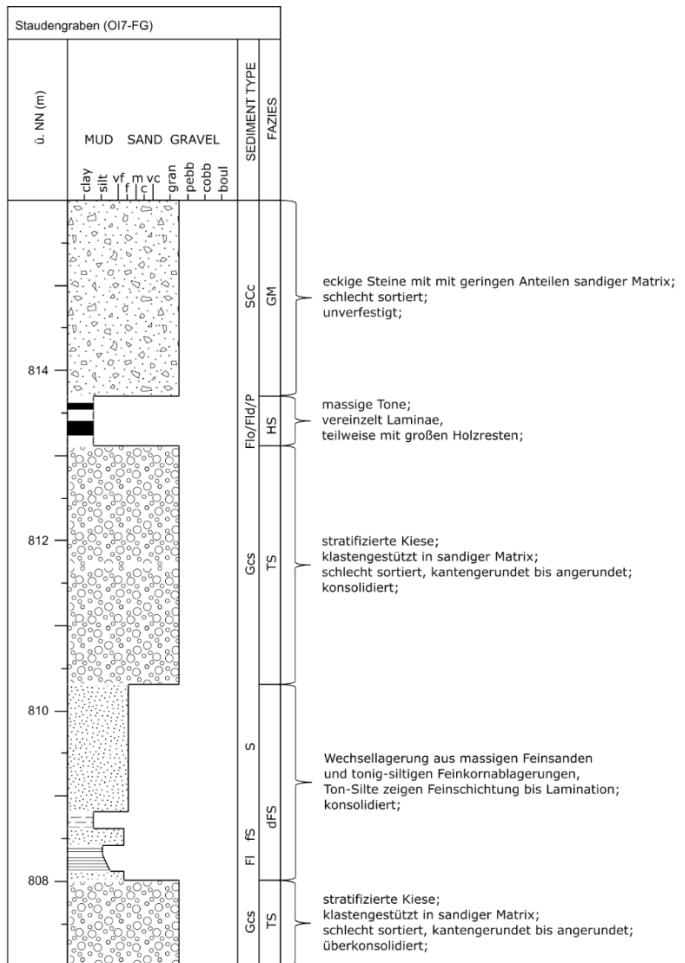


Abbildung 10: Sedimentlog Staudengraben mit Klassifikationen des Sediments nach Keller (1996) und Kurzbeschreibung.

6.1. Pollenanalyse

Die Pollenanalysen ergaben, dass nur die Probe HR-02 eine auswertbare Menge an Pollen und Sporen enthielt. Die anderen Proben enthielten nur eine geringe Menge an Mikroholzkohlefragmenten und wenige schlecht erhaltene, umgelagerte Pollenkörner. In der gesamten Probe HR-02 wurden nur 95 Pollenkörper gefunden, zusammen mit 3 Farnsporen (Trilete Sporen) und 12 Sporen von Bärlappgewächsen (Selaginella). Das Pollenspektrum besteht hauptsächlich aus Pinus-Pollen (Kiefer) und Betula (Birke), begleitet von wenigen Pollenkörnern typischer Steppenkräuter wie Artemisia und Chenopodiaceae.

6.2. Radiokarbondatierung

Die Ergebnisse der Radiokarbondatierung von insgesamt 6 Proben durch das Poznan Radiocarbon Laboratory sind in Tabelle 6 als ^{14}C -Alter [yr BP] zusammengefasst. Diese Altersdaten wurden mit dem in Punkt 5.3 beschriebenen Programm OxCal (ver. 4.4) kalibriert und in Tabelle 2 als ^{14}C -Alter [ka cal BP] dargestellt.

Tabelle 6: Ergebnisse der Radiokarbondatierungen im Intervall von 2 Sigma.

Probe	Material	^{14}C -Alter [yr BP] (2σ)	^{14}C -Alter [ka cal BP] (2σ)
VR-OI7-MM2A	org.*	4995 ± 35	5.75 ± 0.14
VR-OI7-MM2B	org.*	3990 ± 35	4.44 ± 0.13
VR-OI7 orogr. Rechts	org.*	3435 ± 35	3.70 ± 0.13
VR-OI7-Top	org.*	550 ± 30	0.57 ± 0.06
VR-30 MM1-upper	Holz	2160 ± 35	2.16 ± 0.15
VR-30 MM1-lowerB	org.*	2530 ± 30	2.62 ± 0.13

*org = unspezifiziertes organisches Material

6.3. Mineralogische Analysen mittels XRD

Die Ergebnisse der mineralogischen Analysen sind in Tabelle 7 zusammengefasst. Aufgrund der halbquantitativen Natur der Analyse ermöglichen die Ergebnisse lediglich eine Abschätzung der Anteile einzelner Mineralphasen. Bei der Auswertung wurden Feldspäte in einzelne Mineralphasen unterschieden. Aufgrund der ähnlichen Kristallstrukturen und der halbquantitativen Analyse ist diese Unterscheidung jedoch nicht zuverlässig. Aus diesem Grund sollten diese Mineralphasen als Feldspäte zusammengefasst werden (mündliche Mitteilung Clivia Hejny).

Wie in Tabelle 7 erkennbar ist, enthalten alle Proben etwa 50 gew.-% Schichtsilikate (Glimmer). Die Probe HR-02 weist mit etwa 35 gew.-% den höchsten Quarzanteil und mit etwa 8 gew.-% den geringsten Feldspatanteil auf. Der Chloritanteil liegt bei HR-02 bei etwa 5 gew.-%, während die anderen Proben etwa 1 gew.-% enthalten. Die WPPF-Profile befinden sich im Anhang (Abbildung A2 im Anhang).

Tabelle 7: Anteile der Mineralphasen in den Proben mit einem Fehler von $\pm 3-5$ gew.-% (Mitt. Clivia Hejny).

Probe	Quarz [gew.-%]	Feldspat [gew.-%]	Schichtsilikat [gew.-%]	Chlorite [gew.-%]
HR-02	35.4	8.41	51.3	4.89
HR-T_WKG	25.7	21.02	53.2	Rest
VR-OI7-FG	33.3	19.1	47.3	Rest

6.4. Delta-Systeme im Untersuchungsgebiet und deren Fazies

Beschreibung der Deltasysteme wird die Nomenklatur nach Postma (1990) verwendet. Die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Deltasysteme wurden durch verflochtene Flusssysteme, Auswasch- und/oder Schwemmkegelverteilungssystemen, was Systemen vom Typ A und B in Abbildung 10 entspricht, gespeist. Dabei bildet sich eine gleichmäßige Deltafront, wenn die Auslässe ausreichend eng beieinander liegen und/oder sie ihre Position häufig ändern. In solchen Fällen ist die Deltaebene (das Forest) von glatter und sanft abfallender Natur und abhängig von der Abflussdynamik entwickelt sich das klassische Gilbert-Delta (Prototypen 3 und 4; Abbildung 10) oder das Flach-Wasser-Delta vom Hjulstrom-Typ (Prototypen 1 und 2; Abbildung 10) (Postma 1990).

Im Untersuchungsgebiet können im Isartal und im Hinterrißtal (beginnend vom Rißbach Höhenniveau bis auf ~1090 m ü. NN) kiesige Ablagerungen mit teilweise messbarem Einfalten von 20° bis 30° beobachtet werden. Diese Sedimentabfolgen werden als Foresets eines Gilbert-Type Deltas interpretiert (6.4.2.; Abbildung 11). Gilbert-Type Deltas wurden erstmals in den Pleistozänen Ablagerungen des Lake Bonneville von Gilbert (1885) beschrieben, der ihre dreigliedrige Verbindung von Topsets, Foresets und Bottomsets erkannte. Topsets werden als überwiegend fluviale Ablagerungen, die die Spitze des Deltas mit Ablagerungsneigungen < 6° darstellen, definiert. Foresets neigen sich radial in Winkeln zwischen 10° und 35° (Flores 1990) und bestehen aus Gravitationsablagerungen an der gekrümmten Deltafront. Bottomsets wurden von Gilbert (1885, 1890) als schwach geneigte (<10°), feinkörnige Sedimente definiert. Seitdem gibt es einige Unterschiede in der Definition von Bottomsets, wobei einige Autorinnen ihre "geringe Neigung" betonen (Rhine 1984; Nemec 1990; Rohais et al. 2008), während andere auf ihre "feinkörnige" Natur bestehen (Massari und Parea 1990; S. K. Chough 1997; Hansen 2004). Im mittleren Hinterrißtal können im oberen Bereich des Karlgrabenprofils von Mair (2014) Wechsellagerungen von Kiesen und Sanden mit einem Einfallnen zwischen 4° und 6° beobachtet werden (Koordinaten im Aufschlussprotokoll Tabelle A4/92 im Anhang). Diese Sedimentabfolgen werden als Forests eines Hjulström-Deltas interpretiert (4.4.2.). Ein Hjulström-Delta wird durch massenströmungsbedingte grobkörnige Schuttströme und/oder durch schnell wechselnde Sedimentströme gespeist, die im Wesentlichen eine gleichförmige Deltafront bilden und in flache Gewässer vorwachsen. Die Morphologie ist gekennzeichnet durch eine unter Wasser liegende Delta-Front, die ungefähr denselben Gradienten wie ihre Delta-Ebene aufweist (Hargitai und Kereszturi 2021).

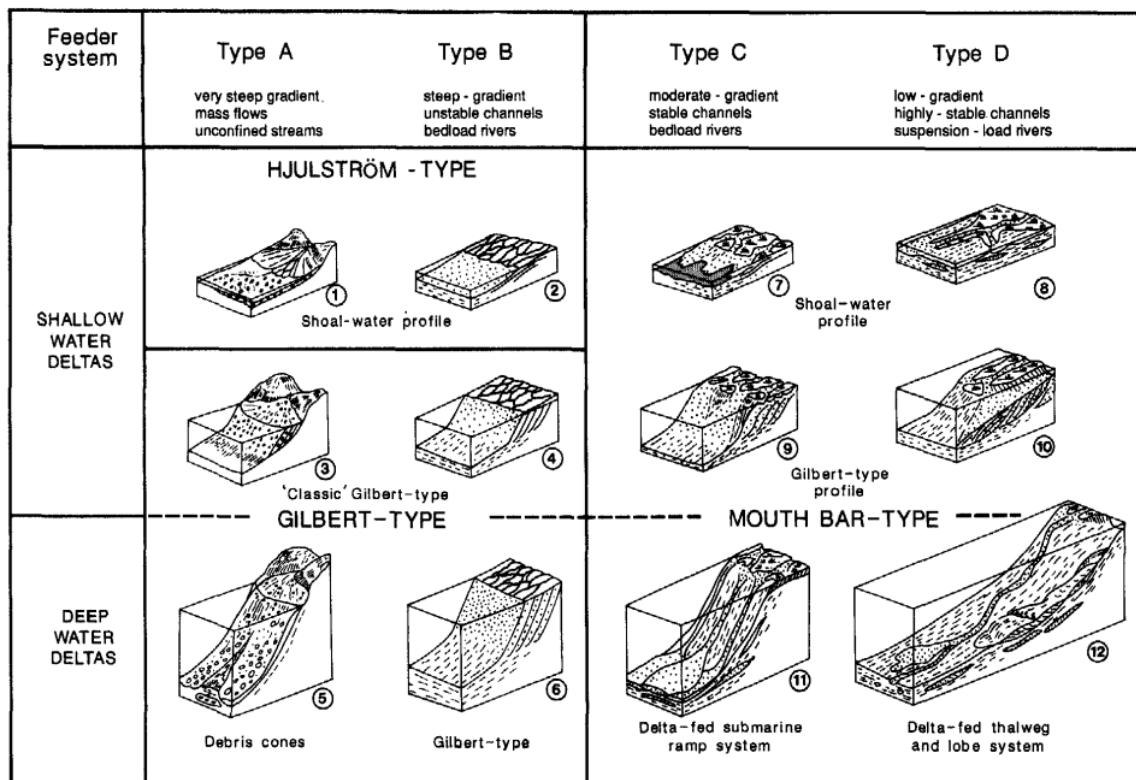


Abbildung 10: Zwölf Prototyp-Deltas nach Postma (1990). Die Prototypen werden auf Grundlage der Kombination von vier verschiedenen Arten von Zufluss- und Verteilungssystemen sowie zwei Bereichen der Beckentiefe unterschieden. (Abbildung verändert nach Postma (1990))

Folgende Beschreibungen beziehen sich auf die regional charakteristischen Merkmale der unter Punkt 6 aufgezählten Fazies. Ebenso werden die Lithofazieskodes (Keller 1996), welche zur genaueren Sedimentbeschreibung und für die Erstellung der Sedimentlogs herangezogen wurden und somit für die jeweilige Fazies charakteristisch sind für jeden der im Anschluss beschriebenen Faziesräume angegeben (vergl. auch Sedimentlogs Abbildung 7, 8, 9 und 10).

6.4.1. Topset (TS)

Die als Topset bezeichneten Ablagerungen bestehen aus klastengestützten, mäßig sortierten, kantengerundeten bis angerundeten Kiesen (Mittel- bis Grobkies) mit einer sandigen Matrix. Der Matrixanteil und die Korngrößen variieren innerhalb der einzelnen Lagen und lassen dadurch eine deutliche, teils trogförmige, Stratifizierung im Zentimeterbereich erkennen (Abbildung 11 A). Charakteristisch sind Einschaltungen von Sand und Siltlinsen innerhalb der Kieslagen. Innerhalb der Topsets können verbreitet geknackte Komponenten festgestellt werden, was auf eine Überkonsolidierung durch Eisauflast schließen lässt. Die Topsets sind vorwiegend fluviatile Ablagerungen, die den oberen Teil des Deltas darstellen und eine Ablagerungsneigungen von weniger als 6 ° aufweisen (Flores, 1990). Den TS im Untersuchungsgebiet werden nach Keller (1996) die Lithofazies Codes Gmm, Gcs und Gct zugeordnet (Erklärung Lithofazies Codes 5.1.).

6.4.2. Foreset (FS)

Die als Foreset bezeichneten Ablagerungen sind klastengestützte, schlecht sortierte, kantengerundete bis angerundete Kiese mit einer durchschnittlichen Klastengröße von ca. 2 - 5 cm (von Mittel- bis Grobkies). In den Ausflüssen lässt sich durch Korngrößenunterschiede meist eine Stratifizierung erkennen (Abbildung 11 B). Die Schichten haben eine Dicke von einigen Zentimetern bis zu Zehner Zentimetern. Die aus schlecht sortiertem grobem Sand bestehende Matrix macht meist nur wenige Prozent des Sedimentvolumens aus. Die Fazies ist hauptsächlich durch eine primäre Schichtungsneigung von 10° bis 30° gekennzeichnet (Abbildung 11 B). Dabei lassen sich innerhalb des mittleren Rißtals zwei Subtypen unterscheiden, einer ist hauptsächlich durch primäre Schichtungsneigungen von 20° bis 30° und der andere durch eine geringere Schichtneigung von unter 10° und Wechsellegerungen von Kiesen und Sanden gekennzeichnet. Die Foresets weisen teils dünne siltige Lagen (Ablagerungen aus Trübestromen) zwischen den Kieslagen auf. Diese Beobachtung ist besonders bei Aufschlussverhältnissen, die ein Einfallen nicht erkennen lassen, von großer Bedeutung und dient als Unterscheidungsmerkmal zu anderen Fazies. Innerhalb der Foresets können verbreitet geknackte Klasten festgestellt werden, was auf eine Überkonsolidierung schließen lässt. Der erste Subtyp wird als Gilbert-Delta-Foreset und der zweite Subtyp als Hjulström-Delta-Forset, mit weniger steilem Einfallen, aufgrund geringer Seetiefe interpretiert. Den FS im Untersuchungsgebiet werden nach Keller (1996) die Lithofazies Codes Gcs, Gcm, Gcm, Gmm, cS und S zugeordnet (Erklärung Lithofazies Codes 5.1.).

6.4.3. Distale Foresets (dFS)

Die als distale Foresets bezeichneten Ablagerungen bestehen aus wechselgelagerten Sanden und Silt mit Einschaltungen von Kiesen die oft eine Normalgradierung aufweisen (Ablagerung aus Suspensionsstrom). Es sind sehr häufig Entwässerungsstrukturen und synsedimentäre Deformationsstrukturen wie Flammenstrukturen („flame structures“) oder von älteren Sedimenten abgelöste Klasten („rip up clasts“; Abbildung 11 C) zu erkennen. Die distalen Forests stellen den Übergangsbereich des Forests in die sanft einfallenden bis horizontalen Feinsedimente des Bottomsets dar. Den dFS im Untersuchungsgebiet werden nach Keller (1996) die Lithofazies Codes Hs, Hl, S und gS zugeordnet (Erklärung Lithofazies Codes 5.1.).

6.4.4. Bottomset (BS)

Die als Bottomsets bezeichneten Ablagerungen bestehen aus tonig bis siltigen Ablagerungen und weisen oft eine Laminierung im Millimeterbereich auf (Abbildung 11 D). Es können jedoch auch Feinablagerungen beobachtet werden die keine Laminierung aufweisen. Innerhalb der Feinkornablagerungen können Dropstones bzw. ice-rafter-debris (IRD) beobachtet werden. Diese Beobachtung lässt einen Eisrandkontakt mit einem stehenden Wasserkörper vermuten. Innerhalb der Lamination sind häufig Entwässerungsstrukturen vorhanden, was auf hohe Sedimentationsraten und oder hohen Überlagerungsdruck schließen lässt. In dieser Arbeit werden Bottomsets als Feinkornlagen, die sowohl durch gravitative Ströme als auch durch Suspensionsablagerungen gebildet werden können

bezeichnet. Den BS im Untersuchungsgebiet werden nach Keller (1996) die Lithofazies Codes Fl, F und Fld zugeordnet (Erklärung Lithofazies Codes 5.1.).

6.4.5. Waterlain Till (WT)

Es handelt sich um diamiktische, siltig-tonige Ablagerungen die meist eine große Anzahl an Dropstones bzw. ice-rafter-debris (IRD), aufweisen. Die Ablagerungen sind sehr schlecht sortiert und zeigen eine bimodale Korngrößenverteilung. In der Feinkornfraktion kann bei genauer Betrachtung vereinzelt eine Lamination erkannt werden (Abbildung A4 A und B im Anhang). Vereinzelt lässt sich eine Drapierung von größeren Klasten durch Feinkornlagen beobachten. Die Komponenten sind gerundet bis eckig, teilweise facettiert und die Oberflächen gekritzelt. Durch wechselnden Matrixanteil lässt sich meist eine Stratifizierung innerhalb dieser Sedimentabfolgen erkennen (Abbildung 11 E; Abbildung A4 B und C im Anhang), die Schichten haben meist eine Dicke von einigen Zentimetern bis Dezimetern. Alle WT im Untersuchungsgebiet sind überkonsolidiert und weisen innerhalb der Lagen mit höherem Anteil an Komponenten, bei Kornkontakt, geknackte Klasten auf (Abbildung 11 E; Abbildung A4 C im Anhang). Die als Waterlain Till bezeichneten Ablagerungen sind faziell einem Bottomset oder distalen Foreset sehr ähnlich und werden am Seeboden bei Kontakt eines Gletschers mit einem stehenden Wasserkörper abgelagert. Den WT im Untersuchungsgebiet werden nach Keller (1996) die Lithofazies Codes Hs, Hl, Dmm und Dms, Dml zugeordnet (Erklärung Lithofazies Codes 5.1.).

6.4.6. Till (T)

Die als Till (T) bezeichneten Ablagerungen fassen alle diamiktischen Ablagerungen zusammen, die keine Identifikationsmerkmale eines WT aufweisen. Es handelt sich dabei um ungeschichtete Sedimente in bindiger Grundmasse, die schlecht sortiert sind und einen variablen Geschiebeanteil in der Kies-Steinfraktion aufweisen (Abbildung 11 F). Die Geschiebe sind häufig kantengerundet und eingeregelt und die Oberflächen gekritzelt und poliert. Das massive Erscheinungsbild ist oftmals mit einem ausgeprägtem Kluftgefüge durchsetzt (Lukas und Rother 2016). Diese Fazies fasst viele Ablagerungsmechanismen im glazialen Kontext wie z.B. Ablagerungen einer Grundmoräne oder Seitenmoräne zusammen. Für die folgenden Korrelationen ist nur eine Unterscheidung zwischen WT und T nötig, deshalb wird diese weitfassende Terminologie verwendet. Dem T im Untersuchungsgebiet werden nach Keller (1996) die Lithofazies Codes Dmm und Gmm zugeordnet (Erklärung Lithofazies Codes 5.1.).

6.4.7. Fluviaile Fazies (FF)

Die als Fluviaile Fazies (FF) bezeichneten Ablagerungen bestehen aus unkonsolidierten rezenten Fluss-Ablagerungen. Sie zeigen eine breite Korngrößenverteilung, die von feinem Schluff bis zu großen Gerölle reicht. Charakteristisch für diese Fazies sind Kiese mit einem korn- bis matrixgestützten Gefüge in einer sandigen bis feinkiesigen Matrix. Oft ist eine oben fein Gradierung (fining-upward; Abbildung 11 G) und B-Achsen-Imbriaktion zu erkennen. Ein wichtiges Merkmal ist die fehlende Konsolidierung, die Sedimente sind nicht verfestigt (nicht überkonsolidiert). Der FF im

Untersuchungsgebiet werden nach Keller (1996) die Lithofazies Codes bGcs und bGss zugeordnet (Erklärung Lithofazies Codes 5.1.).

6.4.8. Holozäne Seeablagerungen (HS)

Die als Holozäne Seeablagerungen (HS) bezeichneten Sedimente repräsentieren alle unverfestigten Feinkornablagerungen. Die Ausprägung dieser Sedimente ist dabei sehr variabel. Im Isartal können massive, teils laminierte Tone festgestellt werden. Diese Tone werden teilweise von großen Holzresten durchzogen und die obersten Zentimeter sind oft geprägt von Torf- bzw. Gyttjalagen (Abbildung 11 H), was einen präexistenten See widerspiegelt. Im Hinterrißtal finden sich Wechsellagerungen von Feinsedimenten (Ton/Silt) mit Feinsand, was auf eine lokale Stausituation schließen lässt. Hauptkriterium dieser Fazies ist die Ablagerung in einem stehenden Wasserkörper und die fehlende Konsolidierung. Den HS im Untersuchungsgebiet werden nach Keller (1996) die Lithofazies Codes P, F, Fl, Flo, Hs und Hl zugeordnet (Erklärung Lithofazies Codes 5.1.).

6.4.9. Gravitative Massenbewegungen (GM)

Die als Gravitative Massenbewegungen (GM) bezeichneten Ablagerungen weisen meist korngestützte Gefüge auf und werden aus kantengerundeten bis eckigen Komponenten aufgebaut. Die Korngröße der Komponenten variiert von Kies bis zu metergroßen Blöcken (Abbildung 11 I). Die Sedimente besitzen, wenn auch meist nur zu einem geringen Anteil, eine feinsandige bis sandige Matrix. Je nach Prozess, Wasser- und Feinanteil kann teilweise eine Normal-, aber auch Inversgradierung, beobachtet werden. Unter diesem Sammelbegriff werden alle Ablagerungen die auf gravitative Massenbewegungen zurückzuführen sind zusammengefasst. Den GM im Untersuchungsgebiet werden nach Keller (1996) die Lithofazies Codes SCc, SCcp, bSC und Gms zugeordnet (Erklärung Lithofazies Codes 5.1.).



Abbildung 11: Veranschaulichung der 9 Fazies in charakteristischen Aufschlüssen. A – Trogförmig stratifiziertes Topset; B – Stratifiziertes Foreset mit schräg nach unten gerichteter Schichtung, die die Bewegungsrichtung des Ablagerungsprozesses anzeigt; C – Trubiditlagen eines distalen Foresets mit postsedimentären Störungen und „rip up clasts“ im rot markiertem Bereich; D- Bottomsetablagerung mit erkennbarer Lamination; oben rechts – Entwässerungsstrukturen; E – Waterlain Till; oben - erkennbare Stratifizierung, unten – diamiktisches Gefüge und bimodaler Korngrößenverteilung, der variierende Komponentenanteil deutet eine Stratifizierung an; bei Kornkontakt treten häufig gebrochene Klasten auf (roter Pfeil); F – Till mit diamiktischem Gefüge und bimodaler Korngrößenverteilung (Matrix: Silt; Klasten: Kies-Stein); G – Fluviale Fazies mit erkennbarer Abnahme der Korngröße nach oben; H – Holozäne Seeablagerung in Form einer Torflage (roter Pfeil); I – Ablagerungen einer gravitativen Massenbewegung.

6.5. Lumineszenz Datierungen

Für die Lumineszenz Datierung wurden drei Proben entnommen: Davon Zwei aus dem mittleren Hinterrißtal, eine Ton/Silt Probe (BS) aus dem Kleinen Bockgraben und eine Ton/Feinsand Probe (HS) orographisch rechts des Weitkargrabens. Eine Probe stammt aus dem Oberen Isartal, eine Ton/Feinsand Probe (dFS) aus dem Staudengraben. Für jede Probe wurden De-Werte basierend auf OSL-, IRSL und pIRIR-Signalen berechnet.

6.5.1. Dose recovery tests und Fading

Basierend auf dose recovery tests der Probe HR-02 wurde eine Temperaturkombination von 200°C/200°C für jeweils 10 Sekunden als die am besten geeignete Vorheiztemperatur für das SAR-Protokoll bestimmt. Die dose recovery tests mit dieser Vorheizkombination zeigten ein Verhältnis von gemessener zu gegebener Dosis von $1,00 \pm 0,04$, ein durchschnittliches Recyclingverhältnis von $0,97 \pm 0,04$ und eine Rückgewinnung von $2,00 \pm 0,15\%$ basierend auf einem EBS-Ansatz (Early Background Subtraction; Tabelle 8). Bei Verwendung eines LBS (Late Background Subtraction) ergaben die gleichen Messungen ein Verhältnis von gemessener zu gegebener Dosis von $1,09 \pm 0,04$, ein durchschnittliches Recyclingverhältnis von $0,96 \pm 0,04$ und eine Rückgewinnung von $2,08 \pm 0,18\%$ (Tabelle 8). Die Ausleuchtungskurven zeigten eine Rücksetzung des Lumineszenzsignals von etwa 40.000 Counts pro 0,16 Sekunden auf den Hintergrund innerhalb weniger Sekunden (Abbildung 13).

Das Ergebnis der dose recovery tests für das IR50(225) Signal in Tabelle 8 zeigen ein leicht überschätztes Verhältnis von gemessener zu gegebener Dosis ($1,05 \pm 0,03$), während das IR50(290)-Signal ein leicht unterschätztes Verhältnis von gemessener zu gegebener Dosis ($0,93 \pm 0,04$) zeigte. Die Messungen der pIRIR-Signale ergaben ein Verhältnis von gemessener zu gegebener Dosis von $1,12 \pm 0,04$ für das pIRIR225-Signal und $1,65 \pm 0,08$ für das pIRIR290-Signal. Die gewichtete mittlere Laborverblassungsrate (g-Wert) für die Proben HR-02 und HR-T_WKG-23 beträgt $2,55 \pm 0,20\%$ pro Jahrzehnt mit einer Oberdispersion von 0 %. Der gewichtete mittlere g-Wert der Probe VR-OI7-FG beträgt $4,21 \pm 0,49\%$ pro Jahrzehnt mit einer Oberdispersion von $14,05 \pm 14,13\%$. Abbildung 12 zeigt alle gemessenen g-Werte in Form eines Radialplots, in dem jeder gemessene g-Wert abgelesen werden kann. Die gemessenen Aliquots der Probe VR-OI7-FG zeigen dabei ein sehr unterschiedliches Bleachingverhalten mit stark variierenden g-Werten von $0,91 \pm 0,83$ bis $5,57 \pm 0,86\%$ pro Jahrzehnt. Aufgrund dieser Beobachtungen, der Oberdispersion und der geringen Anzahl an Messungen wird für die Fadingkorrektur der Probe VR-OI7-FG ebenfalls der g-Wert von $2,55 \pm 0,20\%$ pro Jahrzehnt, der aus einer größeren Stichprobe im Hinterrißtal berechnet wurde, verwendet.

Die für die IRSL-Signale gemessene Residualdosis der Probe HR-02 nach 28 Stunden Bleaching mit einem Höhle SOL2 Sonnensimulator (entspricht ca. 7 Tagen natürlichem Sonnenlicht) beträgt $1,3 \pm 1,2$ Gy. Für das pIRIR225-Signal wurde ein Wert von $6,6 \pm 1,3$ Gy und für das pIRIR290-Signal ein Wert von $20,1 \pm 2,0$ Gy gemessen. Der Wert von etwa 20 Gy stellt den maximalen Residualwert des pIRIR290-Signals dar. Eine vollständige Rücksetzung des pIRIR290-Signals konnte unter Einbezug

dieses Maximalwerts ausgeschlossen werden. Daher wurden keine Residualkorrekturen durchgeführt und keine weiteren Untersuchungen zur Bestimmung des tatsächlichen Werts unternommen.

Die Ergebnisse der dose recovery tests der Quarz- und Feldspatsignale der Probe HR-02 wurden in Tabelle 8 zusammengefasst. Diese zeigen mehrere wichtige Merkmale der gemessenen Proben. Erstens enthalten die OSL-Signale eine "fast Komponente" und gute Lumineszenzeigenschaften. Zweitens zeigen die in Tabelle 8 dargestellten gemessenen/gegebenen Dosisverhältnisse für Quarz und Feldspat, dass die angewendeten SAR-Protokolle geeignet sind, die Äquivalentdosiswerte für die gemessenen Proben genau abzuschätzen.

Tabelle 8: Ergebnis der dose recovery tests Probe HR-02.

Signal	n [Aliquots]	Dosisverhältnis [Dosis gemessen/gegeben in %]	Recyclingverhältnis [%]	Rückgewinnung [% von Natural]
OSL (EB)	4	1,00 ± 0,04	0,97 ± 0,04	2,00 ± 0,15
OSL (LB)	4	1,09 ± 0,04	0,96 ± 0,04	2,08 ± 0,18
IRSL (250)	4	1,05 ± 0,03	1,04 ± 0,03	0,18 ± 0,03
IRSL (320)	4	0,93 ± 0,04	1,05 ± 0,07	0,89 ± 0,36
pIRIR225	4	1,12 ± 0,04	1,04 ± 0,05	0,46 ± 0,12
pIRIR290	4	1,65 ± 0,08	1,04 ± 0,06	1,01 ± 0,25

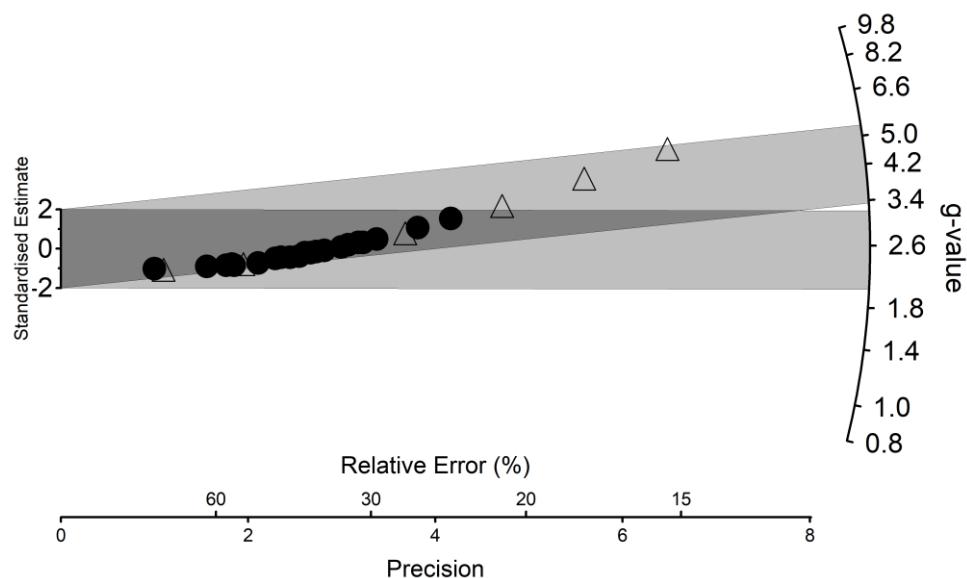


Abbildung 12: Der Radialplot zeigt die gemessenen g-Werte der Proben HR-02, HR-T_WKG-23 und VR-OI7-FG. Die Ergebnisse der Proben HR-02 und HR-T_WKG-23 sind als gefüllte schwarze Punkte dargestellt, während die Ergebnisse der Probe VR-OI7-FG als nicht gefüllte Dreiecke abgebildet sind. Auf der x-Achse kann der relative Fehler in Prozent und die Präzision, auf der y-Achse der g-Wert in Prozent pro Jahrzehnt für den jeweiligen Punkt abgelesen werden. Der graue Balken stellt den 2-Sigma-Fehlerbereich der gewichteten Mittelwerte der g-Werte dar, welcher 2,55 % pro Jahrzehnt für die Proben HR-02 und HR-T_WKG-23 sowie 4,20 % pro Jahrzehnt für die Probe VR-OI7-FG beträgt.

6.5.2. Beschreibung Lumineszenz

Bei den Lumineszenzmessungen von Quarz zeigen sich unterschiedliche Lumineszenzintensitäten der natürlichen OSL-Signale zwischen den einzelnen Proben, die von einigen hunderten anfänglichen OSL-Counts bei der Probe VR-OI7 bis zu einigen zehntausenden Zählern bei der Probe HR-02 reichen (Abbildung 13). Innerhalb der Proben sind die Lumineszenzintensitäten konsistent und zeigen wie in Abbildung 13 erkennbar, OSL-Ausleuchtkurven mit schnellem Abfall, welche die Hintergrundwerte in den ersten ~5 bis 10 Sekunden erreichen. Wo dieser schnelle Abfall innerhalb der ersten Sekunden der OSL-Abfallkurven auftritt, kann angenommen werden, dass die entsprechenden Quarz aliquots von einer schnellen OSL-Komponente dominiert werden (Li und Li 2006). In einigen Aliquots der Probe VR-OI7 sind auch mittlere und langsame OSL-Komponenten vorhanden. Dies zeigt sich in OSL-Abfallkurven, die den Hintergrundpegel erst nach mehreren Zehner Sekunden OSL-Stimulation erreichen. Der Grund für solche langsam abklingenden OSL-Abfallkurven ist, dass die mittleren und langsamen OSL-Komponenten viel geringere Abklingraten im Vergleich zur schnellen Komponente aufweisen. Ein weiteres Indiz für das Vorhandensein von mittleren und/oder langsamen OSL-Komponenten und deren nachteilige Wirkung auf die De-Schätzung ist ein abnehmender De-Trend mit zunehmendem Signalintegrationsintervall. Diese Eigenschaften führen zu niedrigeren De-Werten und einer Unterschätzung des OSL-Alters. Um den Beitrag der schnellen Komponente bei der De Ermittlung einer jeden Proben zu maximieren und eine Unterschätzung der De Werte zu verhindern, wurde in dieser Studie ein EBS-Ansatz angewendet (Cunningham und Wallinga 2010).

Alle gemessenen IRSL und pIRIR Signale erfüllen die in 5.5 beschriebenen Akzeptanzkriterien und zeigen hohe Intensitäten von einigen Tausenden IRSL-Counts in den ersten Sekunden der IRSL Stimulation. Die IRSL Ausleuchtkurven zeigen einen schnellen Intensitätsabfall, der nach ~50s den Hintergrundwert erreicht. Alle gemessenen Feldspatsignale sind innerhalb der Proben konsistent.

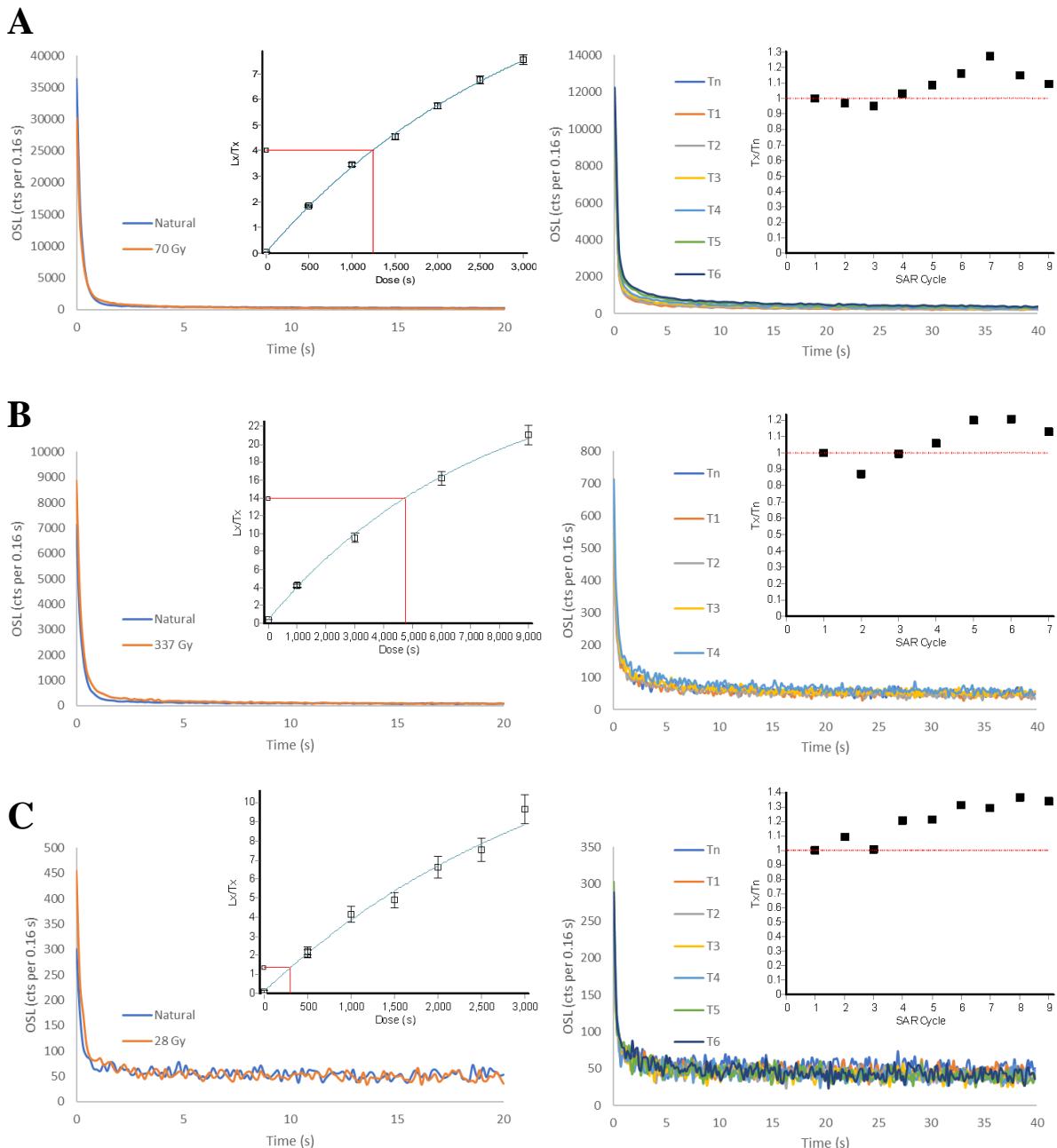


Abbildung 13: OSL-Eigenschaften eines typischen Aliquot der Probe HR-02 (A), HR-T_WKG (B) und VR-OI7-FG (C). Auf der linken Seite sind die OSL-Abklingkurven für die natürliche und eine regenerierte Dosis zusammen mit der entsprechenden SAR-Dosis-Antwortkurve (im Bild) dargestellt. Auf der rechten Seite sind die Abklingkurven der Testdosen zusammen mit einem Diagramm der T_x/T_n -Verhältnisse (im Bild) abgebildet.

6.5.3. Alters Ergebnisse

In Tabelle 9 wurden die De-Werte der drei Proben für alle Signale (OSL, IRSL und pIRIR), ihre Dosisraten und die resultierenden Alter zusammengefasst. Der De-Wert für jede Probe wurde unter Verwendung des Central Age Models (CAM) berechnet. Eine Überdispersion (OD) konnte nur für das IR50(290)- und pIRIR290 Signal der Proben HR-02 und HR-T_WKG-23 festgestellt werden. Die Überdispersion der Probe HR-02 beträgt $8,2 \pm 3,0\%$ für das IR50(290) Signal und $2,5 \pm 3,6\%$ für das pIRIR290 Signal. Für die Probe HR-T_WKG-23 beträgt sie $3,0 \pm 1,6\%$ für das IR50(290) Signal und $1,9 \pm 4,6\%$ für das pIRIR290 Signal (Tabelle 9).

Tabelle 9: De-Werte und daraus resultierende Alter aller Proben. Die Unterschiede in der Dosisrate zwischen den OSL-Signalen und den anderen Signalen ergeben sich durch die unterschiedliche interne Dosis von Quarz und Feldspat. Die in der Tabelle verwendeten Abkürzungen werden wie folgt definiert. n – gemessene aliquots / akzeptierte aliquots; Th - Thorium; U - Uranium; K – Kalium.

Probe	Signal	n	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Kosmisch (Gy kyr-1)	Dosisrate (Gy/ka)	De (CAM) [Gy]	Über-dispersion (%)	Age (ka)*
HR-02	OSL	17/20	4.44 ± 0.27	3.73 ± 0.08	1.05 ± 0.05	0.008 ± 0.001	2.19 ± 0.08	86 ± 1	-	39 ± 2
	IR50(225)	10/10					2.61 ± 0.15	86 ± 1	-	41 ± 3
	IR50(290)	7/7					81 ± 3	8.2 ± 3.0	39 ± 3	
	pIRIR225	10/10					161 ± 2	-		62 ± 4
	pIRIR 290	7/7					223 ± 5	2.5 ± 3.6		85 ± 5
HR-T-WKG	OSL	15/20	0.80 ± 0.17	2.33 ± 0.05	0.14 ± 0.02	0.034 ± 0.003	0.93 ± 0.05	284 ± 6	-	306 ± 17
	IR50(225)	8/8					1.17 ± 0.09	160 ± 2	-	178 ± 15
	IR50(290)	8/8					121 ± 2	3.0 ± 1.6	134 ± 11	
	pIRIR225	8/8					402 ± 7	-		343 ± 28
	pIRIR 290	8/8					468 ± 10	1.9 ± 4.6		399 ± 33
VR-OI7-FG	OSL	7/28	1.94 ± 0.18	2.16 ± 0.05	0.43 ± 0.03	0.090 ± 0.009	1.32 ± 0.07	18 ± 1	-	13 ± 1
	IR50(225)	8/8					1.58 ± 0.10	23 ± 1	-	18 ± 1
	IR50(290)	8/8					28 ± 1	-		22 ± 2
	pIRIR225	8/8					59 ± 1	-		37 ± 2
	pIRIR 290	8/8					100 ± 1	-		64 ± 4

*IRSL-Alter Fading korrigiert

6.5.4. Bleaching (Signal Rücksetzung)

Die gemessenen Bleichraten der Probe HR-02 wurden in Abbildung 14 als interpoliertes Liniendiagramm dargestellt (Datengrundlage Tabelle A9 im Anhang). Bereits nach 100 Sekunden (entspricht etwa 10 Minuten natürlichem Sonnenlicht) weist das Quarzsignal etwa 1 % des Anfangssignals auf. Das IRSL (250) Signal beträgt nach 1000 Sekunden (ca. 17 Minuten) ungefähr 5 % und erreicht nach 100.000 Sekunden (ca. 28 Stunden) einen Wert von etwa 1 % des Anfangssignals. Diese Ergebnisse zeigen, dass das Quarz OSL Signal mindestens eine Größenordnung schneller bleicht als das Kaliumfeldspat IR50 (225) Signal.

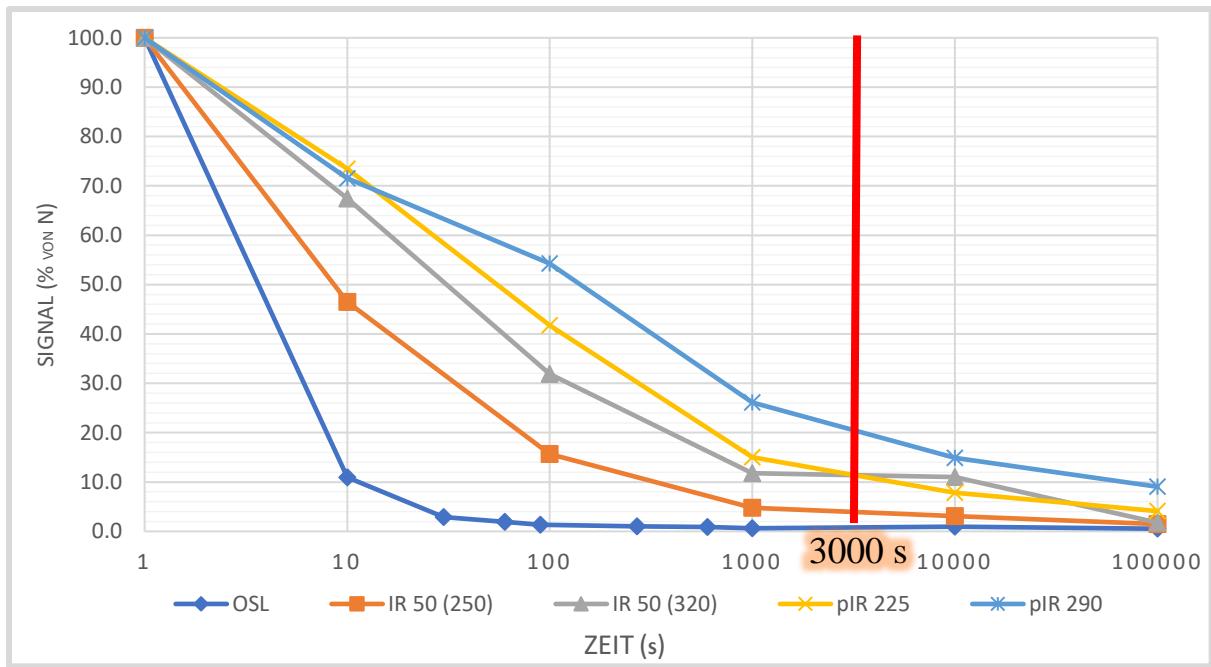


Abbildung 14: Bleachingverhalten der Probe HR-02. Die X-Achse (Zeit unter dem SOL2 Sonnensimulator ist logarithmisch dargestellt. Da die Fehler meist zu gering zur Darstellung sind, werden diese in der Abbildung nicht dargestellt und können der Tabelle A9 im Anhang entnommen werden. Die Abbildung zeigt deutlich die unterschiedlichen Geschwindigkeiten der Signalrücksetzung. Während das OSL-Signal nach 100s bereits auf ~1% des Signals reduziert wurde, weist das pIRIR290 nach 100ks noch ~10 % des Signals auf. Die rote vertikale Linie markiert die Zeitspanne von 0 bis 3000 s (50 min). Dies entspricht der Zeit die ein 11 µm großes Sandkorn (Dichte: 2,65 g/cm³) in trübem Wasser braucht um 1,5 m abzusinken. Bis diese Tiefe von 1,5 m ist ein bleaching des OSL und IRSL Signals laut Sanderson et al. (2007) möglich.

6.5.5. Bleaching Plateau Experiment

Die für das Bleaching Plateau Experiment gemessenen pIRIR110 und pIRIR170 Signale zeigen deutlich höhere Rekuperationswerte als die Datierungsmessungen der anderen Feldspatsignale. Wie in Tabelle A10 im Anhang ersichtlich, überschreiten die durchschnittlichen Rekuperationswerte der Proben teilweise erheblich die Akzeptanzkriterien (5.5.) und erreichen bei der Probe VR-OI7-FG einen Durchschnittswert von $26,5 \pm 1,2\%$. Obwohl diese Messungen die Akzeptanzkriterien für Datierungsmessungen nicht erfüllen, sind die resultierenden De-Werte der aliquots innerhalb der Proben konsistent und zeigen keine Überdispersion. Daher wurden alle aliquots akzeptiert und für das „Bleaching Plateau Experiment“ berücksichtigt. Die Altersberechnungen wurden wie in 5.5 beschrieben durchgeführt.

Die Ergebnisse des modifizierten Bleaching-Plateau-Experiments nach Reimann et al. (2015) wurden als OSL-Altersüberschätzungsverhältnis (Alter/OSL-Alter) in Abbildung 15 geplottet und in Tabelle 10 dargestellt. Für das IR50(225) Alter wurden Fadingkorrekturen, unter Verwendung des in 5.5. beschriebenen g-Werts, durchgeführt. Wie in Abbildung 15 und Tabelle 10 erkennbar, zeigt die Probe HR-02 innerhalb der Fehler konstante Alter für die OSL, IR50(225) und IR50(290) und das pIRIR110 Signale. Danach steigt das Alter kontinuierlich an bis es beim pIRIR290 ein Verhältnis von $2,2 \pm 0,15$ erreicht. Die Probe HR-T_WKG zeigt ein OSL-Alter, das fast dem doppelten Wert des IR50(225) Alters entspricht. Das Feldspatalter des pIRIR170 Signals stimmt mit dem OSL-Alter überein und steigt

anschließen leicht an bis es ein Verhältnis von $1,3 \pm 0,13$ beim pIRIR290 Signal erreicht (Tabelle 10). Die Probe VR-OI7-FG zeigt eine Übereinstimmung des OSL und pIRIR110 Alters. Das IR50(225) Signal weist ein Verhältnis von $1,3 \pm 0,18$ auf und überschätzt dadurch leicht das OSL-Alter (Abbildung 15). Beginnend mit dem pIRIR170 Signal steigen die OSL-Altersüberschätzungsverhältnisse kontinuierlich an und erreichen beim pIRIR290 Signal einen Wert von $4,8 \pm 0,49$ (Tabelle 10).

Tabelle 10: Altersergebnisse und OSL-Altersüberschätzungsverhältnisse der Proben HR-02, HR-T_WKG und VR-OI7-FG, die Abbildung 12 zugrunde liegen.

Probe	Signal	Age (ka)	Alter/ OSL-Alter
HR-02	OSL	39 ± 2	1.0 ± 0.05
	IR50(225)	41 ± 3	1.0 ± 0.12
	pIRIR110	36 ± 3	0.9 ± 0.08
	pIRIR170	52 ± 3	1.3 ± 0.09
	pIRIR225	62 ± 3	1.6 ± 0.11
	pIRIR290	85 ± 5	2.2 ± 0.15
HR-T_WKG	OSL	306 ± 17	1.0 ± 0.08
	IR50(225)	178 ± 15	0.6 ± 0.08
	pIRIR110	246 ± 21	0.8 ± 0.08
	pIRIR170	312 ± 26	1.0 ± 0.10
	pIRIR225	343 ± 28	1.1 ± 0.11
	pIRIR290	399 ± 33	1.3 ± 0.13
VR-OI7-FG	OSL	13 ± 1	1.0 ± 0.11
	IR50(225)	18 ± 1	1.3 ± 0.18
	pIRIR110	13 ± 1	1.0 ± 0.11
	pIRIR170	22 ± 1	1.6 ± 0.17
	pIRIR225	37 ± 2	2.8 ± 0.28
	pIRIR290	64 ± 4	4.8 ± 0.49

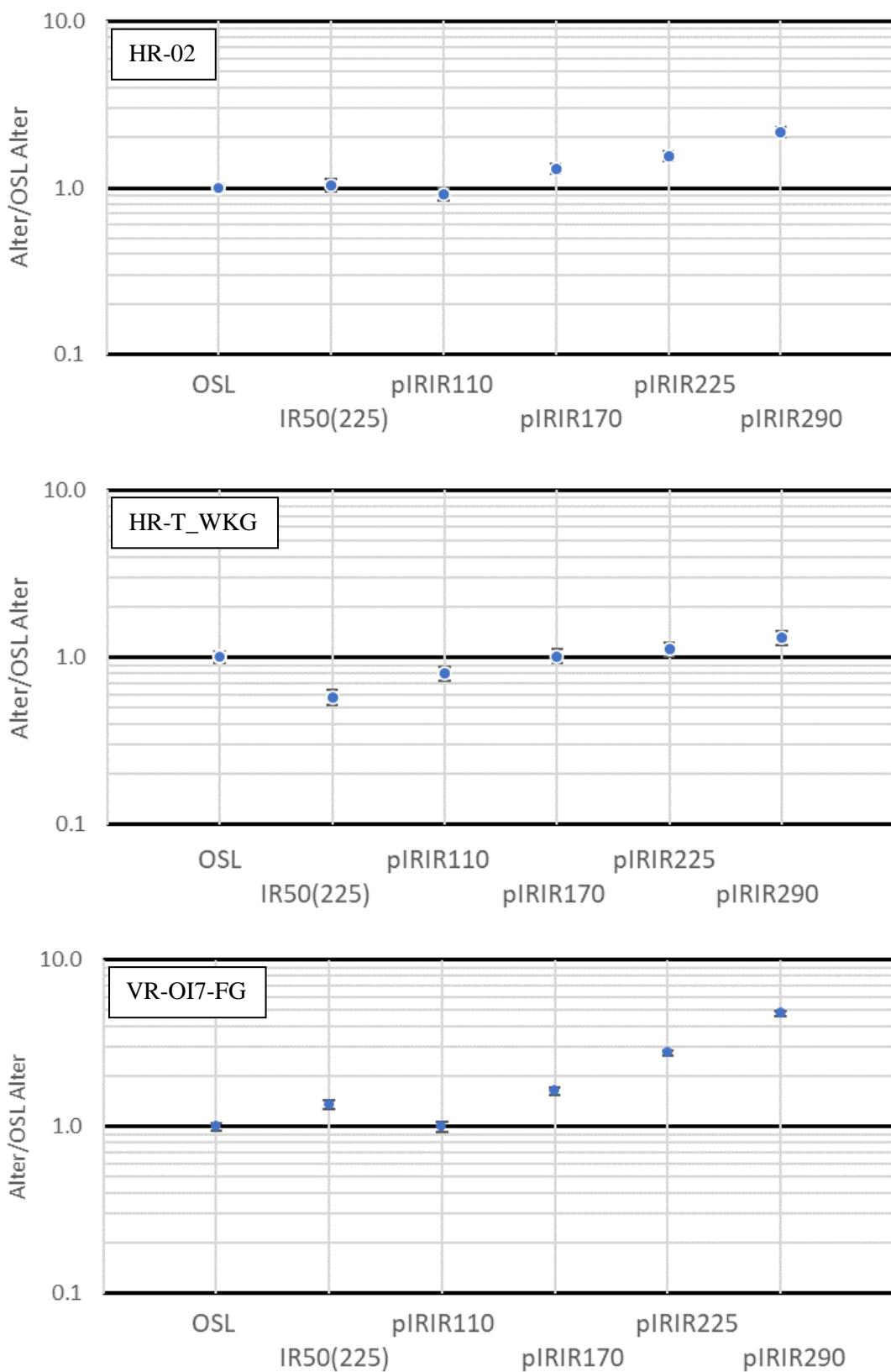


Abbildung 15: Ergebnisse des Bleaching Plateau Experiments als OSL-Altersüberschätzungsverhältnisse. Die Signale sind dabei ihrer Bleichbarkeit nach geordnet, beginnend mit dem am leichtesten zu bleichenden OSL-Signal.

7. Interpretation und Diskussion

7.1. Lumineszenzalter und deren Belastbarkeit

Aufgrund des geologischen Settings des Einzugsgebiets ist nur ein geringer Anteil an Quarz und Feldspat im Verhältnis zum Gesamtprobenmaterial zu erwarten. Die Erfahrungen dieser Arbeit zeigten, dass durchschnittlich 0,5 % des Probenmaterials als Quarz in der Kornfraktion 4 - 11 µm vorliegen. Schellhorn (2021) stellte fest, dass die Quarzkörner im Probenmaterial deutlich geringere Korngrößen als das restliche Probenmaterial aufweisen.

Schellhorn (2021) beschreibt in einem Großteil der Quarzsignale eine geringe Lumineszenzintensität (Signalintensität nach optischer Anregung), die er mit dem glazialen Transport der Sedimente erklärt. Schwache OSL-Signale von alpinen Quarzen wurden ebenfalls von Klasen et al. (2007) und Preusser et al. (2007; 2009) beschrieben. Eine geringe Anzahl an Ablagerungs- und Umlagerungszyklen sorgt dabei für ein schwaches Leuchten der Körner und kann auch den Effekt des partiellen Bleichens begünstigen, weil Fallen, die durch wiederholte Bestrahlung und Signalrücksetzung entstehen, in dem Kristallgitter dieser Quarze fehlen (Preusser et al. 2009). Eine geringe Sensitivität des Quarz Signales erschwert die Detektierung von partiellem Belaching, weil dieser Effekt von den großen Messfehlern von schwachen Signalen verschleiert werden kann. Auftretende Quarze mit hoher Lumineszenzintensitäten könnten laut Schellhorn (2021) durch äolischen Sedimenteintrag erklärt werden. Das Vorkommen von Quarzsignalen mit hohen Lumineszenzintensitäten könnte somit einen Indikator für hohe Anteile an äolisch eingebrachtem Quarz darstellen. Bei dem Vergleich der Lumineszenzeigenschaften zwischen den Ergebnissen von Schellhorn (2021) und dieser Arbeit sind die besseren Eigenschaften wahrscheinlich größtenteils auf die unterschiedliche Anzahl an gemessenen Quarzkörnern pro aliquot zurückzuführen, die bei Grobkornmessungen zwischen hunderten und einigen tausenden und bei Feinkornmessungen mehrere zehntausende betragen (Xia et al. 2021; Duller 2008).

Die Quarzsignale der Proben HR-02 und HR-T_WKG, die aus dem Hinterrißtal stammen, zeigen Abfallkurven mit hohen Lumineszenzintensitäten, die durch hohe Startpunkte der OSL-Counts dargestellt sind (Abbildung 13). Die Proben zeigen einen schnellen Abfall der OSL-Intensität auf das Niveau des Hintergrundsignals und sind eindeutig von der schnellen Komponente des Quarzsignals dominiert. Die resultierenden De-Werte der einzelnen aliquots weisen eine sehr geringe Streuung auf und sind basierend auf der Signalqualität als sehr zuverlässig einzustufen.

Die Quarzsignale der Probe VR-OI7-FG aus dem Isartal weisen deutlich geringere Lumineszenzintensitäten auf (Abbildung 13). Einige aliquots zeigen Anteile von mittel- und langsamen Komponenten, andere sind von schnellen Komponenten dominiert. Aliquots mit Anteilen an mittel- und langsamen Komponenten wurden, obwohl die Qualitätskriterien (5.5) erfüllt wurden, nicht für die De-Wert-Berechnung herangezogen. Diese Selektion und die hohe Rekuperation führten zu einer deutlich geringeren Anzahl von akzeptierten aliquots bei der Probe VR-OI7-FG (7/28) im Vergleich zu den Proben HR-02 (17/20) und HR-T_WKG (15/20).

Basierend auf den Lumineszenzeigenschaften des Quarzes kann den Signalen und den resultierenden De-Werten der Proben HR-02 und HR-T_WKG eine hohe Aussagekraft zugesprochen werden. In Bezug auf die Signalqualität sind der Probe VR-OI7-FG, aufgrund der geringeren Lumineszenzintensität und der auftretenden mittel- und langsamen Komponenten, schlechtere Eigenschaften als den anderen Proben zuzuordnen. Da zur Altersbestimmung jedoch nur aliquots verwendet wurden, bei denen die schnelle Signalkomponente mit Hilfe einer EBS bestmöglich isoliert wurde, kann auch diesen Signalen eine hohe Aussagekraft zugeordnet werden.

Die Probe HR-T_WKG zeigt sehr geringe Anteile an Thorium und Kalium, was zu einer sehr niedrigen natürlichen Dosisrate für diese Probe führt (Tabelle 9). Diese Beobachtungen könnten darauf hinweisen, dass es sich um ein „offenes System“ handelt, in dem radioaktives Ungleichgewicht vorkommt oder in der Vergangenheit vorgekommen ist. Ein "offenes System" bedeutet, dass im vorliegenden Sediment es zu Ein- oder Ausschwemmen von mobilen Radionukliden (z.B. durch Grundwasserzirkulationen) während des Ablagerungszeitraumes kam (Preusser et al. 2012). Dies kann zum Verlust von Tochter-Nukliden oder auch zum Eintrag von systemfremden Radionukliden führen. Wenn dies der Fall ist, ändert sich die Strahlungsdosis, was zu einer fehlerhaften Altersbestimmung führt, da die gemessene Dosisrate nicht mehr der tatsächlich Dosisrate entspricht. Zur Überprüfung dieser Beobachtung sollten wiederholte Messungen durchgeführt werden, um Instrumentenfehler auszuschließen. Um ein radioaktives Ungleichgewicht nachzuweisen und eventuell korrigieren zu können könnte eine hochauflösende Gammaspektrometrie durchgeführt werden (Rhodes 2011). Für diese Arbeit wurde aus zeitlichen Gründen auf diese Untersuchungen verzichtet, weshalb die Verlässlichkeit der generierten Alter fragwürdig ist. Aus diesem Grund werden die aus dieser Probe berechneten Alter als nicht vertrauenswürdig bewertet und für weitere Interpretationen der Landschaftsdynamik nicht berücksichtigt.

Aufgrund der Natur der angewandten Feinkorndatierung, bei der sich pro aliquot zehntausende von Quarz- bzw. Polymineralkörnern auf einem Messscheibchen befinden (Xia et al. 2021) und gleichzeitig optisch stimuliert werden, können differentiell gebleichte Einzelkörper nicht voneinander unterschieden werden (Duller 2008). Ein OSL oder IRSL Einzelkorndatierungsansatz an groben (d.h. ~250 - 350 µm großen) Sandkörpern wäre eine mögliche methodische Herangehensweise um über so generierte De Verteilungen den Grad der Nullstellung des natürlichen Lumineszenzsignals einer jeden Probe zu untersuchen (Duller 2008). Da die Sedimente im Untersuchungsgebiet im Grobkornbereich keine ausreichende Quarz- oder Feldspatkonzentrationen aufweisen, ist ein Feinkorndatierungsansatz die einzige Möglichkeit Lumineszenzalter für diese lakustrinen Sedimente zu generieren. Um den Grad der Nullstellung des natürlichen Lumineszenzsignals auch für solche Feinkornproben zu ergründen wurden Bleichraten gemessen und das Bleaching-Plateau-Experiment nach Reimann et al. (2015) durchgeführt. Dadurch kann das Bleichverhalten beschrieben und der Grad der Signalrücksetzung auch von Feinkornproben besser abgeschätzt werden (Reimann et al., 2015).

Die Messung der Bleichraten zeigt eine schnelle, um mindestens eine Größenordnung schnellere Rücksetzung des Quarzsignals im Vergleich zu den Signalen des Feldspates. Diese Beobachtung ist konsistent mit den Messungen anderer Autoren (Buylaert et al., 2012; Murray et al., 2012; Reimann et al., 2015). Basierend auf diesen Messungen wird davon ausgegangen werden, dass eine Probe, die dasselbe Alter für OSL und IR50 Signale aufweist, zumindest eine vollständige Rücksetzung des Quarzsignals erfahren hat (Murray et al. 2012).

Das durchgeführte Bleaching Plateau Experiments nach Reimann et al. (2015) basiert auf der Theorie, dass bei selben Altern eines wesentlich schneller zu bleichenden OSL Signals und eins langsamer bleichenden IR50 Signals, eine komplette Signalrücksetzung des leichter zu bleichenden Signals abgeleitet werden kann. Durch die Messung kontinuierlich langsamer bleichender Signale und das darstellen der Ergebnisse in Form von OSL-Altersüberschätzungsverhältnissen sind Proben desselben Alters in Form von Plateaus ausgebildet. Anhand der Länge des Plateaus kann laut Reimann et al. (2015) der Grad der Signalrücksetzung abgeleitet werden und für jedes der auf dem Plateau befindlichen Signale eine vollständige Signalrücksetzung angenommen werden.

Das Bleaching-Plateau-Experiment zeigt, dass die Probe HR-02 eine Übereinstimmung der Alter bis zum pIRIR110 Signal und somit ein Plateau in diesem Bereich aufweist (Abbildung 15). Bei der Probe VR-OI7-FG liegt ebenfalls ein Plateau vom das OSL bis zum pIRIR110 Altern vor, wobei das IR50(225) eine Überschätzung des OSL-Alters von ungefähr 30 % zeigt (Tabelle 10). Die Altersüberschätzung des IRSLSignals der Probe VR-OI7-FG könnte auf ein Residual von einigen Gy, das bei geringen D_e -Werten wie bei Probe VR-OI7-FG (Tabelle 9) einen großen Effekt haben könnte, zurückzuführen sein. Bei der Probe HR-T_WKG ist aufgrund der der Altersunterschätzung des IR50(225) Signals um 40 % und des pIRIR110 Signals um 20 % eine genauere Analyse der Ergebnisse notwendig. Es könnte sich um ein durchgehendes Plateau mit unterschätzten Altern bis zum pIRIR170 Signal und leicht überschätzten Altern bis zum pIRIR290 Signal handeln, was auf eine vollständige Rücksetzung aller gemessenen Signale hindeuten würde (Abbildung 15). Ohne zusätzliche Messungen und weiter Kontrollen ist diese Aussage jedoch mit großer Unsicherheit behaftet.

Basierend auf den Erbnissen des Bleaching Plateau Experiments kann für die Proben HR-02 und VR-OI7-FG eine vollständige Signalrücksetzung des OSL, IR50(225) und pIRIR110 Signals angenommen werden. Den aus OSL und IRSLSignalen generierten Altern dieser Proben in Tabelle 9 kann dadurch eine hohe Aussagekraft zugesprochen werden. Für die Probe HR-T_WKG kann ohne weiter Messungen und Untersuchungen keine finale Aussage über die Signalrücksetzung getroffen werden. Mit den bisherigen Daten deuten auf eine vollständige Signalrücksetzung aller Signale hin.

7.1.1. HR-02

Basierend auf den Sedimentären Beschreibungen (5; 6.1) und Sedimentlogs mitsamt Abbildungen (Abbildung 7; Abbildung A3 im Anhang) wird die Probe HR-02 als BS Ablagerung die während des LGM verdichtet wurde interpretiert. Für die Probe HR-02 besteht keine Möglichkeit der absoluten Alterskontrolle. Die Ergebnisse der Pollenanalysen zeigen niedrige Konzentrationen an Pollen. Es ist daher wahrscheinlich, dass die Baumpollen über weite Strecken transportiert wurden, die Kräuter könnten sehr spärlich lokal vorhanden gewesen sein. Diese Beobachtungen deuten somit auf eine Ablagerung dieser Sedimente während einer Kälteperiode hin. Sedimentologische Kriterien, wie der Grad der Überverdichtung der Sedimente und das Vorkommen von gebrochenen Klasten, in den darüber- und darunterliegenden Kiesen deuten auf eine Eisbelastung während des LGM hin. Dies steht im Einklang mit den Ergebnissen der Altersberechnungen, die ein OSL-Alter von 39 ± 2 ka und ein Feldspatalter von 41 ± 3 ka (IRSL (250)) und 39 ± 3 ka (IRSL (320)) ergeben. Die sehr hohe Signalsensitivität und die Ergebnisse des Bleaching-Experiments unterstützen die Aussagekraft der berechneten Altersdaten.

7.1.2. HR-T_WKG

Basierend auf den Sedimentären Beschreibungen (5.; 6.1) und Sedimentlogs (Abbildung 9; Abbildung A5 im Anhang) wird die wechselgelagerte Sedimentabfolge aus tonigem Silt und Feinsand die im Sedimentlog beschriebenen wird als HS, der durch eine lokale Stausituation auf einem Paläoterrassenniveau abgelagert wurde, interpretiert. Die datierte Probe stammt nicht direkt aus den Abfolgen diese Sedimentlogs, sondern wurde in lateraler Fortsetzung beprobt (5.; Abbildung A5 im Anhang). Da es nicht gesichert ist, dass dabei dieselbe Sedimentabfolge beprobt wurde, müssen für die Sedimentgenese auch andere Ablagerungsmechanismen in Erwägung gezogen werden. Mögliche Ablagerungsszenarien basierend auf dem geologischen Setting und der Aufschluss situation wären Überschwemmungsebenen auf diesem Paläoterrassenniveau die bei Starkregenereignissen sehr schnell ablagert werden oder feinkörnige Rinnenverfüllungen von Murschuttkegeln bzw. Schwemmfächern die auf diesem Niveau auslaufen. Für die Probe HR-T_WKG besteht keine Möglichkeit der absoluten Alterskontrolle. Basierend auf dem geringen Grad der Kompaktierung und der feinkörnigen Natur der Ablagerungen kann jedoch von einer spätglazialen bis holozäne Ablagerung bei geringer Transportenergie ausgegangen werden. Die Ergebnisse der Altersberechnungen, die ein OSL-Alter von 306 ± 17 ka und Feldspatalter von 178 ± 15 ka (IRSL (250)) sowie 134 ± 11 ka (IRSL (320)) ergeben, widersprechen dabei den sedimentologischen Beobachtungen. Das Ergebnis des Bleaching-Experiments könnte als duregehendes Plateau interpretiert werden und ein komplett gebleichtes Sediment anzeigen. Eine mögliche Erklärung könnte sein, dass das Sediment bei seinem letzten Umlagerungszyklus kein Bleaching erfahren hat und durch dieses Experiment die Signalrücksetzung des vorherigen Umlagerungszyklus beurteilt wurde. Dadurch könnte dieses Ergebnis auf eine schnelle eventartige Umlagerung wie z.B. durch Muren hindeuten. Solche Ablagerungsprozesse implizieren kurze Transportwege und würden keine oder eine nur partielle Nullsetzung der OSL bzw. IRSL Signale

begünstigen. Darüber hinaus wäre ein radioaktives Ungleichgewicht, welches zu einer scheinbar niedrigen Dosisrate führt, ein weiterer zusätzlicher Prozess, welcher die beobachtete Altersüberschätzung dieser Probe mitverursachen könnte. Es ist jedoch festzuhalten, dass ein radioaktives Ungleichgewicht als singuläre Erklärung für die Altersüberschätzung unwahrscheinlich ist. Der Grund für die deutliche Altersüberschätzung dürfte eine Kombination aus einer schnellen, nicht für die Signalrücksetzung ausreichende, Umlagerung und einem radioaktiven Ungleichgewicht sein. Somit scheint eine partielle Signalnullstellung ein der Probe HR-T-WKG anhaftendes Problem zu sein, welches erst nach sorgfältiger Analyse des Bleaching Plateaus augenscheinlich wird. Die berechneten Alter dieser Proben werden für weitere Interpretationen der Landschaftsdynamik nicht berücksichtigt.

7.1.3. VR-OI7-FG

Basierend auf den sedimentären Beschreibungen (5; 6.1) und Sedimentlogs (Abbildung 10; Abbildung A6 im Anhang) wird die Probe VR-OI7-FG als distales FS, das nach oben hin proximaler wird, interpretiert. Aufgrund der Verdichtung wird ein post-LGM Ablagerungsalter für diese Probe abgeleitet. Die Probe VR-OI7-FG ist stratigraphisch mit der Probe VR_28 von aus der Arbeit von Schellhorn (2021) korrelierbar, welche von diesem Autor mittels OSL Grobkorndatierung (63-90 µm; 9,8 mm stainless-steel discs) auf ein Alter von $17,8 \pm 2,4$ ka datiert wurde. Schellhorn (2021) weist diesem Alter aufgrund schlechter Lumineszenzeigenschaften der Proben eine geringe Aussagekraft zu. Den darüberliegenden unkomplizierten Ablagerungen konnten kalibrierte ^{14}C -Alter von $5,75 \pm 0,14$ und $4,44 \pm 0,13$ ka BP zugewiesen werden (Sedimentlog Abbildung 10; Position der ^{14}C -Alter Abbildung A6 im Anhang). Orografisch rechts des Aufschlusses konnte organisches Material auf derselben Höhe auf ein kalibriertes ^{14}C -Alter von $3,70 \pm 0,13$ ka BP datiert werden. Diese organischen Ablagerungen dürften lokale Stausituationen im Holozän widerspiegeln. Organisches Material innerhalb des Murschuttfächers am Top des Aufschlusses weist ein kalibriertes ^{14}C -Alter von $0,57 \pm 0,06$ ka auf. Basierend auf den sedimentologischen Beobachtungen und den korrelierbaren Altersdaten wird bei der Probe VR-OI7-FG eine spätglaziale Stausituation im Isartal angenommen. Die OSL-Alter von 13 ± 1 ka und Feldspatalter von 18 ± 1 ka (IRSL (250)) und 22 ± 2 ka (IRSL (320)), unterstützen diese Vermutung. Die Ergebnisse des Bleaching-Experiments bestärken die Aussagekraft der berechneten Altersdaten, wobei der Einfluss des Fadings auf die IRLS Feldspatalter noch genauerer Untersuchungen bedarf. Aufgrund dieser Unklarheiten wird dem OSL-Alter von 13 ± 1 ka die höchste Aussagekraft zugesprochen und für Weiter Interpretationen der Talgenese herangezogen.

7.2. Diskussion der Lumineszenzdatierungen

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen zwei vielversprechende Erkenntnisse, die für die Anwendbarkeit der Lumineszenz-Feinkorndatierung in inneralpinen glazialen Regionen sprechen. Erstens konnte in den silikatarmen Einzugsgebieten eine überraschend gute Materialverfügbarkeit von Quarz und Feldspat festgestellt werden. Zweitens konnte eine Methode zur Feststellung und Quantifizierung der Signalrücksetzung von Lumineszenzsignalen für die Feinkorndatierungen adaptiert, getestet und erfolgreich angewendet werden.

Die gute Materialverfügbarkeit könnte auf einen erhöhten äolischen Sedimenteintrag während glazialer Perioden zurückzuführen sein. Untersuchungen verbreiteter äolischer Sedimentablagerungen in den westlichen NKA von Gild et al. (2018) deuten auf intensive äolische Sedimenttransporte während des Spätglazial hin. Aufgrund der räumlichen Nähe und der teilweisen zeitlichen Überschneidung mit den hier untersuchten glazialen Sedimenten kann ein starker äolischer Sedimenteintrag während der Ablagerungen dieser Sedimente angenommen werden. Dieser äolische Sedimenteintrag ist vor allem in den BS Ablagerungen der Probe HR-02 (Abbildung 7; Abbildung A3 im Anhang) zu erwarten und könnte dort einen erheblichen Teil des Sedimenteintrags darstellen. Die Probe HR-T_WKG deren Genese nicht eindeutig geklärt ist und wahrscheinlich nicht lakustrin, sondern durch Massenbewegungen abgelagert wurde (7.1.2), zeigt ebenfalls ausreichend datierbares Material. Da in diesem Ablagerungsmilieu der zu erwartende äolische Seesedimenteintrag deutlich geringer wäre, lässt diese Beobachtung darauf schließen, dass andere Quarz- und Feldspatquellen im Einzugsgebiet existieren. Geochemische Analysen der wichtigsten Oxide innerhalb bituminöser und kerogenreicher Gesteine, die im Untersuchungsgebiet als Mitglieder des Hauptdolomits und des Wettersteinkalks vorkommen, zeigen zwischen 6 und 50 gew.-% SiO (Lobitzer et al. 1994). Unter Berücksichtigung des Ablagerungsmilieus der Karbonate im Untersuchungsgebiet, die großteils im kontinentnahen Schelfbereich abgelagert wurden (3.), ist ein terrestrischer Sedimenteintrag von wenigen gew.-% in allen karbonatischen Lithologien möglich. Dadurch könnten karbonatische Ablagerung durch Verwitterung ausreichend Quarz und Feldspat bereitstellen, um eine Feinkorndatierung zu ermöglichen. Die guten Signalqualitäten der datierten Quarze in dieser Arbeit könnten für diese These sprechen. Quarz gewinnt durch jeden Umlagerungszyklus an Sensitivität und die aus den Karbonaten herauswitternden Quarze hätten einige dieser Zyklen durchlaufen, was gute Lumineszenzeigenschaften erwarten lässt. Dies könnte die Lumineszeigenschaften der Probe VR-OI7-FG erklären. Diese weist im Gegensatz zu den anderen Proben kristalline Geschiebe im Einzugsgebiet auf, die durch Verwitterung eingebrachten Quarzkörner weisen eine kurze sedimentäre Geschichte (geringe Anzahl an Umlagerungszyklen auf), was laut Preusser et al. (2006) eine niedrige OSL-Intensität begünstigt. CL-Analysen (Kathodolumineszenz) von Quarzen aus den Alpen Neuseelands deuten darauf hin, dass niedrige OSL-Intensitäten möglicherweise auf das Fehlen von Fallen, die durch wiederholtes Bestrahlung und Bleachen entstehen, zurückzuführen sind (Preusser et al. 2006). Das geologische Herkunftsgebiete und die Entstehung der Quarze spielt ebenfalls eine bedeutende Rolle für die OSL-Intensitäten, da je nach

geologischer Geschichte der Quarzkörner (z.B. kristallin, metamorph überprägt oder tektonisch beansprucht) dabei Unterschiede in der Art und Konzentration von Verunreinigungen und/oder Fehlstellen innerhalb des Kristallgitters auftreten, die für Emissionszentren und/oder Fallen verantwortlich sind (Preusser et al. 2006). Gemäß der hier vorgestellten These würden die kristallinen Geschiebe niedrige OSL-Intensitäten erwarten lassen, die sich in den Ausleuchtkurven als Slow- und Medium-Komponenten widerspiegeln. Dafür sprechen die von Schellhorn (2021) beschriebenen OSL Signale der Kornfraktion 63-90 µm der Probe VR_28, welche einen großen Anteil an der medium- und slow-Komponente zeigen. Die in dieser Studie gemessene Kornfraktion 4-11 µm würde nach dieser These größere Anteile an Quarzen aus den Karbonaten (geringe Korngröße, weil diese Quarze äolisch im küstennahen Schelf der Trias abgelagert wurden) und hohe OSL-Intensitäten erwarten lassen. Diese Erkenntnisse könnten maßgeblich zum Verständnis inneralpiner Quarzsignale beitragen, da die Ergebnisse nahelegen, dass hohen OSL-Intensitäten auf äolischen Eintrag und Verwitterung aus den Karbonaten und die niedrigen OSL-Intensitäten durch Kristallingesteine im Einzugsgebiet verursacht werden. Dies würde implizieren, dass eine Analyse der Komponenten der OSL-Signale Aufschlüsse auf die Quarzquellen im Einzugsgebiet liefern könnte. Was anders herum bedeutet, dass durch sorgfältige geologisch Analyse des Untersuchungsgebiets die zu erwartenden Quarzsignale im Vorhinein prognostiziert werden könnten. Sollte sich diese Vermutung bestärken würde das die Auswahl der Untersuchungsgebiete deutlich beeinflussen. Bis jetzt wurde nach Quarzquellen in Form von kristallinen Gesteinen im Einzugsgebiet gesucht, um die Chancen auf Datierbares Material zu erhöhen. Diese Limitierung würde wegfallen und sich sogar ins Gegenteil umkehren, da Untersuchungsgebiete ohne solche Quarzquellen für die Feinkorndatierung bevorzugt werden sollten.

Im glazialen Kontext stellt das nur teilweise zurückgesetzte Lumineszenzsignal (partial bleaching) ein großes Problem für die Anwendbarkeit der Lumineszenzdatierungsmethode dar. Das in dieser Arbeit für Feinkorndatierungen modifizierte Bleaching Plateau Experiment nach Reimann (2015) zeigt vielversprechende Ergebnisse, die zur Lösung dieses Problems beitragen können. Die Ergebnisse deuten darauf hin, dass der Grad der Signalrücksetzung erkannt und quantifiziert werden kann. Durch die Kontrolle mit geomorphologischen und sedimentologischen Beobachtungen scheint eine zuverlässige und quantitative Beschreibung der Signalrücksetzung möglich zu sein.

Durch die Analyse der Probe HR-T_WKG konnte ein Schwachpunkt des Bleaching Plateau Experiments aufgedeckt worden sein. Die Ergebnisse dieses Experiments können zuverlässig widerspiegeln ob die Signale „gleich“ oder „ungleich“ sind, eine Differenzierung zwischen gut, schlecht oder gar nicht gebleicht scheint jedoch nicht ohne weitere Untersuchungen möglich zu sein. Wenn alle Signale gleich gut, schlecht oder nicht gebleicht sind würde das Ergebnis des Experiments immer ein durchgehendes Plateau liefern und eine vollständige Signalrücksetzung anzeigen. Mögliche Lösungsansätze wären zusätzliche Kriterien zur Bewertung der Plateaus wie Z.B. dem Gradienten in

den nicht gebleichten Signalen oder maximale Unterschätzungsverhältnisse des OSL-Alters als Ausschlusskriterium.

Diese Arbeit konnte zeigen, dass im vorliegenden Untersuchungsgebiet Bottom Sets am besten für die Datierung von Feinkornablagerungen geeignet sind. Aufgrund der Natur dieser Ablagerungen befindet sich der Großteil des Probenmaterials in der gewünschten Kornfraktion und eine postsedimentäre Sedimentdurchmischung kann anhand sedimentärer Strukturen erkannt werden. Zudem ist in glazialen BS ein bedeutender Anteil an äolischen Sedimenteintrag zu erwarten. Der Grund dafür sind karge Vegetation (Boden ist anfälliger für Erosion) und Gletscherwinde (kalter Fallwind) im Nahbereich der Gletscher. Die Art des Sedimenttransports ist in Bezug auf den Grad der Signalrücksetzung von großer Bedeutung. Preusser et al. (2012) zeigt durch den Vergleich von OSL datierten hochalpinen gletschernahen feinkörnigen Seeablagerung mit unabhängigen Alterskontrollen, dass eine nur teilweise Signalrücksetzung in diesen Sedimenten eine vernachlässigbare Rolle spielt. Das Auftreten gut gebleichter Sedimente in unmittelbarer Nähe zur scheinbaren Sedimentquelle erklärt Preusser et al. (2012) dadurch, dass feinkörniges Material hauptsächlich durch äolische Aktivität und nicht durch Schmelzwasserströme oder Hängeintrag eingebracht wurde. Insgesamt hat äolisch eingebrachtes Material ein höheres Bleichungspotential als glazial transportiertes Sediment und könnte die gut gebleichten und übereinstimmenden OSL und IRSL Alter der Probe HR-02 erklären.

Die Tatsache, dass die Sedimente vor der Ablagerung in Suspension gewesen sind, erhöht ebenfalls die Wahrscheinlichkeit der kompletten Signalrücksetzung von BS. Rendell et al. (1994) zeigen, dass eine Signalrücksetzung des IRSL-Signals unter Wasser bis in eine Tiefe von 10 m und des OSL-Signals bis in eine Tiefe von 12-14 m möglich ist. Sanderson et al. (2007) untersuchten den Einfluss von Suspension in der Wassersäule und kamen zum Ergebnis, dass nach 150 cm noch 5 % der Lichtintensität übrig sind und bis zu diesem Zeitpunkt eine Signalrücksetzung möglich ist. Sanderson et al. (2007) beschreiben, dass Feldspat unter trübiden Bedingungen schneller bleicht als Quarz. Mit dieser Tiefe von 150 cm lässt sich eine minimale Bleichzeit unter Anwendung der Stokesschen Gleichung berechnen. Die Berechnungen ergeben, dass 11 μm Sandkörner 300 Minuten (18000s) benötigen um 150 cm in einer Wassersäule abzusinken. In Abbildung 14 ist diese Zeitspanne mittels einer roten Linie markiert (3000 s im Solar Simulator dieser bleicht ungefähr 6-mal effizienter als natürliches Sonnenlicht) und kann als maximal Zeitraum interpretiert werden, in welchem Q zu 99,5 %, das IR50(225) Signal zu 97 %, das IR50(290) Signal zu 89 %, das pIR225 Signal zu 88 % und das pIR290 Signale zu < 80 % gebleicht wurden. Dies % werte an Signalbleichung sind als mögliche Maximalwerte zu verstehen, da beim Absinken in der Wassersäule die Lichtintensität von 100 % (an der Wasseroberfläche) auf 5 % (in 150 cm Tiefe) abnimmt, im Bleichexperiment mittels Solar Simulator (Abbildung 14) wird die Stimulation kontinuierlich mit 100 % Lichtintensität durchgeführt wurde. Die Beobachtung, dass Quarz bereits nach 100 s auf zu 99 % gebleicht wird, impliziert trotzdem eine hohe Wahrscheinlichkeit der

Signalrücksetzung für Quarz. Zudem wird bei dieser Abschätzung keine Signalrücksetzung während des Sedimenttransports angenommen.

7.3. Talentwicklung im Hinterrißtal

Beim Rißtal handelt es sich um ein durch Vergletscherungen geprägtes inneralpines Tal mit steiler Topographie und einer übertieften trogförmigen Talform. Während des letzten glazialen Maximus dürfte es zu keiner nennenswerten Transfluenz durch andere Hauptgletscher in das mittlere bis hintere Rißtal gekommen sein (siehe Kapitel 4.2). Es wurden lokal enorme Mengen an klastischen Sedimenten abgelagert, erodiert und umverteilt. Die Phasen der Sedimentakkumulation und Talbodenaufschüttung wurden dabei durch Klimaabkühlung, Senkung der Gleichgewichtslinie, Ausweitung des Permafrostes, Intensivierung des Frostsprenzens und Senkung der Baumgrenze ausgelöst (Mair et al. 2016). Das Isartal unterscheidet sich dabei vor allem durch den Einfluss des Inntalgletschers, dessen Vorrücken wesentlich zur Sedimentakkumulation und Talbodenaufschüttung beigetragen hat. Während der Sedimentakkumulation kam es im Riß- und Isartal immer wieder zur Stauung der Abflusssysteme und zur Bildung von lokalen Seen, deren zeitliche Einordnung und Ausdehnung Gegenstand aktueller Forschung sowie auch dieser Arbeit ist. Diese Seephassen führten im gesamten Untersuchungsgebiet zur Entstehung von Deltasystemen und Ablagerung von Sedimenten der Deltafazies. Die Fazies der Deltasedimente stellt im Untersuchungsgebiet den größten Anteil der vorzufindenden Sedimente dar.

7.3.1. Relative Alterskriterien im Hinterrißtal

In den untersuchten Sedimentabfolgen wird die Eisauflast durch das LGM als wahrscheinlichste Ursache für die Überkonsolidierung und das Auftreten von geknackten Klasten (Abbildung 11 E und Abbildung A5 im Anhang) angenommen (Schellhorn 2021; Mair 2014). Deshalb wird der Grad der (Über)Konsolidierung als Kriterium zur zeitlichen Zuordnung von Sedimentablagerungen herangezogen. Überkompaktierte bzw. überkonsolidierte Sedimente werden als Sedimente mit einem prä-LGM Alter angesehen, kompaktierte bzw. unkompaktierte Sedimente werden einer spätglazialen bzw. holozänen Genese zugeschrieben. Somit wird allen Sedimenten (ausgenommen Grundmoränen), welche eine Überkompaktion aufweisen und insbesondere geknackte Klasten enthalten (z.B. FS oder WT Ablagerungen mit Korn-an-Korn Klastenkontakten) aufgrund dieses sedimentologischen Kriteriums ein pre-LGM Alter attestiert. Die alternative Interpretation dass diese geknackten Gerölle das Resultat von Erdbebeneignissen sind wird ausgeschlossen, da die Rissstrukturen keiner Präferenzrichtung folgen und auch im gesamten Untersuchungsgebiet verteilt vorkommen und nicht räumlich clustern (Sanders und Ostermann 2011).

7.3.2. Sedimentologie der Seephassen im Hinterrißtal

Abbildung 16 zeigt insgesamt drei Seephassen im mittleren Hinterrißtal, zwischen Kreuzbrücke und Hagelhütte. Zur Identifizierung der Seeböden werden in Profil 1 BS (Bottomset; 6.4.4) und WT (Waterlain Till; 6.4.5) verwendet. BS repräsentieren Suspensionsablagerungen in einem stehenden Gewässer und somit Ablagerungen am Seeboden ohne direkten Deltaeinfluss. WT entsteht durch

direkten Kontakt eines Gletschers mit einem stehenden Gewässer. Dabei kann die Ausprägung dieser Ablagerungen je nach Nähe zum Gletscher (proximal oder distal) variieren. Gletscherproximal kann es zu einem sehr hohen Eintrag von Schutt und Moränenmaterial via Eisbergrift kommen, gletscherdistal können vereinzelte dropstones auftreten. In jedem Fall herrscht aber durch den direkten Gletscherkontakt eine hohe Hintergrundsedimentation. WT wird, wie die BS am Seeboden abgelagert und stellt daher eine dem BS sequenzstratigraphisch vergleichbare Fazies dar.

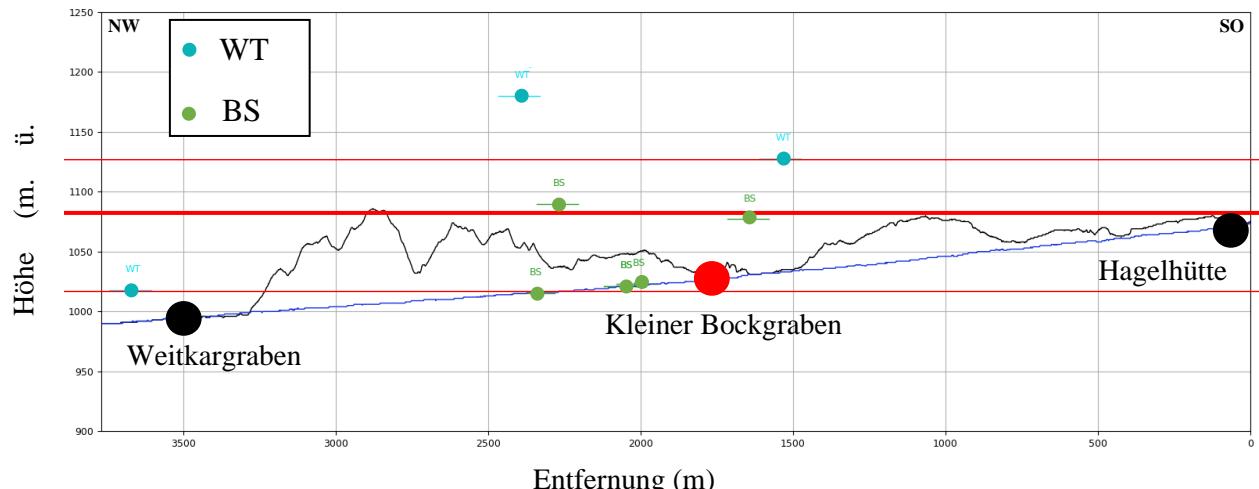


Abbildung 16: Längsprofil durch das mittlere Rißtal von der Hagelhütte im SO bis zur Kreuzbrücke im NW (Profilspur Abbildung 2) mit Projektion der Seefazien. Die roten Linienelemente stellen die Höhe des Seebodens bei den Seephassen im Hinterrißtal dar. Aus dem BS auf Höhe des hervorgehobenen (dickeren) Seebodens stammt die Probe HR-02 mit einem OSL-Alter von 39 ± 2 ka; schwarze Linie: Topographie; blaue Linie: Projektion des Rißbachs; roter Punkt: Mündung Kleiner Bockgraben Rißbach wo anstehendes Festgestein auf aktuellem Rißbachniveau aufgeschlossen ist.

Beginnend mit den BS- und WT-Ablagerungen und deren sequenzstratigraphischen Korrelation im Rißtallängsprofil (Abbildung 16 und 17) wird im Folgenden die Entwicklung der drei postulierten Seephassen rekonstruiert. Für diese Rekonstruktion werden die Sedimentsequenzen des mittleren Rißtales wie in den Sedimentlogs Abbildungen 7, 8, 9 und 10 dargestellt und die Aufschlussprotokolle der Tabellen A1 bis A6 im Anhang herangezogen.

Die erste Seephase beginnt auf einer Höhe von 1020 m ü. NN (Abbildung 16). Die BS sind auf Höhe des aktuellen Rißbachs zwischen Hagelhütte und Karlgraben und WT im Bereich des Weitkargrabens aufgeschlossen (Abbildung 16 und Abbildung 17, Position 2 und 3). Bei der Mündung des Kleinen Bockgrabens in den Rißbach erodiert der Rißbach bereits in Festgestein, was auf eine geringe Sedimentbedeckung zu Beginn der ersten Seephase schließen lässt. Orografisch rechts dieses Festgesteinsaufschlusses sind distale FS, die im Verlauf des Kleinen Bockgrabens in 20-30° steile FS übergehen, aufgeschlossen (Abbildung 17, Position 1). Diese FS lassen sich im Kleinen Bockgraben bis auf eine Höhe von 1088 m ü. NN beobachten, dort werden diese ohne sichtbare Erosionsdiskordanz von BS überlagert. Die Seetiefe betrug somit mindestens 70 m. Die tatsächliche Seetiefe kann aufgrund fehlender Topsets (TS) nicht festgestellt werden. Die 20-30° steilen FS dieser Seephase sind charakteristisch für ein Gilbert-Typ Delta (6.4.; Abbildung 17 A).

Die zweite Seephase beginnt auf einer Höhe von 1088 m ü. NN (Abbildung 16). BS Ablagerungen sind im Kleinen Bockgraben auf einer Höhe von 1088 m ü. NN und talaußwärts im Karlgraben auf einer Höhe von 1075 m ü. NN aufgeschlossen (Abbildung 17, Position 4 und 5). Im Karlgraben gehen diese Ablagerungen in distale FS in Form von Turbiditablagerungen, dann in FS aus wechselgelagerten Sanden und Kiesen und abschließend in TS über (Mair 2014). Die FS aus wechselgelagerten Sanden und Kiesen zeigen ein geringes Fallen von unter 10° und sind charakteristisch für ein Hjulström-Typ Delta (6.4.; Abbildung 17 B). Im oberen Bereich des Kleinen Bockgrabens werden GM Ablagerungen die auf TS liegen auf einer Höhe von 1140 m ü. NN von WT Ablagerungen überlagert (Profil Abbildung 9). Die Seetiefe betrug somit mindestens 40 m.

Die dritte Seephase beginnt auf 1140 m ü. NN (Abbildung 16) und ist im Kleinen Bockgraben durch eine 1,5 m mächtige WT-Ablagerung repräsentiert (Profil Abbildung 8; Abbildung 17, Position 6). In einem namenlosen Graben oberhalb des Karlgrabens auf 1178 m ü. NN ist eine 15-20 m mächtige WT-Ablagerung aufgeschlossen (Abbildung 17, Position 7; Aufschlussprotokoll Tabelle A5, Aufschluss 28 im Anhang). Zwischen Karlgraben und dem namenlosen Graben sind im Bachbett des Karlgrabens zwischen 1177 und 1189 m ü. NN geringmächtige Till Ablagerungen (Dmm) aufgeschlossen, die vermutlich WT darstellen, aufgrund der Aufschlussverhältnisse jedoch nicht eindeutig als solche identifiziert werden konnten (Aufschlussprotokoll A5 Aufschluss 36, 37 und 38 im Anhang). Zwischen Karlalm und namenlosen graben wurden auf einer Höhe von 1270 und 1255 m ü. NN ebenfalls nicht genauer definierbare Till Ablagerungen (Dmm) festgestellt (Aufschlussprotokoll A5, Aufschluss 42 und 3 im Anhang), diese werden als die höchsten noch erhaltenen Sedimente dieser Seephase vermutet. Die Seetiefe betrug somit mindestens 60 m (Indikator: WT) und vermutet 130 m (Indikator: T).

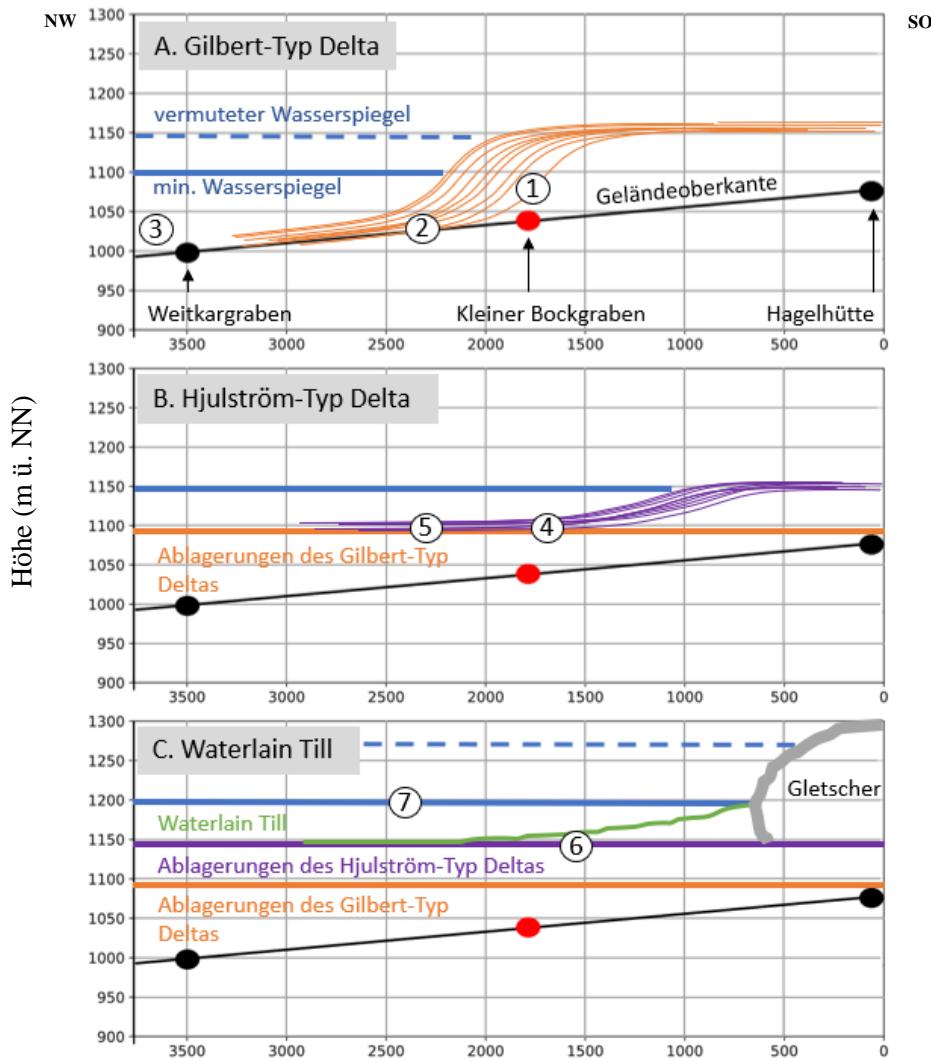


Abbildung 17: Interpretierte schematische Darstellung der Seephassen im mittleren Hinterrißtal zwischen Hagelhütte und Kreuzbrücke, beginnend bei der Hagelhütte im SO bei 0 m bis zur Kreuzbrücke im NW (x-Achse Distanz zur Hagelhütte in m). Das aktuelle Rißbachniveau wurde als Geländeoberkante zu Beginn der Seephassen angenommen. Für die erste Seephase (A) wird aufgrund fehlender TS in den Sedimentabfolgen ein höherer Wasserspiegel erwartet als der, der durch die überlagernden BS abgeleitet werden kann. Für diese Abbildung wurde deshalb derselbe Wasserspiegel wie für die zweite Seephase angenommen. A: Zeigt die Bildung eines Gilbert-Typ Deltas durch Aufstauung des Rißtals. Zwischen A und B wird der obere Teil der abgelagerten Deltasedimente erodiert (TS fehlen in den Sedimentabfolgen des Kleinen Bockgrabens (Abbildung 7) und des Karlgraben (Profil Karlgraben Mair (2014))). B: Bei Aufstauung auf gleiche Höhe des Wasserspiegels bildet sich aufgrund der geringeren Seetiefe ein Hjulström-Typ Delta (6.4.). Zwischen B und C kommt zu geringer Erosion als zwischen A und B (TS bleiben erhalten in den Sedimentabfolgen des Kleinen Bockgrabens (Abbildung 8) und Karlgraben (Profil Karlgraben Mair (2014))). C: Diese Aufstauung führt zu einem höheren Wasserspiegel als die der vorherigen Seephassen, dadurch kommt es schneller zum Kontakt mit den lokalen Gletschern und es wird verbreitet WT abgelagert. 1 – FS mit 20-30° Einfallen im Kleinen Bockgraben (Sedimentlog Abbildung 7); 2 – BS Ablagerungen am Rißbach (Aufschlussprotokoll A3, Aufschluss 38 und 39 im Anhang); 3 – WT westlich des Weitkargrabens (Sedimentlog Abbildung 10); 4 – BS im Kleinen Bockgraben (Sedimentlog Abbildung 7); 5 – BS im Karlgraben (Profil Karlgraben Mair (2014)); 6 – WT im oberen Bereich des Kleinen Bockgrabens (Sedimentlog Abbildung 8); 7 – WT im namenlosen Graben (Aufschlussprotokoll Tabelle A5 Aufschluss 28 im Anhang).

7.3.3. Position und Mechanismus der Stauung

Die Aufstauung des Rißtals und die Bildung der Seephasen dürfte, da keine anderen geologischen Prozesse in solch inneralpinen lagen als Aufstaumechanismen in Frage kommen, durch Massenbewegungen oder Gletschervorstöße verursacht worden sein. Mit dem allgemein gehaltenen Begriff Massenbewegungen sind gravitative Massebewegungen wie z.B. Bergstürze aber auch sehr große/aktive (mega-) Schwemmfächer zusammengefasst.

Durch sedimentologische Kriterien und geomorphologische Beobachtungen konnten die möglichen Positionen des Stauers mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine geologisch bedingte Engstelle (Festgestein) nördlich der Ortschaft Hinterriß, im Bereich des Weilers Brandau, den Mündungsbereich des Fermersbachs in den Rißbach, im Bereich der Oswaldhütte und den Konfluenzbereich von Isar und Rißbach, im Bereich Vorderriß begrenzt werden (Abbildung 18 und 19).

Indizien für die Position des Stauers:

- Vorkommen von hochgelegenen Paleo-Terrassenniveaus, die von überkompaktierten Sedimenten aufgebaut werden, bis kurz vor die Ortschaft Hinterriß.
- Ablagerungen von heterolytischen Wechsellagerungen, die als WT oder dFS interpretiert werden, in den Sedimentabfolgen der Terrassen.
- Verebnung der Seitentäler im mittleren Hinterrißtal (Laliderer- und Johannestal)
- Verebnung des Ronetals bei Hinterriß (direkt vor der geologisch bedingten Engstelle) auf einer Höhe von ca. 1270 m ü. NN, was eine Einregelung auf einen Seespiegel vermuten lässt.

Wie in Abbildung 18 ersichtlich wäre für eine Blockade des Rißtals durch Massenbewegungen eine enorme Menge an Sediment erforderlich. Kurz vor der geologischen Engstelle könnten starke Sedimentschüttungen aus den Tor- und Rohntal in Kombination mit Sedimentschüttungen aus den orografisch rechten Einzugsgebieten im Prinzip zu einer Stausituation führen. Die Einzugsgebiete des Tor- und Rohntals in Kombination mit den orografisch rechten Einzugsgebieten sind jedoch relativ klein und zeigen keine Anzeichen für großräumige Massenbewegungen wie Bergstürze oder tiefgreifenden Hangdeformationen. Im Rohntal lassen sich metergroße Blöcke am Ende des Talbodens und Richtung Hinterriß erkennen, dabei handelt es sich wahrscheinlich um supraglazial transportiertes Felssturzmaterial aus dem Rohntal. Die Summe dieser Beobachtungen machen eine Stauung durch Massenbewegungen bei der Engstelle unmittelbar nördlich der Ortschaft Hinterriß unwahrscheinlich.

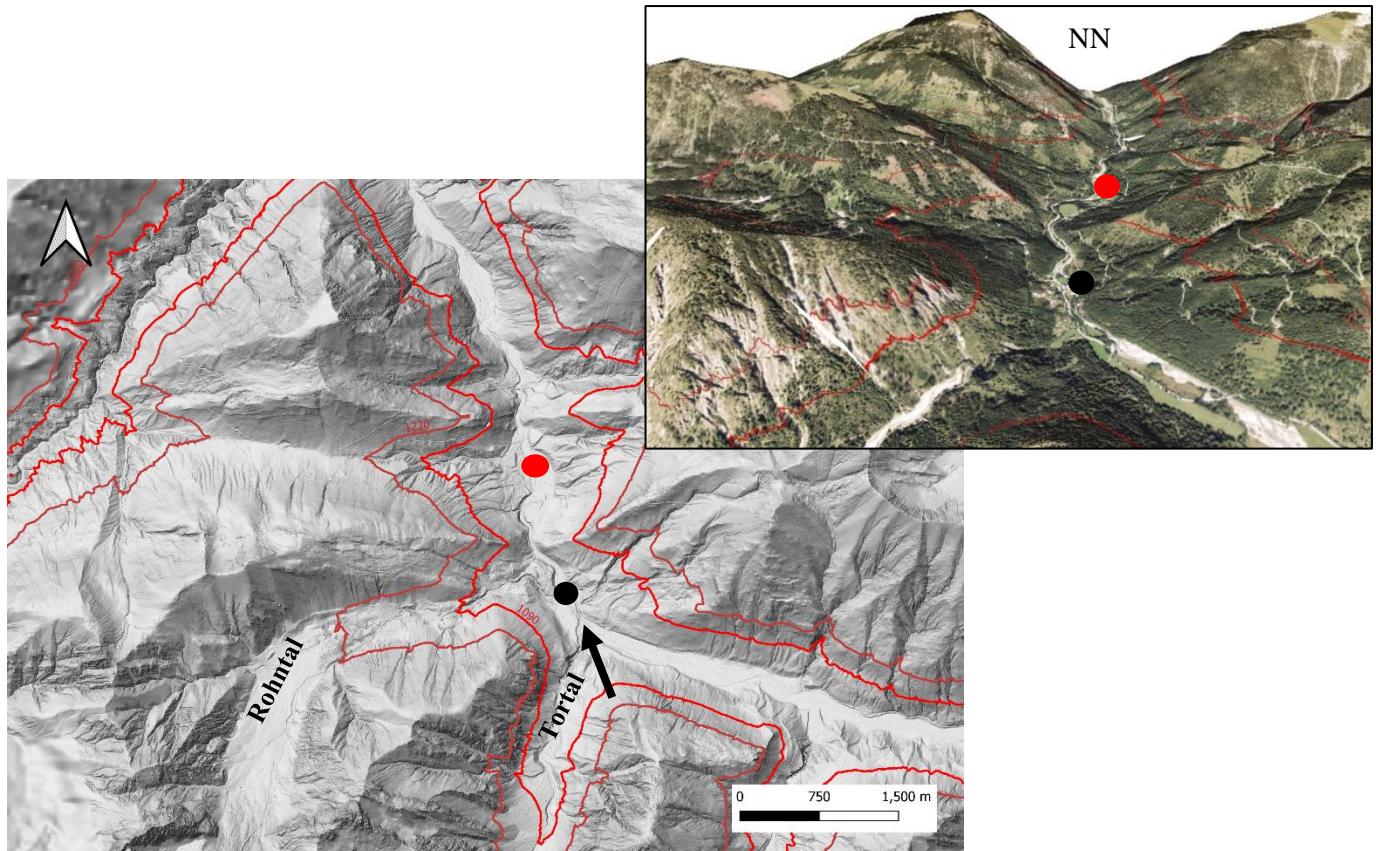


Abbildung 18: Digitales Geländemodell des Rißtals zeigt die geologisch bedingten Engstellen (Festgestein) vor und nach dem Weiler Brandau (roter Punkt) nördlich von Hinterriß (schwarzer Punkt). Die roten Höhenlinien auf 1090 m ü. NN markieren die Mindesthöhe des Seespiegels und die bei 1220 m ü. NN die höchsten Seebodenablagerungen (WT). Rechts im Bild 3D Ansicht der Engstelle zur Veranschaulichung. Der schwarze Pfeil im DGM stellt den Aussichtspunkt und die Blickrichtung nach NNW dar. (Bildgrundlage: basemap.at)

Eine Blockade des Rißtals während des Aufbaus des LGM Eisstormnetzwerkes bzw. durch den Vorstoß von Lokalgletschern ist eine weitere Möglichkeit, wobei hier verschiedene Szenarien denkbar sind.

Eine erste Möglichkeit sind die lokalen Gletscher aus dem Laliderertal, dem Johannestal, dem Tortal oder dem Rohntal. Die Gletscher aus dem Laliderer- und dem Johannestal haben sehr ähnliche Einzugsgebiete wie das Rißtal selbst; ein ungleich schnelleres Vorstoßen dieser Gletscher ins mittlere Hinterrißtal ist daher sehr unwahrscheinlich. Zudem sprechen die oben genannten Argumente für eine Stauung talauswärts. Das größte Potenzial für eine Stauung haben die Gletscher aus dem Tortal und dem Rohntal, die orografisch links der Ortschaft Hinterriß liegen und sich vor der geologisch bedingten Engstelle befinden. Die kleinen Einzugsgebiete dieser Gletscher sprechen jedoch gegen diese Hypothese.

Eine weitere Möglichkeit wäre der vorrückende Zillertalgletscher der über die Achensee Schwelle im Bereich des Sylvensteinstausees zu einer Stausituation im oberen Isar und im Rißtal geführt haben könnte (Abbildung 19). Dieses Stauungsszenario ist nur in Kombination mit einem Gletschervorstoß des Isar- und Loisach Gletschers (Inntalgletschers) ins Isartal möglich, da zwischen der Engstelle Sylvensteinstausee und dem Rißtal an zwei Stellen (Staffelgraben 900 m ü. NN; Bereich Klasenalm

980 m ü. NN) eine Stauung auf die Mindesthöhe von 1090 m ü. NN der ersten Seephase im Hinterrißtal (Abbildung 17 A) aufgrund der Höhe nicht möglich ist.

Als weitere Möglichkeit muss auch der Inntaleisstromast der über den Seefeldersattel in das Alpenvorland vorstößt bedacht werden. Der vorrückende Inntalgletscher hat an verschiedenen Positionen das Potenzial, das Rißtal zu stauen. Die in Abbildung 19 eingezeichneten drei Positionen weisen Evidenzen für Eistransfluenz (4.2.) und Staupotenzial auf:

1. Konfluenzbereich Isar und Rißbach (Vorderriß)
2. Konfluenzbereich Rißbach und Fermersbach (Oswaldhütte)
3. Konfluenzbereich Rißbach und Seitenbach (Brandau)

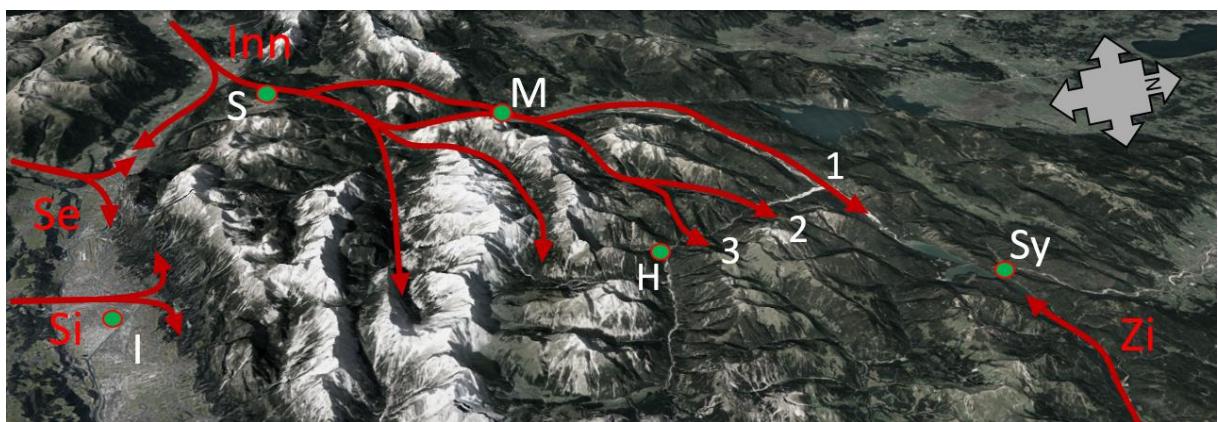


Abbildung 19: Vermutete Gletscherbewegungen während der Vorstöße des Inntalgletschers ins Rißtal. Inn – Inntalgletscher; Se – Sellraintalglacier; Si – Silltalglacier; S – Seefeld; M – Mittelnwald; I – Innsbruck; H – Hinterriß; Sy – Sylvensteinstausee Auslass; 1 - Konfluenzbereich Isar und Rißbach (Vorderriß); 2 - Konfluenzbereich Rißbach und Fermersbach (Oswaldhütte); 3 - Konfluenzbereich Rißbach und Seitenbach (Brandau); (Bildgrundlage: Google Earth)

Betrachtet man den Verlauf des Inntals, erkennt man zwischen Telfs und Zirl eine markante Änderung des Talverlaufs von NO nach SO. Wie in Abbildung 19 erkennbar würde alleine schon durch die NO gerichtete Fließrichtung des aus dem Oberinntal anrückenden Inntalgletschers es zu einem überfließen des Seefelder Sattels kommen. Zusätzlich stößt der Inntalgletscher im Talverlauf in Richtung SO im Bereich der Martinswand auf den Sellraintalglacier der dort in das Inntal mündet.

Der Seefelder Sattel liegt auf 1185 m ü. NN. Das Inntal in diesem Bereich auf ca. 600 m ü. NN, die Inntalterrassen des Würm liegen ca. 250-300m über aktuellem Inntalniveau (Spötl et al. 2013). Dadurch verbleibt ein Höhenunterschied von ~ 300 m, den der Inntalgletscher als er in den Bereich des Seefelder Sattel kam zu überwinden hatte. Des Weiteren sind wie schon von van Husen (2004) postuliert die rekonstruierten Gletscherloben während des MIS 2 im Bereich des Isar- und Loisach Gletschers im Vergleich zu Benachbarten Gletschern (Bereich Lechtal (W) und Tegernsee (O)), die nur durch ihre eigenen Quellgebiete innerhalb der NKA gespeist wurden, deutlich größer. Diese Beobachtung in Kombination mit dem hohen Anteil an Gristangeschieben in den Ablagerungen des Isar- und Loisach

Gletschers lassen eine starke Eistransfluenz über den Seefelder Sattel vermuten (van Husen 2004). Das Vorstoßen des Inntalgletschers wird als wahrscheinlichste Möglichkeit zur Aufstauung des Rißtals betrachtet.

Eine Stauung an Positionen 1 und 2 (Abbildung 19) ermöglicht eine Aufstauung des Rißtals bis auf eine Höhe von 1270 m ü. NN und wird höhenmäßig vom Sattel Vordersbachau (Abbildung 4) begrenzt. Position 3 (Abbildung 19) ermöglicht eine Aufstauung bis auf eine Höhe von 1649 m ü. NN und wird höhenmäßig vom Plumsjoch im Hinterrißtal begrenzt (Abbildung 4). Die höchsten gesicherten Indikatoren des Seespiegels im Hinterrißtal befinden sich in Form von WT Ablagerungen im namenlosen Gaben oberhalb des Karlgrabens (Aufschlussprotokoll Tabelle A4, Aufschluss 48 im Anhang) auf einer Höhe von 1200 m ü. NN, wobei Till Ablagerungen auf einer Höhe von 1270 m ü. NN (Aufschlussprotokoll A5, Aufschluss 42 und 43 im Anhang) als die höchsten noch erhaltenen Sedimente dieser Seephase vermutet werden. Somit hat jede dieser Positionen das Potential das Rißtal auf die sedimentär bestimmte Mindesthöhe aufzustauen. Die tatsächliche Position der Aufstauung ist folglich von den Gletscherdynamiken des Inntalgletschers abhängig und muss nicht zwingend für jede Seephase dieselbe gewesen sein. Der Beginn einer Aufstauung ist im Bereich Vorderriß (Abbildung 19, Position 1) zu erwarten, da der Inntalgletscher diese Position aufgrund der in Abbildung 19 erkennbaren vermuteten Vorstoßweg als erstes erreichen dürfte (Abbildung 22 A und B). Für die finale Stauung des Hinterrißtals durch den Inntalgletscher wird eine Blockade an allen drei Positionen vermutet (Abbildung 22 D).

7.3.4. Zeitliche Einordnung der Seephassen

Soweit konnten durch sedimentäre und geomorphologische Beobachtungen drei Seephassen im Hinterrißtal identifiziert werden, sowie die wahrscheinlichen Aufstauungsmechanismen und die Position der Aufstauer. Ein Szenario in welchem der Inntalast des vorrückenden Eisstromnetzwerkes zu einer Blockade des Rißtales führte wird, basierend auf den oben dargelegten Überlegungen favorisiert. Durch die Lumineszenzdatierung von Feinkornsedimenten konnte der zweiten Seephase im mittleren Hinterrißtal ein robustes OSL-Alter von 39 ± 2 ka zugewiesen werden. Die fein laminierten Bottomsets im KBG haben eine Mindestmächtigkeit von zwei bis drei Metern. Geht man von einer jahreszeitlich bedingten Laminierung im Millimeterbereich aus, kann man eine ungefähre Dauer dieser Seephase von 2 - 3 ka abschätzen. Da die Probe aus dem oberen Bereich der Bottomsets stammt, dürfte das OSL-Alter das Ende dieser Seephase darstellen. Das Ende der Seephassen im Hinterrißtal ist erreicht, wenn die lokalen Gletscher (Riß-, Laliderer und Johannestal) das mittler Hinterrißtal erreichen, sich zusammenschließen und Richtung Isartal vorstoßen. Dieses Ende der Seephassen könnte zeitlich mit Heinrich-Event 4, dem Hemming (2004) ein Alter von 38 ka zuweist, in Zusammenhang stehen.

Die Modellierung der Gletscherausdehnungen während des letzten Glazial-Interglazialzykluses (120-0 ka) von Seguinot et al. (2018) zeigt während der letzten 120 ka drei markante Überschreitungen des Seefeldsattels durch den Inntalgletscher:

1. Im Stadial MIS 4 mit einer max. Eisausdehnung laut Modell vor 66.3 ka
2. Im Interstadial MIS 3 mit einer max. Eisausdehnung laut Modell vor 39.9 ka
3. Kurz vor dem Stadial MIS 2 im Zuge des Eisaufbau des LGM mit einer max. Eisausdehnung laut Modell vor 24.3 ka

Das OSL-Alter der zweiten Seephase von 39 ± 2 ka stimmt dabei mit dem zweiten modellierten Gletschervorstoß des Inntalgletschers über den Seefeldersattel überein. Eine mögliche Erklärung für das schnelle Vorrücken des Inntalgletschers zu diesen Zeitpunkten könnte die von Florineth und Schlüchter (2000) postulierte südlich Migration der ozeanischen Polarfront in Kombination mit dem gegenseitigen Aufstauen der in das Inntal vorstoßenden Gletscher im oberen Inntal (van Husen 2000) sein. Die von Florineth und Schlüchter (2000) beschriebene südliche Migration der ozeanischen Polarfront führt in den Alpen zu einer südwärts Migration der Haupanströmung feuchter Luft, wodurch die höhergelegenen Einzugsgebiete der Zentralalpen einen anhaltenden Antransport von Feuchte erlebten, was sich positiv auf die Massenbilanz aller am Alpenhauptkamm gelegenen Gletschernährgebiete auswirkte (Oberes Inntal/Engadin, Pitztal, Kaunertal, Ötztal, Sellrain, Wipptal, Zillertal). Relativ dazu erfuhren durch diese südwärts Verlagerung der Luftzirkulation die nördlich gelegenen Gebirgszüge, inklusive der NKA, eine erhebliche Feuchtereduktion. Es wird vermutet, dass die Lokalgletscher der NKA dadurch stark an Dynamik einbüßten und erst in einer sehr späten Phase des Eisstromnetzwerkaufbaus sich mit dem Inntal/Isargletscher vereinten. In anderen Worten: das Rißtal blieb vermutlich für lange Zeit während der Aufbauphasen des Eisstromnetzwerkes durch diese südwärts Verlagerung der ozeanischen Polarfront eisfrei.

Florineth und Schlüchter (2000) kommen, basierend auf LGM Eisrandrekonstruktionen und Vergleichen mit Paleoklimadaten zu dem Schluss, dass es während der letzten 120 ka zu drei prominenten südwärts Verlagerungen der ozeanischen Polarfront kam (Abbildung 20):

1. Beginn des Stadial MIS 4 vor ca. 73 ka
2. Im Interstadial MIS 3 vor ca. 45 ka
3. Kurz vor dem Stadial MIS 2 im Zuge des Eisaufbau des LGM vor ca. 28 ka

Diese zweite südwärts Migration der ozeanischen Polarfront stimmt unter Berücksichtigung der abgeschätzten Dauer dieser Seephase von 2,5 ka, zeitlich mit dem OSL-Alter der zweiten Seephase überein. Laut Florineth und Schlüchter (2000) war es die südwärts Verlagerung während des LGM, die intensiv und langanhaltend genug war, um den Feuchtetransport nachhaltig auf die Südseite der Alpen

zu verschieben. Die in dieser Arbeit präsentierten Daten und vorgeschlagene Gletscherdynamik legen jedoch nahe, dass es möglicherweise auch schon davor zu erheblichen Gletschervorstößen im Ostalpenraum kam. Konkret wird vorgeschlagen, dass die zeitlichen Übereinstimmungen der zweiten Seephase mit dem Gletschermodell von Seguinot et al. (2018) in Kombination mit den zeitlich korrelierbaren südwärts Migrationen der ozeanischen Polarfront (Florineth und Schlüchter 2000) für einen Zusammenhang dieser beiden Events mit den Seephassen im Hinterrißtal spricht.

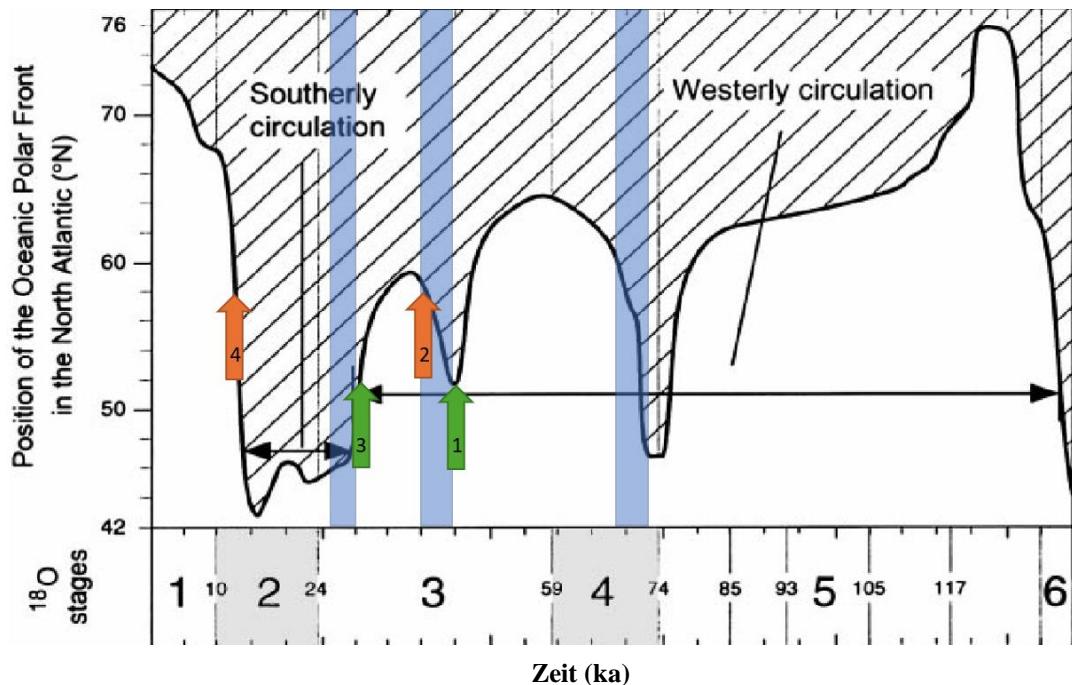


Abbildung 20: Die rekonstruierte Position der ozeanischen Polarfront (y-Achse) im Verlauf des letzten Glazial (x-Achse) nach Florineth und Schlüchter (2000). Blaue Balken markieren die vermuteten Seephassen im Hinterrißtal. Die grünen Pfeile zeigen OSL-Alter von Schellhorn und die orangen Pfeile OSL- Alter aus dieser Arbeit. Pfeil 1 - FS im Isartal; Pfeil 2 – BS im Hinterrißtal; Pfeil 3 – TS im Isartal; Pfeil 4 distale FS im Isartal.

7.3.5. Terrassen

Die höchsten Ablagerungen die eine LGM Eisauflast erfahren haben sind die im 7.3.2 beschriebenen T Ablagerungen zwischen im namenlosen Graben und Karlgraben oberhalb der Karlalm und enden dort auf einer Höhe von 1270 m ü NN (Aufschlussprotokoll Tabelle A5 Aufschluss 42 und 43 im Anhang). Seit dem diesem Zeitpunkt wurden ~260 m Sediment erodiert, um das heutige Niveau des Rißbaches zu erhalten. Dies geschah in mehreren Phasen, unterbrochen von Zeiten, in denen Flussterrassen auf unterschiedlichen Niveaus gebildet wurden. Entlang des Rißbachs lassen sich im mittleren Hiterrißtal vier Hauptterrassenniveaus welche sich alle auf relativen Höhen zwischen 2 und 120 m über dem aktuellen Niveau des Rißbaches befinden: Niveau 1 ~90-120; Niveau 2 ~20-30 m; Niveau 3 ~10 m und Niveau 4 ~2 über dem aktuellen Rißbachniveau (Abbildung 21).

Niveau 1 ist das älteste Terrassenniveau und befindet sich auf einer absoluten Höhe von 1120 bis 1150 m ü. NN, im Bereich zwischen Hagelhütte und Karlgraben. Auf diesem Terrassenniveau befinden sich mindestens drei Generationen von Lateralmoränenwällen, an denen teilweise Murschuttkegel angelagert sind oder von solchen überschüttet wurden (Abbildung 21 B). Terrassenniveau 1 kann bis zum Weitkargraben verfolgt werden. Der Kontakt zwischen überkonsolidierten prä-LGM-Ablagerungen und reliktischen Murschuttkegeln, welche auf dieses Niveau eingestellt sind, ist auf einer Höhe von etwa 1080 m ü. NN aufgeschlossen (Abbildung 21 A; Tabelle A5 Aufschluss 23 im Anhang).

Niveau 2, das ebenfalls von der Hagelhütte bis zum Weitkargraben korrelierbar ist, befindet sich im Bereich Hagelhütte auf einer absoluten Höhe von ~1090 m ü. NN und ist orografisch rechts des Weitkargrabens auf 1030 m ü. NN durch den Übergang von überkonsolidierten Foresets in unkonsolidierte holozäne Seeablagerungen oder Massenbewegungsablagerungen gekennzeichnet (Abbildung 21 A; OSL Probe HR-T_WKG Abbildung A5 im Anhang).

Die Niveaus 3 und 4 können entlang des Rissbachs wiederholt beobachteten werden. Dabei sind lokal fein abgestufte Niveaus zwischen diesen Hauptniveaus ausgebildet. Da sich verbreitet nur zwei Hauptniveaus, mit einem Höhenunterschied von ca. 8 m unterscheiden lassen, wurde auf eine detaillierte Unterteilung verzichtet.

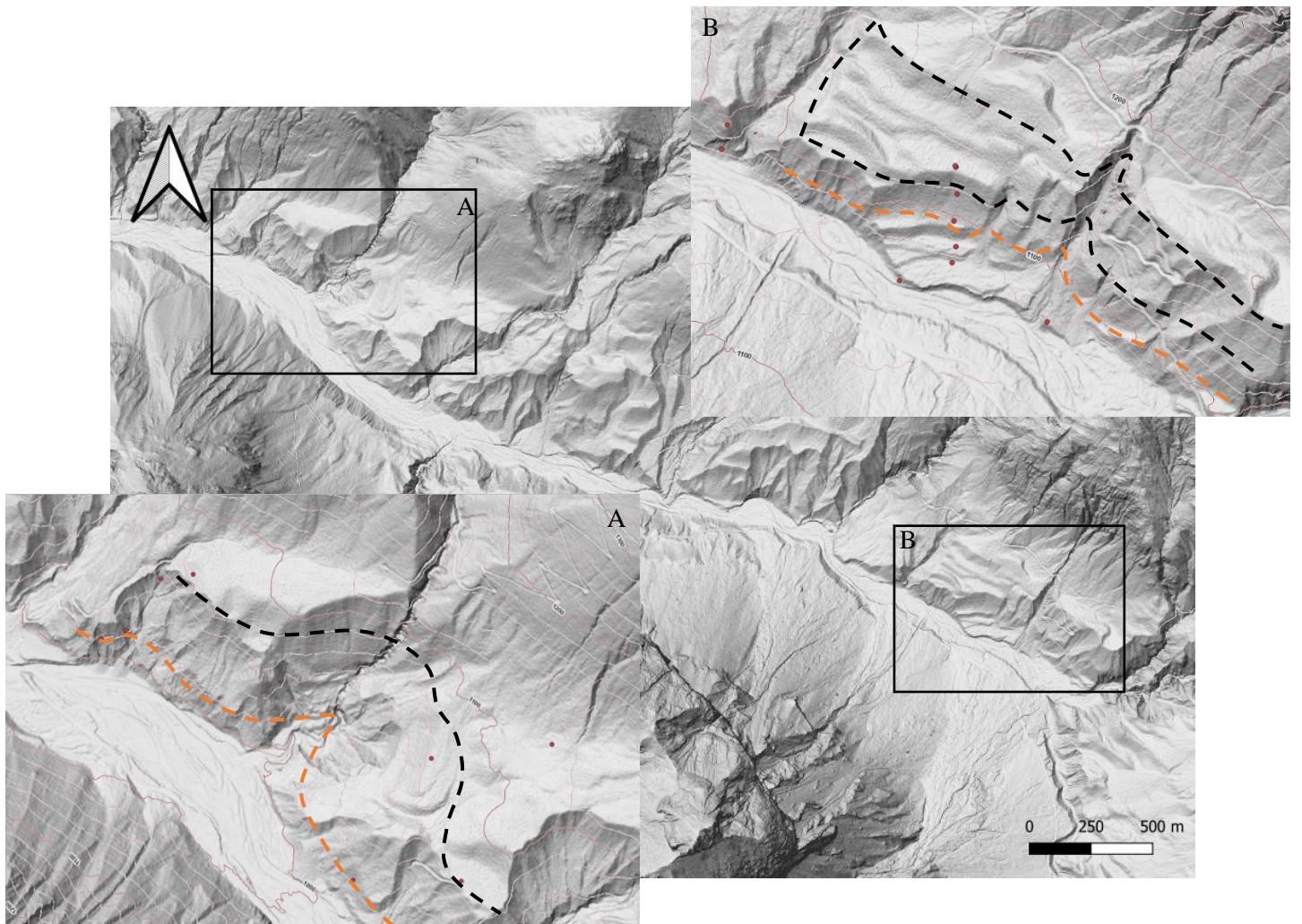


Abbildung 21: Laserscan des mittleren Hinterrißtals zwischen Kreuzbrücke und Hagelhütte. Detailaufnahme A: Terrassensituation im Bereich des Weitkatgrabens; Detailaufnahme B: Terrassensituation im Bereich der Hagelhütte mit erkennbaren Moränenwällen auf dem Terrassenniveau 1. Die schwarze Linie Stellt das Terrassenniveau 1 und die orange Line das Terrassenniveau 2 dar.

7.3.3. Chronologische Talentwicklung

Das Interglazial und die Stadiale und Interstadiale des Glazials im MIS 5 hinterließen, basierend auf sedimentologischen Beobachtungen (7.3.2.), ein mehr oder weniger vollständig ausgeräumtes Hinterrißtal. Im Isartal wird, basierend auf refraktionsseismischen und geoelektrischen Messungen von Bader (1979), davon ausgegangen, dass das während der Riß-Eiszeit übertiefte Isartal zu Beginn der Würmeiszeit mangels Sedimenteintrag nicht vollständig verfüllt war. Dadurch konnten die Würmgletschervorstöße im Isartal in wassergefüllte Becken fließen und Deltakomplexe bilden. Diese Annahme wird durch die Thesen von Sauer (1938) und Schmidt-Thomé (1950) bekräftigt, die eine glaziale bis periglaziale Bildung dieser Sedimente (Seekreiden) während des Eisaufbaus in der Würm-Eiszeit und während des Eisrückzuges der Riss-Eiszeit annehmen.

Mit dem Beginn des MIS 4 (73 ka) stößt der Inntalgletscher über den Seefelder Sattel vor (Abbildung 19), erreicht das wassergefüllte Isartal und lagert dort Deltasedimente ab (Abbildung 22 A). Die Stauung

des Isartals bzw. die Seebildung in diesem Bereich dürfte dabei auf die von Bader (1979) beschrieben nicht vollständig verfüllten übertieften Becken nach der Riß-Eiszeit oder den vorrückenden Zillertal Gletscher zurückzuführen sein. Das weitere Vorrücken des Inntalgletschers verursacht eine Stauung des Rißtals im Bereich Vorderris (Abbildung 19, Position 1; Abbildung 22 B). Durch diese Stausituation des Rißtals kommt es zur Ausbildung von Deltasedimenten, die vom Rißtal ins Isartal progradieren und zeitgleich zur Ablagerung von Sedimenten im Gletscherkontakt (z.B. WT) vom Gletscher ausgehend Richtung aufgestautes Rißtal. Zu einem späteren Zeitpunkt dürfte der Inntalgletscher über das Fermersbachthal in das aufgestaute Rißtal vorgestoßen sein (Abbildung 19, Position 2). Dabei kommt es zu Ablagerung von Sedimenten im Gletscherkontakt, wie z.B. WT im Bereich der Oswaldhütte. Durch das Vorstoßen und/oder Anwachsen der Gletschermächtigkeit im Isartal kommt es zur Anhebung des Wasserspiegels was zur Aufstauung des gesamten Rißtals führt (Abbildung 22 C). Die Stauung an diesen Positionen 1 und 2 (Abbildung 19) ermöglicht eine Maximalhöhe des Wasserspiegels von 1270 m ü. NN (Höhe Sattel Vordersbachau). Im aufgestauten Hinterrißtal bildet sich ein mindestens 70 m tiefer See, der von einem progradierenden Gilbert-Typ-Delta aufgefüllt wird (Abbildung 17 A). Diese Aufstauung wird durch BS auf Höhe des aktuellen Rißbachniveaus im mittleren Hinterrißtal dokumentiert. Das Ende der Seephäsen ist erreicht, wenn die lokalen Gletscher das Haupttal erreichen. Nach dem Höhepunkt dieser Vereisung im MIS 4 kommt es während der Warmphase zu Beginn des MIS 3 zum Eiszerfall und zur teilweisen Erosion der abgelagerten Deltasedimente.

Vor ca. 45 ka, während der zweiten Hälfte des MIS 3, kommt es erneut zum Vorstoßen des Inntalgletschers über den Seefelder Sattel. Der Inntalgletscher stößt ins wassergefüllte Isartal vor lagert dabei das von Schellhorn (2021) OSL-datierten FS (Probe VR_30) mit einem OSL-Alter von 45.7 ± 12.6 ka ab (Abbildung 22 A). Die Stauung des Isartals bzw. die Seebildung in diesem Bereich dürfte dabei entweder auf nicht vollständig verfüllten übertieften Becken nach der Riß-Eiszeit oder Stauung an der Engstelle am Sylvensteinstausee durch Endmoränenwälle des vorherigen Vorstoßes (MIS 4) oder den vorrückenden Zillertal Gletscher zurückzuführen sein. Analog zum MIS 4 wird durch das Vorstoßen und/oder Anwachsen der Gletschermächtigkeit im Isartal der Wasserspiegel angehoben was zur Aufstauung des Rißtals führt (Abbildung 22 C). Diese Phase der Aufstauung ist durch die von Brandstätter (2006) beschriebenen WT-Ablagerungen im Bereich der Oswaldhütte und BS-Ablagerungen südlich des Vorderskopfs auf einer Höhe von 1050 m ü. NN dokumentiert. Durch die Aufstauung des Rißtals bildet sich aufgrund der erhaltenen Deltasedimente im mittleren Hinterrißtal bei gleichem Wasserspiegel ein See mit einer Tiefe von ca. 40 m. Wegen dieser deutlich geringeren Seetiefe kommt es zur Ausbildung eines flacheren Hjulstrom-Typ-Deltas (Abbildung 17 B). Diese Seephase wird durch die BS der Probe HR-02, mit einem OSL-Alter von 39 ± 2 ka dokumentiert. Es folgt eine Zeitperiode, die durch extreme Klimaschwankungen mit langsamen Abkühlungen und darauffolgenden rapiden Erwärmungen (Dansgaard-Oeschger-Event) charakterisiert ist (Reitner 2011).

Kurz vor dem Stadial MIS 2, im Zuge des Eisaufbaus des LGM vor ca. 28 ka, kommt es erneut zum Vorstoßen des Inntalgletschers über den Seefelder Sattel. Der Vorstoß des Inntalgletschers ins Isartal führt zur Deltabildung und lagert das von Schellhorn (2021) OSL-datierte TS (Probe VR_30) mit einem OSL-Alter von 31.9 ± 4.4 ka ab. Die ebenfalls von Schellhorn (2021) OSL-datierten FS (Probe VR_07A), mit einem OSL-Alter von 21.4 ± 5.6 ka, könnten die FS dieses Deltas oder spätglaziale Deltasedimente darstellen (Abbildung 22 A). Die Stauung des Isartals bzw. die Seebildung in diesem Bereich dürfte dabei entweder auf nicht vollständig verfüllten übertieften Becken nach der Riß-Eiszeit oder Stauung an der Engstelle am Sylvensteinstausee durch Endmoränenwälle des vorherigen Vorstoßes (MIS 3) oder den vorrückenden Zillertal Gletscher zurückzuführen sein. Durch das anschließende Aufstauen des Rißtals im Konfluenzbereich von Isar und Rißbach, dürfte sich das rezent aufgeschlossene Oswald-Delta gebildet haben, was sich zeitlich mit den Interpretationen von Brandstätter (2006) deckt (Abbildung 22 B). Anschließend stößt der Inntalgletscher im Zuge des LGM Eisaufbaus zeitverzögert über das Fermersbachtal und den Sattel bei Vordersbachau in das Rißtal vor und staut dieses bis ins Hinterrißtal auf (Abbildung 22 D). Aufgrund der geringeren Zeitspanne zwischen dem zweiten und dritten Vorstoß des Inntalgletschers und den extremen Klimaschwankungen mit nur kurzen Warmphasen, kam es im mittleren Hinterrißtal zur deutlich geringeren Erosion. Das Anheben auf einen höheren Wasserspiegel während der dritten Seephase führt zum Kontakt mit den Lokalen Gletschern und dadurch zur verbreiteten Ablagerung von WT im Hinterrißtal (Abbildung 17 C). Zusätzlich dürfte das Anheben des Talbodens durch Sedimentation während der vorangegangenen Seephassen zu höher gelegenen Einzugsgebieten und einem schnelleren Vorstoßen der lokalen Gletscher geführt haben. Während des MIS 2 kommt es zu einem abrupten Eisaufbau und zur Bildung von Piedmont-Gletschern, die abgelagerten Sedimentabfolgen werden von der Eisauflast des LGM überkompaktiert.

Die ersten spätglazialen Ablagerungen finden sich im mittleren Hinterrißtal in Form von Lateralmoränen auf dem höchsten Paläoterrassenniveau von ca. 1150 m ü. NN (Abbildung 21 B). Die höchsten prä-LGM-Till-Ablagerungen wurden auf einer Höhe von 1270 m ü. NN kartiert (Aufschlussprotokoll Tabelle A5 Aufschluss 42 und 43 im Anhang), was eine Erosion von mindestens 120 Metern bis zum Erreichen dieses Niveaus bedeutet. Diese 120 Meter Sediment wurden dabei durch glaziale Erosion während des LGM und durch das darauffolgende Einschneiden des Rißbachs erodiert. Die mindestens drei Generationen von Lateralmoränen auf diesem Paläoterrassenniveau repräsentieren dabei mit großer Wahrscheinlichkeit spätglaziale Gletscheroszillationen während des Gschnitz-Stadials. Die von Ivy-Ochs et al. (2006) beschriebenen Moränen des Gschnitz-Stadials liegen auf einer Höhe von 1200 m ü. NN, was mit den hier beobachteten Höhen unter Berücksichtigung der lokalen Begebenheiten übereinstimmen könnte.

Das Vordringen der spätglazialen Gletscher in tiefe Höhenlagen dürfte durch die Exposition der Karre (NNO), Topografie und die geologischen Eigenschaften der Festgesteine zu erklären sein. Die

Exposition schützt vor direkter Sonneneinstrahlung während der Entstehung von Kargletschern. In den Wintermonaten führen die steilen Flanken der Täler zu vermehrtem Eintrag von Schnee in Form von Lawinen. Zudem führen die verwitterungsanfälligen Karbonate zum Eintrag von Schutt, der als schützende Bedeckung des Gletschers dienen kann.

Während der Bølling/Allerød-Interstadiale kommt es zu starker Talerosion im Rißtal. Eine Erklärung dafür könnte der durch die Deltaablagerungen deutlich erhöhte Höhengradient zwischen Isar und Rißbach sein. Es werden enorme Sedimentmengen in kurzer Zeit mobilisiert und im Konfluenzbereich der Isar und des Rißbachs abgelagert. Bedingt durch diese Sedimentschüttungen bildet sich im Konfluenzbereich ein vom Rißtal ausgehender alluvialer Fächer, der zur lokalen Stauung der Isar führt. Dadurch bildet sich flussaufwärts ein lokaler spätglazialer Deltakomplex im Isartal, der die überkonsolidierten Deltakomplexe überlagert. Die dort abgelagerten distalen FS wurden von Schellhorn (2021) OSL-datiert und ergaben ein mit großer Unsicherheit behaftetes OSL-Alter (schlechte Signalqualität, fehlende fast-Komponenten) von 17.8 ± 2.4 ka (Probe VR_28). Die Lumineszenz-Feinkorndatierung dieser Arbeit ergab für ein korrelierbares dFS ein robustes OSL-Alter von 13 ± 1 ka, was darauf hindeutet, dass dieser Deltakomplex am Ende des Bølling/Allerød-Interstadials, mit dem Beginn des Egesen-Stadial während der Younger-Dryas-Kaltphase abgelagert wurde. Basierend auf diesem OSL-Alter wird vermutet, dass die Bildung des vom Rißtal ausgehenden alluvialen Fächers während der Bølling/Allerød-Interstadial begann. Mit dem Übergang in die Younger-Dryas-Kaltphase kam es zu verstärktem Sedimenteintrag in Beiden Flusssystemen (Isar und Rißbach), was in weiter Folge zur Blockade der Isar im Konfluenzbereich von Isar und Rißbach führte und im oberen Isartal einen lokalen spätglazialen Deltakomplex gebildet hat.

Das Egesen-Stadial im Hinterrißtal ist repräsentiert durch eine Endmoräne südöstlich der Hagelhütte, am Anfang des Ahornbodens. Mair (2016) identifizierte diese spätglaziale Endmoräne als Damm des Paläosees am Ahornboden. Durch Radiokarbondatierungen der im übertieften Becken dieser Moräne abgelagerten Seesedimente konnte der dortigen Seepahase ein kalibriertes ^{14}C -Alter zwischen 10,5-10,2 und 5,5-5,3 ka BP zugewiesen werden (Mair 2016). Während dieser Kaltphase dürfte es zu erhöhter Sedimentakkumulation und zur Aufschüttung des zweiten Terrassenniveaus im mittleren Hinterrißtal auf einer Höhe von 1090 m ü. NN gekommen sein (Abbildung 21).

Mit dem Beginn des Holozäns und klimatisch günstigeren Bedingungen dürfte es im gesamten Untersuchungsgebiet zur Bildung von Terrassenformationen gekommen sein. Dabei schneiden sich der Rißbach und die Isar in das mit prä-LGM-Deltakomplexen aufgefüllte Untersuchungsgebiet ein und schütten in Phasen erhöhter Sedimentakkumulation (Kaltphasen) wieder neue Terrassenniveaus auf. Die im mittleren Hinterrißtal beobachteten Terrassenniveaus 3 und 4 dürften im Zuge dieser Prozesse entstanden sein, eine zeitliche Zuordnung ist dabei ohne absolute Alterskontrolle schwierig. Basierend auf dem Vorhandensein dieser Terrassen kann jedoch abgeleitet werden, dass es im Holozän Phasen gab, in denen die Sedimentakkumulation dominierte und das Talniveau wieder angehoben wurde.

Schellhorn (2021) beschreibt eine solche Phase der Sedimentakkumulation und Anhebung des Talniveaus im Isartal während des mittleren Holozäns vor $3,35 \pm 0,10$ ka cal BP. Schellhorn vermutet während dieser Zeit eine lokale Stausituation flussaufwärts des Konfluenzbereichs von Isar und Rißbach. Die im Zuge dieser Arbeit ^{14}C -datierten Proben am selben Aufschluss ergaben ein kalibriertes ^{14}C -Alter von $2,16 \pm 0,15$ und $2,62 \pm 0,13$ ka BP. Die mit dieser vermuteten Seephase korrelierbaren ^{14}C -Proben des Aufschlusses VR-OI7 zeigen kalibrierte ^{14}C -Alter von $5,75 \pm 0,14$ und $4,44 \pm 0,13$ ka BP (Abbildung A6 im Anhang). Orografisch rechts des Aufschlusses OI7 wurde auf selber Höhe organisches Material auf ein ^{14}C -Alter von $3,70 \pm 0,13$ ka cal BP datiert. Die resultierende Zeitspanne von knapp 3 ka spricht für mehrere lokale, durch Einzelereignisse ausgelöste, Stausituationen. Es könnte sich ebenfalls um Ablagerungen in Randbecken oder Tümpeln des Flusssystems oder Bodenbildung in Teilbereichen des Flusssystems handeln. All diese Prozesse können rezent entlang der Isar beobachtet werden. Die jüngste lokale Stausituation beschreibt Schellhorn vor $0,38 \pm 0,08$ ka cal BP und schreibt dieser aufgrund der geringen Mächtigkeit eine kurze Dauer zu.

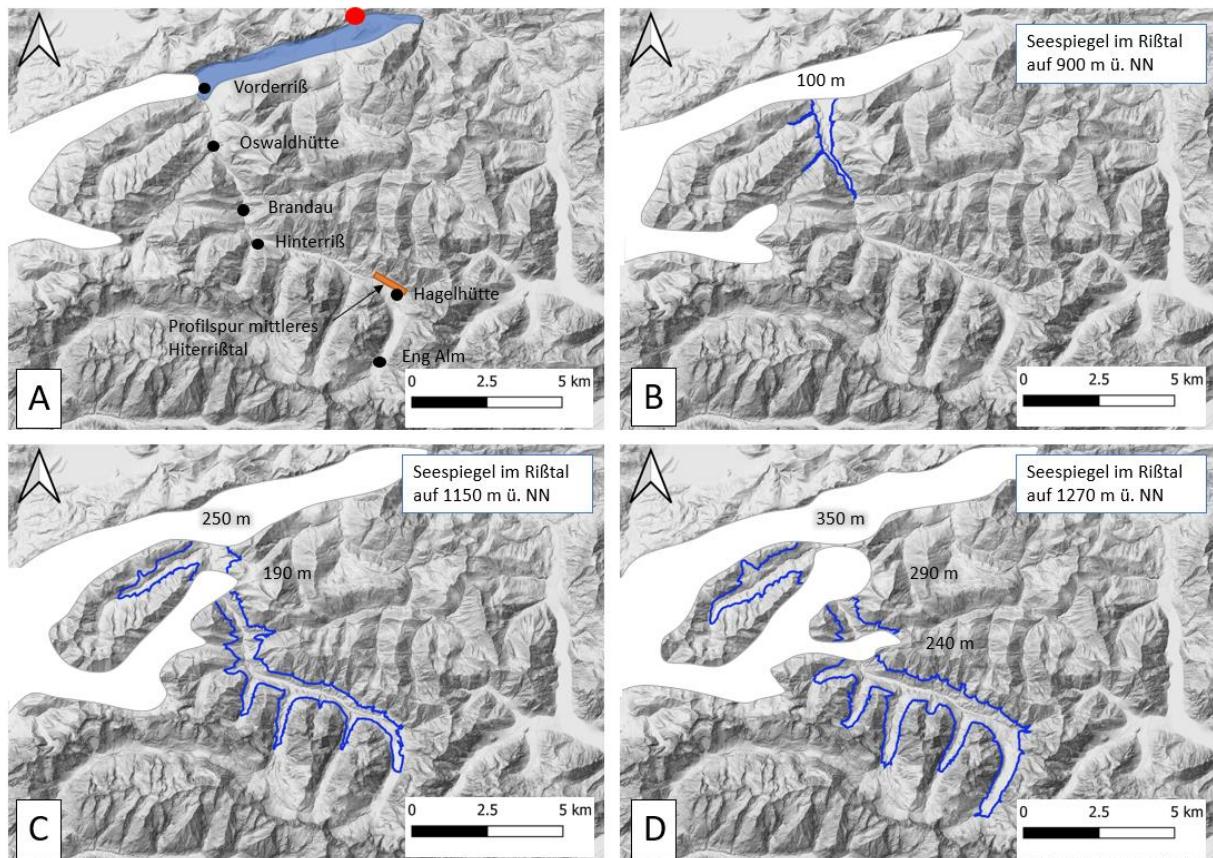


Abbildung 22: Übersichtskarte zur Veranschaulichung der vermuteten Stauungsszenarien im Hinterrißtal durch den vorstoßenden Inntalgletscher (Inntalgletscher ist schematisch eingezeichnet; Seespiegel sind mit QGIS in das Geländemodell verschnitten). Die zur Stauung benötigte Mächtigkeit des Gletschers, basierend auf dem Höhenunterschied zum aktuellen Rißbachniveau, ist an den jeweiligen Positionen für die Aufstauungsszenarien B bis D angegeben. Der rote Punkt stellt die Engstelle beim Sylvensteinstausee dar. A: Vorstoß des Inntalgletschers in das Isartal; B: Aufstauung im Bereich Vorderriß; C: Vorstoß über das Fermersbachtal; D: Vorstoß über den Sattel Vordersbachau; (Grundkarte: bsaemap.at).

8. Schlussfolgerungen und Ausblick

Die OSL-Alter aus dieser Arbeit und von Schellhorn (2021) belegen eine Deltabildung im Isartal vor etwa 45 ka (Schellhorn 2021), gefolgt von der zweiten Seephase im Hinterrisstal vor etwa 39 ka. Das OSL-Alter von etwa 32 ka (Schellhorn 2021) stellt die nächste Deltaentwicklung im Isartal im Zuge der Eisaufbaus des LGM dar. Die Übereinstimmung der Alter mit den südwärts Migrationen der ozeanischen Polarfront (Florineth und Schlüchter 2000) und den Gletschervorstößen nach dem Gletschermodell von Seguinot et al. (2018) sprechen dafür, dass die erste Seephase während des MIS 4 stattgefunden hat. Durch die Lumineszenzdatierungen konnte ebenfalls ein spätglaziales Delta und somit eine Stausituation im Isartal nachgewiesen werden. In Abbildung 22 sind diese Erkenntnisse der Eisstausephasen aus dem Karwendel den für die Ostalpen relevanten Paleoklimainformationen (Reitner, 2011) und den bisher angenommene Eisausdehung (van Husen, 2000) gegenübergestellt.

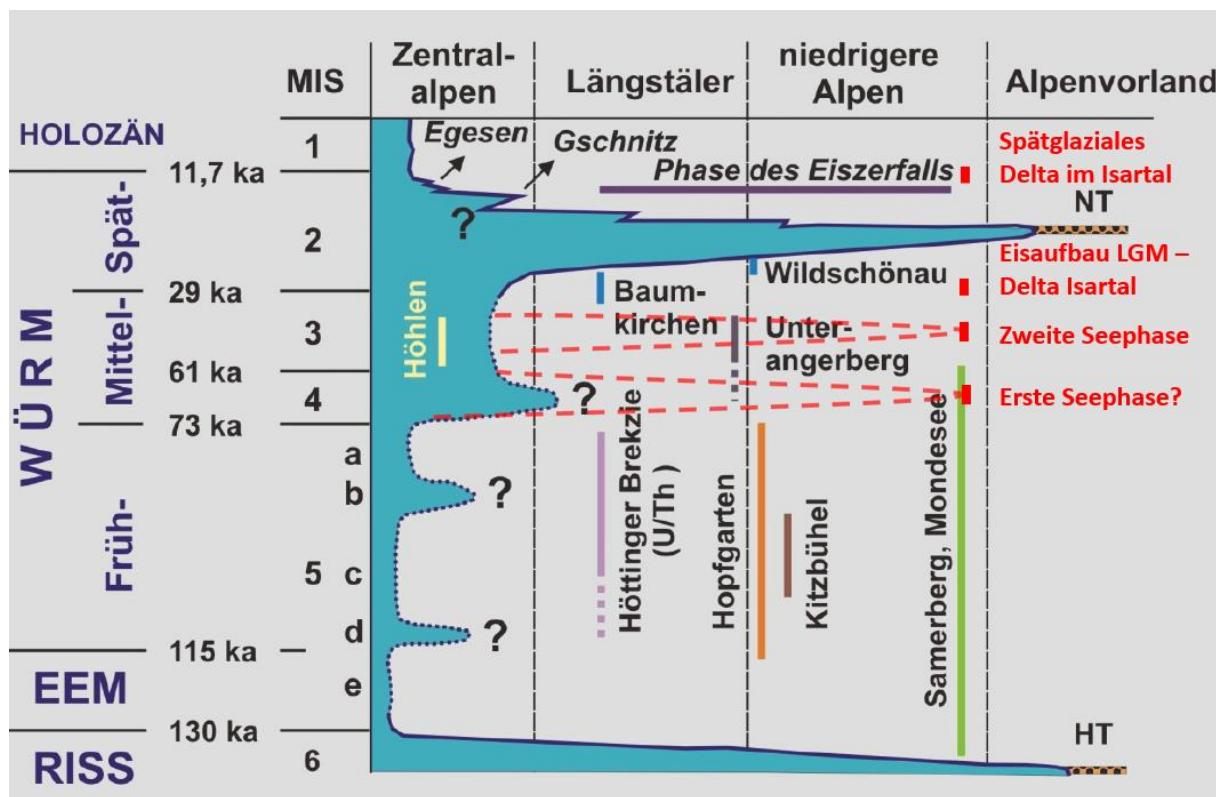


Abbildung 22: Zeitliche Entwicklung der Eisausdehnung (aus van Husen, 1999) sowie Ergänzung der schematischen Darstellung der zeitlichen Reichweite verschiedener Klimaarchive nach Reitner (2011). In rot eingezzeichnet die Klimaarchive im Riß- und Isartal und in transparentem rot (Linien) die daraus abzuleitende Eisausdehnung. (Verändert nach Reitner 2011)

8.1. Ausblick Lumineszenzdatierung

Zur Überprüfung der Materialverfügbarkeit könnten weitverbreitete Lithologien der NKA, wie zum Beispiel Wettersteinkalk, Alpiner Muschelkalk oder Hauptdolomit, auf ihre Quarz- und Feldspatanteile und deren Lumineszenzeigenschaften geprüft werden. Dafür könnten Festgesteinproben der jeweiligen Lithologien bis zum Erhalt der gewünschten Korngröße mechanisch zerkleinert werden (Backenbrecher). Das erhaltene Sediment könnte anschließend standartmäßig für die Feinkorndatierung aufbereitet und auf Ertrag und Lumineszenz geprüft werden.

Um den Ursprung der Feinkornsedimente zu klären, könnten Raster-Elektronen-Mikroskop (REM) Untersuchungen der Sedimentkornoberflächen durchgeführt werden. Ein möglicher Ansatz wären die von Vos et al. (2014) beschriebenen Unterscheidungskriterien von Oberflächenmerkmalen, die eine Unterscheidung verschiedener Arten des Sedimenttransports ermöglichen.

8.2. Ausblick quartärgeologische Untersuchungen

Um die chronologische Abfolge der Seephäsen im mittleren Hinterrißtal zu überprüfen könnte nach einer geeigneten Stelle zur Beprobung des unteren BS im mittleren Hinterrißtal gesucht, diese beprobt und Altersdatiert werden. Die Altersdatierung durch die Lumineszenz Feinkorndatierung ermöglicht ebenfalls eine Überprüfung der Thesen bezüglich Materialverfügbarkeit Signalqualität und Bleachingverhalten.

Zum besseren Verständnis der Holozänen Prozesse könnte eine detaillierte Kartierung der Terrassen und deren Zusammenspiel mit Massenbewegungen im mittleren Hinterrißtal durchgeführt werden.

Eine detaillierte Kartierung und Untersuchung der Sedimentabfolgen zwischen Vorderriß und dem Sylvensteinstausee und eine damit verbundene Untersuchung der Stauungsmechanismen, die während der Würm-Eiszeit zur Seebildung im Isartal führten, könnte wertvolle Informationen über die Gletscherdynamiken liefern und die Möglichkeit weitreichender Korrelationen mit glazialen Endseen (Chiemsee, Starnbergersee, Tegernsee usw.) im Alpenvorland bieten.

Literaturverzeichnis

- Aitken, M. J. (1985a): Alpha particle effectiveness: numerical relationship between systems. In: *Ancient TL* 1985 (3), S. 22–25.
- Aitken, M. J. (1985b): Thermoluminescence Dating. In: *Academic Press, London* 1985.
- Aitken, M. J.; Bowman, S.G.E (1975): Thermoluminescent dating: assessment of alpha particle contribution. In: *Archaeometry* (17), S. 132–138.
- Auclair, M.; Lamothe, M.; Huot, S. (2003): Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. In: *Radiation Measurements* 37 (4-5), S. 487–492. DOI: 10.1016/S1350-4487(03)00018-0.
- Bader, K. (1979): Exarationstiefen würmeiszeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern (Trennung eisvorbelasteter und nicht eisvorbelasteter Sedimente aufgrund der seismischen Geschwindigkeiten). In: *Eiszeitalter und Gegenwart* 29, S. 49–61.
- Bell, W. T. (1979): Attenuation factors for the absorbed radiation dose in quartz inclusions for thermoluminescence dating. In: *Ancient TL* (8), S. 1–12.
- Bell, W. T. (1980): Alpha attenuation in Quartz grains for Thermoluminescence Dating. In: *Ancient TL* (12), S. 4–8.
- Beug, Hans-Jürgen (2015): Leitfaden der Pollenbestimmung. München: Pfeil Verl.
- Bøtter-Jensen, L.; Andersen, C. E.; Duller, G.A.T.; Murray, A. S. (2003): Developments in radiation, stimulation and observation facilities in luminescence measurements. In: *Radiation Measurements* 37 (4-5), S. 535–541. DOI: 10.1016/S1350-4487(03)00020-9.
- Brandstätter, S. (2006): Quartärgeologische Untersuchungen im nördlichen Rißtal – Karwendel (Bayern-Tirol). Diplomarbeit. Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Innsbruck. Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften.
- Brock, Fiona; Higham, Thomas; Ditchfield, Peter; Ramsey, Christopher Bronk (2010): Current Pretreatment Methods for AMS Radiocarbon Dating at the Oxford Radiocarbon Accelerator Unit (Orau). In: *Radiocarbon* 52 (1), S. 103–112. DOI: 10.1017/S0033822200045069.
- Bronk Ramsey, Christopher (2001): Development of the Radiocarbon Calibration Program. In: *Radiocarbon* 43 (2A), S. 355–363. DOI: 10.1017/S0033822200038212.
- Bronk Ramsey, Christopher (2009): Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. In: *Radiocarbon* 51 (1), S. 337–360. DOI: 10.1017/S0033822200033865.
- Büsel, K. (2008): Untersuchung quartärer Ablagerungen im Tiroler Rißtal. Diplomarbeit. Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Innsbruck. Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften.
- Buylaert, J.-P.; Murray, A. S.; Gebhardt, A. C.; Sohbati, R.; Ohlendorf, C.; Thiel, C. et al. (2013): Luminescence dating of the PASADO core 5022-1D from Laguna Potrok Aike (Argentina) using IRSL signals from feldspar. In: *Quaternary Science Reviews* 71, S. 70–80. DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.03.018.
- Buylaert, Jan-Pieter; Jain, Mayank; Murray, Andrew S.; Thomsen, Kristina J.; Thiel, Christine; Sohbati, Reza (2012): A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. In: *Boreas* 41 (3), S. 435–451. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x.
- Change, Intergovernmental Panel on Climate (Hg.) (2022): The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate: Cambridge University Press.
- Clark, Peter U.; Dyke, Arthur S.; Shakun, Jeremy D.; Carlson, Anders E.; Clark, Jorie; Wohlfarth, Barbara et al. (2009): The Last Glacial Maximum. In: *Science (New York, N.Y.)* 325 (5941), S. 710–714. DOI: 10.1126/science.1172873.

- Cunningham, Alastair C.; Wallinga, Jakob (2010): Selection of integration time intervals for quartz OSL decay curves. In: *Quaternary Geochronology* 5 (6), S. 657–666. DOI: 10.1016/j.quageo.2010.08.004.
- Dreesbach, R. (1986): Zur Lithostratigraphie des Würmglazials im Gebiet des Isar-Loisach-Gletschers /Oberbayern. In: *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* (137), S. 553–572.
- Drescher-Schneider, Ruth (2000): The Riss-Würm interglacial from West to East in the Alps: an overview of the vegetational succession and climatic development. In: *Netherlands Journal of Geosciences* 79 (2-3), S. 233–239. DOI: 10.1017/S0016774600023672.
- Duller, G. A. T. (2008): Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. In: *Boreas* 37 (4), S. 589–612. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2008.00051.x.
- Durcan, Julie A.; King, Georgina E.; Duller, Geoffrey A.T. (2015): DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. In: *Quaternary Geochronology* 28, S. 54–61. DOI: 10.1016/j.quageo.2015.03.012.
- Erdtman, G. (1934): Über die Verwendung Essigsäurenhydrid bei Pollenuntersuchungen. In: *Svensk Botanisk Tidskrift* (28), S. 354–358.
- Fiebig, Markus; Ellwanger, Dietrich; Doppler, Gerhard (2011): Pleistocene Glaciations of Southern Germany. In: *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology - A Closer Look*, Bd. 15: Elsevier (Developments in Quaternary Sciences), S. 163–173.
- Flores, R. M. (1990): Transverse and Longitudinal Gilbert-Type Deltas, Tertiary Coalmont Formation, North Park Basin, Colorado, USA. In: Albina Colella und David B. Prior (Hg.): *Coarse-Grained Deltas*: Wiley, S. 223–233.
- Florineth, Duri; Schlüchter, Christian (2000): Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. In: *Quat. res.* 54 (3), S. 295–308. DOI: 10.1006/qres.2000.2169.
- Folk, R. L. (1974): Petrology of Sedimentary Rocks. In: *Hemphill Publishing Co., Austin*, 182 S.
- Fuchs, M.; Owen, L. A. (2008): Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. In: *Boreas* 37 (4), S. 636–659. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2008.00052.x.
- Galbraith, Rex; ROBERTS, R. G.; OLLEY, J. M.; YOSHIDA, H.; Laslett, G. M. (1999): OPTICAL DATING OF SINGLE AND MULTIPLE GRAINS OF QUARTZ FROM JINMIUM ROCK SHELTER, NORTHERN AUSTRALIA: PART II, RESULTS AND IMPLICATIONS*. In: *Archaeometry* 41 (2), S. 365–395. DOI: 10.1111/j.1475-4754.1999.tb00988.x.
- Geyh, Mebus A.; Schreiner, Albert (1984): C14-Datierungen an Knochen- und Stoßzahnfragmenten aus würmzeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). DOI: 10.23689/fidgeo-1497.
- Gibbard, Philip L.; Head, Martin J. (2009): The Definition of the Quaternary System/Era and the Pleistocene Series/Epoch. In: *quaternaire* (vol. 20/2), S. 125–133. DOI: 10.4000/quaternaire.5086.
- Gilbert, G. K. (1885): The topographic features of lake shores. In: *US Geol. Surv. Ann. Rep.* 1885 (5), S. 69–123.
- Gilbert, G. K. (1890): Lake Bonneville. 1 Band. Washington, D.C.: U.S. Geological Survey.
- Gild, Charlotte; Geitner, Clemens; Sanders, Diethard (2018): Discovery of a landscape-wide drape of late-glacial aeolian silt in the western Northern Calcareous Alps (Austria): First results and implications. In: *Geomorphology* 301, S. 39–52. DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.10.025.

Godfrey-Smith, D. I.; Huntley, D. J.; Chen, W.-H. (1988): Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. In: *Quaternary Science Reviews* 7 (3-4), S. 373–380. DOI: 10.1016/0277-3791(88)90032-7.

Guérin, Guillaume; Mercier, Norbert; Nathan, Roger; Adamiec, Grzegorz; Lefrais, Yannick (2012): On the use of the infinite matrix assumption and associated concepts: A critical review. In: *Radiation Measurements* 47 (9), S. 778–785. DOI: 10.1016/j.radmeas.2012.04.004.

Hansen, L. (2004): Deltaic Infill of a Deglaciated Arctic Fjord, East Greenland: Sedimentary Facies and Sequence Stratigraphy. In: *SEPM JSR* 74 (3), S. 422–437. DOI: 10.1306/102703740422.

Hargitai, Henrik; Kereszturi, Ákos (Hg.) (2021): Encyclopedia of Planetary Landforms. New York, NY: Springer New York.

Hemming, Sidney R. (2004): Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. In: *Reviews of Geophysics* 42 (1), Artikel 2003RG000128. DOI: 10.1029/2003RG000128.

Hock, R. G.; Rasul, C.; Adler, B.; Cáceres, S.; Gruber, Y.; Hirabayashi, M. et al. (2019): High Mountain Areas. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*.

Huntley, D. J.; Baril, M. R. (1997): The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. In: *Ancient TL* 15 (1), S. 11–13.

Huntley, D. J.; Lamothe, M. (2001): Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. In: *Can. J. Earth Sci.* 38 (7), S. 1093–1106. DOI: 10.1139/cjes-38-7-1093.

Ivy-Ochs, Susan; Kerschner, Hanns; Maisch, Max; Christl, Marcus; Kubik, Peter W.; Schlüchter, Christian (2009): Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. In: *Quaternary Science Reviews* 28 (21-22), S. 2137–2149. DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.03.009.

Ivy-Ochs, Susan; Monegato, Giovanni; Reitner, Jürgen M. (2023a): The Alps: glacial landforms during the deglaciation (18.9–14.6 ka). In: European Glacial Landscapes: Elsevier, S. 175–183.

Ivy-Ochs, Susan; Monegato, Giovanni; Reitner, Jürgen M. (2023b): The Alps: glacial landforms from the Bølling–Allerød Interstadial. In: European Glacial Landscapes: Elsevier, S. 355–360.

Ivy-Ochs, Susan; Kerschner, Hanns; Reuther, Anne; Preusser, Frank; Heine, Klaus; Maisch, Max et al. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. In: *J Quaternary Science* 23 (6-7), S. 559–573. DOI: 10.1002/jqs.1202.

Jain, M.; Murray, A. S.; Bøtter-Jensen, L. (2003): Characterisation of blue-light stimulated luminescence components in different quartz samples: implications for dose measurement. In: *Radiation Measurements* 37 (4-5), S. 441–449. DOI: 10.1016/S1350-4487(03)00052-0.

Keller, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. In: *Mitt. d. Schweizer. Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik*.

Kerschner, H. (2009): Gletscher und Klima im Alpinen Spätglazial und frühen Holozän. Klimawandel in Österreich. Die letzten 20.000 Jahre und ein Blick voraus. In: *alpine space - man & environment* (6), S. 5–26.

Kilian, Sinah; Ortner, Hugo (2019): Structural evidence of in-sequence and out-of-sequence thrusting in the Karwendel mountains and the tectonic subdivision of the western Northern Calcareous Alps. In: *Austrian Journal of Earth Sciences* 112 (1), S. 62–83. DOI: 10.17738/ajes.2019.0005.

Klasen, Nicole; Fiebig, Markus; Preusser, Frank; Reitner, Jürgen M.; Radtke, Ulrich (2007): Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. In: *Quaternary International* 164-165, S. 21–32. DOI: 10.1016/j.quaint.2006.12.003.

- Kuhn, M. (1993): Zwei Gletscher im Karwendel. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde* 1993 (1).
- Li, Bo; Li, Sheng-Hua (2006): Comparison of estimates using the fast component and the medium component of quartz OSL. In: *Radiation Measurements* 41 (2), S. 125–136. DOI: 10.1016/j.radmeas.2005.06.037.
- Liritzis, I.; Stamoulis, K.; Papachristodoulou, C.; Ioannides, K. (2013): A re-evaluation of radiation dose-rate conversion factors. In: *Mediterranean Archaeology and Archaeometry* 2013 (13), S. 1–15.
- Lisiecki, Lorraine E.; Raymo, Maureen E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. In: *Paleoceanography* 20 (1), Artikel 2004PA001071. DOI: 10.1029/2004PA001071.
- Lobitzer, H.; Solti, G.; Ravasz, C. (1994): Fazies und Geochemie ausgewählter Vorkommen bituminöser und kerogenreicher Gesteine Österreichs. In: *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn* 2, S. 465–482.
- Lukas, Sven; Rother, Henrik (2016): Moränen versus Till: Empfehlungen für die Beschreibung, Interpretation und Klassifikation glazialer Landformen und Sedimente. In: *E&G Quaternary Sci. J.* 65 (2), S. 95–112. DOI: 10.3285/eg.65.2.01.
- Mair, D. (2014): Quartäre Sedimente des inneren Rissstales und im Bereich Großer Ahornboden (Karwendel, Tirol). Masterarbeit. Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Innsbruck. Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften.
- Mair, David; Chwatal, Werner; REIMER, PAULA J.; Spötl, Christoph (2016): Quaternary evolution of the inner Riss Valley, Tyrol (Austria) – an integrated sedimentological and geophysical case study. In: *AJES* 109 (2). DOI: 10.17738/ajes.2016.0021.
- Massari, F.; Parea, G. C. (1990): Wave-Dominated Gilbert-Type Gravel Deltas in the Hinterland of the Gulf of Taranto (Pleistocene, Southern Italy). In: Albina Colella und David B. Prior (Hg.): Coarse-Grained Deltas: Wiley, S. 311–331.
- Murray, A. S.; Thomsen, K. J.; Masuda, N.; Buylaert, J. P.; Jain, M. (2012): Identifying well-bleached quartz using the different bleaching rates of quartz and feldspar luminescence signals. In: *Radiation Measurements* 47 (9), S. 688–695. DOI: 10.1016/j.radmeas.2012.05.006.
- Murray, A. S.; Wintle, A. G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. In: *Radiation Measurements* 32 (1), S. 57–73. DOI: 10.1016/S1350-4487(99)00253-X.
- Murray, A. S.; Wintle, A. G. (2003): The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. In: *Radiation Measurements* 37 (4-5), S. 377–381. DOI: 10.1016/S1350-4487(03)00053-2.
- Mutschlechner, G. (1948): Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges 93/1948, S. 155–206.
- Nemec, W. (1990): Aspects of Sediment Movement on Steep Delta Slopes. In: Albina Colella und David B. Prior (Hg.): Coarse-Grained Deltas: Wiley, S. 29–73.
- Penck A.; Brückner E. (Hg.) (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. 1. Band. 3 Bände. Tauchnitz, Leipzig.
- Poolton, N. R. J.; Ozanyan, K. B.; Wallinga, J.; Murray, A. S.; Bøtter-Jensen, L. (2002): Electrons in feldspar II: a consideration of the influence of conduction band-tail states on luminescence processes. In: *Physics and Chemistry of Minerals* 29 (3), S. 217–225. DOI: 10.1007/s00269-001-0218-2.

Poscher G. (1994): Fazies und Genese der pleistozänen Terrassensedimente im Tiroler Inntal und seinen Seitentälern - Teil 1: Der Achenseedamm. In: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* (137), S. 171–186.

Postma, George (1990): An analysis of the variation in delta architecture. In: *Terra Nova* 2 (2), S. 124–130. DOI: 10.1111/j.1365-3121.1990.tb00052.x.

Prescott, J. R.; Hutton, J. T. (1988): Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR. In: *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* (14), S. 223–227.

Preusser, Frank (2004): Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. In: *Boreas* 33 (3), S. 195–210. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2004.tb01141.x.

Preusser, Frank; BLEI, ANDREAS; GRAF, HANSRUEDI; Schlüchter, Christian (2007): Luminescence dating of Würmian (Weichselian) proglacial sediments from Switzerland: methodological aspects and stratigraphical conclusions. In: *Boreas* 36 (2), S. 130–142. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2007.tb01187.x.

Preusser, Frank; Chithambo, Makaiko L.; Götte, Thomas; Martini, Marco; Ramseyer, Karl; Sendezeira, Emmanuel J. et al. (2009): Quartz as a natural luminescence dosimeter. In: *Earth-Science Reviews* 97 (1-4), S. 184–214. DOI: 10.1016/j.earscirev.2009.09.006.

Preusser, Frank; Lukas, Sven; Anselmetti, Flavio S.; Tinner, Willy (2012): Testing the potential of luminescence dating of high-alpine lake sediments. In: *Quaternary Geochronology* 8, S. 23–32. DOI: 10.1016/j.quageo.2011.11.007.

Preusser, Frank; Ramseyer, Karl; Schlüchter, Christian (2006): Characterisation of low OSL intensity quartz from the New Zealand Alps. In: *Radiation Measurements* 41 (7-8), S. 871–877. DOI: 10.1016/j.radmeas.2006.04.019.

Ramsey, Christopher Bronk; Lee, Sharen (2013): Recent and Planned Developments of the Program OxCal. In: *Radiocarbon* 55 (2), S. 720–730. DOI: 10.1017/S0033822200057878.

Rees-Jones, Julie (1995): Optical dating of young sediments using fine-grained quartz. In: *Ancient TL* (13), S. 9–14.

Reimann, Tony; Notenboom, Paul D.; Schipper, Matthieu A. de; Wallinga, Jakob (2015): Testing for sufficient signal resetting during sediment transport using a polymineral multiple-signal luminescence approach. In: *Quaternary Geochronology* 25, S. 26–36. DOI: 10.1016/j.quageo.2014.09.002.

Reimann, Tony; Tsukamoto, Sumiko; Naumann, Michael; Frechen, Manfred (2011): The potential of using K-rich feldspars for optical dating of young coastal sediments – A test case from Darss-Zingst peninsula (southern Baltic Sea coast). In: *Quaternary Geochronology* 6 (2), S. 207–222. DOI: 10.1016/j.quageo.2010.10.001.

REIMER, PAULA J.; Austin, William E. N.; Bard, Edouard; Bayliss, Alex; Blackwell, Paul G.; Bronk Ramsey, Christopher et al. (2020): The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). In: *Radiocarbon* 62 (4), S. 725–757. DOI: 10.1017/RDC.2020.41.

Reitner, J. M. (Hg.) (2011): Das Inngletschersystem während des Würm-Glazial. Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt Blatt 88 Achenkirch. Wien. Geologische Bundesanstalt.

Reitner, Jürgen M. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i. T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). DISSERTATION. Universität Wien, Wien. Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie.

Reitner, Jürgen M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. In: *Quaternary International* 164-165, S. 64–84. DOI: 10.1016/j.quaint.2006.12.016.

Rendell, H. M.; Webster, S. E.; Sheffer, N. L. (1994): Underwater bleaching of signals from sediment grains: new experimental data. In: *Quaternary Science Reviews* 13 (5-7), S. 433–435. DOI: 10.1016/0277-3791(94)90055-8.

Rhine, Janet L. (1984): Sedimentological and geomorphological reconstruction of the Late Pleistocene Athabasca fan-delta, Northeast Alberta. Unter Mitarbeit von University of Calgary und Derald G. Smith.

Rhodes, Edward J. (2011): Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. In: *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 39 (1), S. 461–488. DOI: 10.1146/annurev-earth-040610-133425.

Rohais, Sébastien; Eschard, Rémi; Guillocheau, François (2008): Depositional model and stratigraphic architecture of rift climax Gilbert-type fan deltas (Gulf of Corinth, Greece). In: *Sedimentary Geology* 210 (3-4), S. 132–145. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2008.08.001.

S. K. Chough, I. G. Hwang (1997): The Duksung Fan Delta, Se Korea: Growth of Delta Lobes on a Gilbert-Type Topset in Response to Relative Sea-Level Rise. In: *SEPM JSR* Vol. 67. DOI: 10.1306/D4268626-2B26-11D7-8648000102C1865D.

Sanders, Diethard; Ostermann, Marc (2011): Post-last glacial alluvial fan and talus slope associations (Northern Calcareous Alps, Austria): A proxy for Late Pleistocene to Holocene climate change. In: *Geomorphology* 131 (3-4), S. 85–97. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.04.029.

Sanderson, David C.W.; Bishop, Paul; Stark, Miriam; Alexander, Sally; Penny, Dan (2007): Luminescence dating of canal sediments from Angkor Borei, Mekong Delta, Southern Cambodia. In: *Quaternary Geochronology* 2 (1-4), S. 322–329. DOI: 10.1016/j.quageo.2006.05.032.

Sauer, E. (1938): Verbreitung, Zusammensetzung und Entstehung der diluvialen Seeabsätze im oberen Isartal. (Aus dem Institut für allgemeine und angewandte Geologie der Universität München. 1937.). In: *Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie* (50), S. 305–355.

Schellhorn, M. (2021): Quartärgeologie, Geomorphologie und Lumineszenz Geochronologie im Konfluenzgebiet des Rißbaches und der Isar (Raum Vorderriß, nördliches Karwendel). Masterarbeit. Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Innsbruck. Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften.

Schlüchter C.; Röhlisberger C. (1995): Gletscher im ständigen Wandel. Jubiläums-Symposium der Schweizerischen Gletscherkommission, 1993 Verbier (VS) "100 Jahre Gletscherkommission - 100 000 Jahre Gletschergeschichte". Zürich: Vdf (Publikationen der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften Publications de l'Académie suisse des sciences naturelles, 6).

Schmid, Stefan M.; Fügenschuh, Bernhard; Kissling, Eduard; Schuster, Ralf (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. In: *Eclogae geol. Helv.* 97 (1), S. 93–117. DOI: 10.1007/s00015-004-1113-x.

Schmidt-Thomé, P. (1950): Geologie des Isartales im Bereich des Rißbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Stauseebecken. In: *Geologica Bavaria*.

Schreiner, Albert (1997): Einführung in die Quartärgeologie. 2. Aufl. Stuttgart: Schweizerbart.

Seguinot, Julien; Ivy-Ochs, Susan; Jouvet, Guillaume; Huss, Matthias; Funk, Martin; Preusser, Frank (2018): Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps. In: *The Cryosphere* 12 (10), S. 3265–3285. DOI: 10.5194/tc-12-3265-2018.

- Sommerhoff, G. (1971): Zum Stand der geomorphologischen Forschung im Karwendel. In: *Mitt. Geogr. Ges. München* (56), S. 152–171.
- Sommerhoff, G. (1977): Zur spät- und postglazialen Morphodynamik im oberen Risbachtal, Karwende. In: *Mitt. Geogr. Ges. München* (62), S. 89–103.
- Spötl, Christoph; Mangini, Augusto (2002): Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard–Oeschger events during isotope stage 3. In: *Earth and Planetary Science Letters* 203 (1), S. 507–518. DOI: 10.1016/S0012-821X(02)00837-3.
- Spötl, Christoph; Mangini, Augusto (2006): U/Th age constraints on the absence of ice in the central Inn Valley (eastern Alps, Austria) during Marine Isotope Stages 5c to 5a. In: *Quat. res.* 66 (1), S. 167–175. DOI: 10.1016/j.yqres.2006.03.002.
- Spötl, Christoph; REIMER, PAULA J.; STARNBERGER, REINHARD; REIMER, R. W.O.N. (2013): A new radiocarbon chronology of Baumkirchen, stratotype for the onset of the Upper Würmian in the Alps. In: *J Quaternary Science* 28 (6), S. 552–558. DOI: 10.1002/jqs.2645.
- Thiel, Christine; Buylaert, Jan-Pieter; Murray, Andrew; Terhorst, Birgit; Hofer, Ingo; Tsukamoto, Sumiko; Frechen, Manfred (2011): Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. In: *Quaternary International* 234 (1-2), S. 23–31. DOI: 10.1016/j.quaint.2010.05.018.
- Thomsen, K. J.; Murray, A. S.; Jain, M.; Bøtter-Jensen, L. (2008): Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. In: *Radiation Measurements* 43 (9-10), S. 1474–1486. DOI: 10.1016/j.radmeas.2008.06.002.
- Tollmann, Alexander (1976): Der Bau der nördlichen Kalkalpen. Wien: Deuticke.
- van Husen, Dirk (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. Wien: Geolog. Bundesanst (Aus der geologischen Geschichte Österreichs).
- van Husen, Dirk (1997): LGM and late-glacial fluctuations in the Eastern Alps. In: *Quaternary International* 38-39, S. 109–118. DOI: 10.1016/S1040-6182(96)00017-1.
- van Husen, Dirk (2000): Geological Processes during the Quaternary. In: *Mitteilung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 92, S. 135–156.
- van Husen, Dirk (2004): Quaternary glaciations in Austria. In: Quaternary Glaciations Extent and Chronology - Part I: Europe, Bd. 2: Elsevier (Developments in Quaternary Sciences), S. 1–13.
- van Husen, Dirk; Reitner, Jürgen M. (2011): An Outline of the Quaternary Stratigraphy of Austria. In: *E&G Quaternary Sci. J.* 60 (2/3), S. 366–387. DOI: 10.3285/eg.60.2-3.09.
- Vos, K.; Vandenberghe, N.; Elsen, J. (2014): Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. In: *Earth-Science Reviews* 128, S. 93–104. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.10.013.
- Welten, M. (1981): Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwärm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa. In: *Eiszeitalter und Gegenwart* (31), S. 187–2020.
- Wintle, A. G. (1973): Anomalous Fading of Thermoluminescence in Mineral Samples. In: *Nature* 245, S. 143–144.
- Wintle, A. G.; Murray, A. S. (2006): A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. In: *Radiation Measurements* 41 (4), S. 369–391. DOI: 10.1016/j.radmeas.2005.11.001.

Xia, Lei; Li, Yan; Chen, Yongsheng; Yi, Liang; Chen, Guangquan; Wang, Yancheng; Hu, Ke (2021): Standardized Dose–Response Curve (sDRC) Construction for OSL Dating of Quartz from Bohai Coast, NE China. In: *JMSE* 9 (11), S. 1200. DOI: 10.3390/jmse9111200.

Zervas, Dimitrios; Nichols, Gary J.; Hall, Robert; Smyth, Helen R.; Lüthje, Charlotta; Murtagh, Fionn (2009): SedLog: A shareware program for drawing graphic logs and log data manipulation. In: *Computers & Geosciences* 35 (10), S. 2151–2159. DOI: 10.1016/j.cageo.2009.02.009.

Geologische Karten des Untersuchungsgebiets

Geologische Bundesanstalt Österreich (2021): Geodaten zu GEOFAST - Blatt 87 Walchensee (1:50.000). Unter Mitarbeit von Isabella Bayer, Mathias Steinbichler und Otto Kreuss. <https://doi.org/10.24341/tethys.148>

Geologische Bundesanstalt Österreich (2021): Geodaten zu GEOFAST - Blatt 118 Innsbruck (1:50.000). Unter Mitarbeit von Isabella Bayer, Mathias Steinbichler und Michael Moser. <https://doi.org/10.24341/tethys.106>

GeoSphere Austria (2024): Geodaten zu GEOFAST - Blatt 119 Schwaz (1:50.000). Unter Mitarbeit von Isabella Bayer, Mathias Steinbichler und Michael Moser. <https://doi.org/10.24341/tethys.107.2>

Tabelle A1: Aufschlussprotokoll Brandstätter (2006).

Nummer	Beschreibung	N [°] WGS84	E [°] WGS84	Höhe [m ü. NN]
1	Aufschl. südlich Einmündung Fischbach	47.5363797	11.4386803	810
1a	Bereich der Kreuzschichtung	47.5338861	11.439013	813
2	Aufschl. Seitenbach I	47.5262868	11.4396027	825
3	Aufschl. Fischbachklamm	47.5239993	11.4377914	845
4	Aufschl. südlich Einmündung Fischbachl	47.5233458	11.4405508	820
5	Aufschl. Forstweg Paindl-Alm	47.5123842	11.4272563	988
6	Aufschl. Oswald Hütte	47.5214666	11.4401185	845
7	Aufschl. Fermersbach Klamm	47.5202258	11.4452838	895
8	Aufschl. Mündung Fermers bach	47.5178424	11.442	838
9	Aufschl. Vorderskopf	47.511773	11.4440138	895
10	Aufschl. Wildbachhütte	47.5120385	11.4478922	940
11	Aufschl. Markgraben	47.5083758	11.4488623	865
12	Aufschl. Weitgries-Alm	47.5045617	11.4510102	875
13	Aufschl. Leckbachgraben	47.4919648	11.472615	1000
14	Aufschl. Leckbach	47.4915084	11.4615314	900
15	Aufschl. Sattelgraben	47.4919552	11.4581523	970
16	Aufschl. Brandau	47.4835284	11.4644274	910
17	Aufschl. Forstweg Vordersbachau - Seitenbach	47.4850711	11.4522974	1050
17a	Höchster Punkt - Vordersbachau	47.4863441	11.4354984	1270
18	Aufschl. Brandauwand- Schleifmühlbach	47.475359	11.4680559	920
19	Aufschl. Rohntal	47.4725871	11.4462436	1143

Tabelle A2: Aufschlussprotokoll Büsel (2008).

Nummer	Beschreibung	N [°] WGS84	E [°] WGS84	Höhe [m ü. NN]
1	Jungfernsprung	47.4693622	11.4672767	954
2	Aufschlüsse zwischen Hinterriß und Neunerbrücke	47.4706572	11.4725753	962
3	Aufschlüsse zwischen Hinterriß und Neunerbrücke	47.4690285	11.4772942	948
4	Aufschlüsse zwischen Hinterriß und Neunerbrücke	47.468944	11.478074	952
5	Profil Neunerreise	47.4644019	11.4876854	965
6A	Karwendelau: Graben A	47.460228	11.5069516	980
6B	Karwendelau: Graben B	47.4596768	11.5096183	996
7	Schönlalmgraben	47.4649189	11.4958322	956
8A	Garberlgraben Aufschluss A	47.4619017	11.5209303	1020
8B	Garberlgraben Aufschluss B	47.4610438	11.5220798	1027
9A	Birchegggraben orog. Rechts	47.4588231	11.527232	995
9B	Birchegggraben orog. Links	47.4582377	11.5270145	990
10	Graben 1	47.4596907	11.5311835	1060
11	Graben 2	47.4583317	11.5331569	1029
12	Profil Graben 3	47.4563665	11.5338612	998
13A	Weitkargraben Aufschluss A	47.4552896	11.5366072	1015
13B	Weitkargraben Aufschluss B	47.4547881	11.5382436	1004
13C	Weitkargraben Aufschluss C	47.4557742	11.5390492	1025
14	Graben 4 - Profil Mühlgraben	47.4515571	11.543499	1034
15	Aufschluss 83	47.4502994	11.5450595	1029
16	Profil Karlgraben	47.4508826	11.5497996	1080
17	Aufschlüsse 78, 81	47.4479631	11.5517416	1022
18	Graben 5	47.448376	11.5541971	1063
19	Graben 6	47.448117	11.5463252	1032
20	Profil Kleiner Bockgraben	47.4470848	11.5556988	1032
21	Profil Karlalmweg	47.4472674	11.5549993	1027
22	Aufschluss 89	47.4469838	11.5606982	1035
23	Aufschluss 88a, 88b	47.4436128	11.5673552	1054
24	Aufschluss 87	47.4428843	11.5692133	1057
25	Aufschluss 90	47.4392853	11.5756599	1076
26A	Aufschluss 91	47.4411544	11.5763913	1120
26B	Aufschluss 92	47.4422202	11.5756314	1140
26C	Aufschluss 93	47.4418962	11.5768491	1161
27	Profil Tortal	47.4662678	11.4661663	997
28	Profil Johannestal	47.4586656	11.4960713	1024

Tabelle A3: Aufschlussprotokoll Mair (2014).

Nummer	Beschreibung	N [°] WGS84	E [°] WGS84	Höhe [m ü. NN]
1	Moränenmaterial: sehr grobblockig (max. Durchmesser bis 2m), Feinanteil vorhanden, aber <15%.	47.432939	11.577943	1112
2	Moränenmaterial wie in Aufschluss 1. Morphologie: Doppelrücken (südlicher deutlich größer; knapp 50m hoch).	47.431764	11.579192	1136
3	östliches Ufer: Seetone grenzen direkt an Moränenwall (onlap); westliches Ufer: Murschutt überlagert Seetone.	47.432897	11.576069	1106
4	Profil Jägerstand	47.432439	11.576858	1108
5	Schwemmfächer des Gramagrabens wird von Engergrundbach erosiv angeschnitten;	47.430380	11.576462	1109
6	Vom Bach erodierte und vom Schwemmfächer überlagerte Seetone mit Quellaustreten am Top der Tone.	47.431422	11.577812	1108
7	Profil Totengraben II	47.430203	11.574356	1117
9	Murschutt des Totengrabenfächers überlagert holozäne, fluviatile Kiese.	47.434092	11.576444	1100
10	Profil Hagelhütte III	47.434733	11.577301	1100
11	Profil Totengraben I	47.436177	11.576092	1094
12	Lateral äquivalenter Aufbau wie in Profil Hagelhütte I und II; Vorstoßschotter mit Grundmoräne mit Erosionsdiskordanz im Hangenden, überlagert von unkonsolidiertem regelosem Moränenmaterial.	47.436002	11.576763	1096
13	Lateral äquivalenter Aufbau wie im Profil Totengraben I.	47.435727	11.576233	1096
14	Geringmächtige überkonsolidierte Vorstoßschotter unter diskordant überlagerndem Murschutt erhalten.	47.437125	11.575895	1085
15	Profil Hagelhütte I	47.437043	11.576955	1109
16	Vorstoßschotter	47.437883	11.576491	1098
18	Nördlichster Punkt, an dem noch Sedimente aus Profil Hagelhütte I erhalten sind.	47.439328	11.575610	1079
19	Vorstoßschotter nahe der Hagelhütte.	47.439141	11.575980	1078
20	Moräne	47.438141	11.578381	1141
21	Moräne mit gekritzten Geschieben.	47.438483	11.579104	1141
22	Moränenmaterial in unter Bodenbildung; bildet markanten Wall – höheres Niveau.	47.438061	11.579852	1170
23	Moränenmaterial in unter Bodenbildung; bildet markanten Wall.	47.437249	11.578370	1140
24	Murschuttkegel mit Paläoböden.	47.440990	11.574358	1074
25	Periglaziale Vorstoßschotter, überkonsolidiert 5m Böschung direkt am Rissbach.	47.441433	11.573063	1071
26	Überkonsolidierte Vorstoßschotter im Rissbach aufgeschlossen.	47.442420	11.570687	1067
27	Profil RB III	47.443212	11.568671	1059
28	Bottomset überlagert von Vorstoßschottern.	47.443621	11.567810	1061
29	Oberkante Grundmoräne	47.438149	11.577083	1129
30	Oberkante Grundmoräne	47.438842	11.579262	1134
31	Oberkante Grundmoräne	47.438293	11.578133	1125
32	Profil Hagelhütte II	47.436423	11.577244	1117

33	Oberkante Grundmoräne	47.435603	11.577042	1115
36	Holozäner Murschutt überlagert fluviatile Kiese.	47.434232	11.577356	1102
38	Feinlaminiertes Bottomset mit Dropstones direkt im Rissbach aufgeschlossen.	47.448045	11.551460	1023
39	Bottomset von fluviatilen Kiesen überlagert.	47.448051	11.550860	1021
40	Vorstoßschotter mit 0,5m mächtiger Sandlage im Hangenden.	47.442777	11.575526	1145
41	Oberster Bereich der Vorstoßschotter mit grobblockigen Lagen.	47.442887	11.575816	1150
42	Grundmoräne mit Quellaustreten am Top.	47.442994	11.575867	1156
43	Moränenmaterial (Dm bis Dc mit gekritztem Geschiebe).	47.443358	11.575963	1176
45	Wallform mit Vernässungszone im Graben östlich davon.	47.444286	11.574758	1173
47	Murschutt	47.445271	11.574339	1204
48	Murschutt	47.446072	11.571600	1181
49	Moränenmaterial	47.445259	11.570777	1143
50	Festgestein	47.447520	11.569009	1126
51	Ende Festgesteins-canyon	47.447310	11.567372	1083
52	Überkonsolidierte Vorstoßschotter	47.448245	11.554037	1058
53	Nach NW einfallende Vorstoßschotter.	47.448535	11.556777	1058
54	Basis Profil Kleiner Bockgraben I.	47.448631	11.557483	1078
55	Basis des Bottomsets im Profil Kleiner Bockgraben I.	47.448617	11.557715	1092
56	Überkonsolidierte Vorstoßschotter direkt am Eingang des Kleinen Bockgrabens.	47.447708	11.556205	1047
57	Top der Bottomsets an der orografisch rechten Seite.	47.449775	11.558739	1093
58	Basis der Bottomsets an der orografisch linken Seite.	47.449567	11.558105	1090
59	Basis Profil Kleiner Bockgraben II.	47.449771	11.560040	1128
60	Basis Moränenmaterial im Profil Kleiner Bockgraben II.	47.449689	11.560203	1138
61	Top Profil Kleiner Bockgraben II.	47.449607	11.560359	1146
62	Moränenmaterial	47.449386	11.560817	1161
63	Erratika mit Facettierung.	47.448498	11.558801	1119
64	Onlap von Murschutt an Moränenwall.	47.449397	11.564119	1183
65	Top Profil Laliderer.	47.448146	11.546244	1030
66	Top Bottomset Profil Laliderer.	47.447842	11.545900	1052
67	Basis Profil Laliderer.	47.448242	11.546324	1025
68	Hangschutt überlagert Festgestein.	47.446229	11.557415	1042
69	Hangschutt; Fels in diesem Bereich sehr seicht liegend.	47.445847	11.559138	1054
70	Festgesteinsaufschluss direkt an der Straße.	47.447471	11.550953	1024
71	Festgesteinsaufschluss an der Straße.	47.448331	11.548085	1017
72	Murschuttaufschluss direkt an der Forststraße ins Laliderer-Tal.	47.445745	11.557730	1068
73	Murschuttaufschluss direkt an der Forststraße ins Laliderer-Tal.	47.445590	11.554386	1093
74	Ufermoränenwall	47.446091	11.548492	1122
75	Moränenmaterial unter knapp 20cm Boden (A-Horizont).	47.445717	11.547207	1094

76	Moränenmaterial unter knapp 20cm Boden (A-Horizont).	47.445412	11.551379	1121
77	Ufermoränenwall	47.443995	11.546744	1133
78	Moränenmaterial; sehr schlecht aufgeschlossen.	47.442676	11.545451	1136
79	Murschutt-Sediment	47.444074	11.542873	1090
80	Murschuttsediment im Hangenden vom Festgestein.	47.446540	11.543772	1071
81	Hangschutt	47.447892	11.543774	1052
82	Hauptdolomit mit Hangschutt im Hangenden.	47.448235	11.542881	1039
83	Hauptdolomit mit Hangschutt im Hangenden.	47.445014	11.542590	1061
84	Hauptdolomit mit Hangschutt im Hangenden.	47.446093	11.542793	1023
85	Murschutt; typische unruhige Morphologie.	47.443969	11.543825	1093
86	Murschuttsedimente eines Schuttkegels, vom Rissbach erosiv angeschnitten; Aufschlusshöhe: 2m.	47.443010	11.565973	1061
87	Murschuttsedimente eines Schuttkegels.	47.441800	11.568779	1072
88	Bottomset, im Rissbach aufgeschlossen; ca. 1 mächtig, diskordant von holozänen Murschutt überlagert.	47.449062	11.547162	1015
89	Murschuttkegel am Beginn des Karlgrabens.	47.448839	11.549066	1022
90	Vorstoßschotter überlagert von Murschutt.	47.448706	11.550167	1022
91	Profil Karlgraben	47.451098	11.550012	1089
92	Profil Karlgraben	47.451924	11.550460	1141
93	Murschutt mit Vorstoßschottern im Liegenden.	47.448675	11.551351	1041
94	Ufermoränenwall mit anlagerndem Murschutt, Karlalm.	47.452039	11.552142	1172
95	Ufermoränenwall mit anlagerndem Murschutt, Karlalm.	47.451917	11.554212	1179
96	Murschutt	47.451597	11.555065	1177
97	Verschiedene Generationen von Murschutt überlagern sich an der Nordwestfalte des Kleinen Bockgrabens.	47.448892	11.556102	1068
98	Straßenaufschluss mit Murschutt.	47.448807	11.555422	1080
99	Kleiner Bockgraben: Übergang zu Canyon im Hauptdolomit.	47.450922	11.560432	1135
100	Direkt im Rissbach: 20cm mächtig aufgeschlossenes Bottomset (H-d).	47.446504	11.558727	1037
101	Profil Rissbach II	47.446845	11.560988	1040
102	Profil Rissbach II	47.447017	11.561109	1063
103	Laterale Fortsetzung vom Profil Rissbach II nach Osten; Bottomset wird von fluvialer Flussterrasse abgelöst.	47.446578	11.561453	1041
104	Laterale Fortsetzung vom Profil Rissbach II nach Westen: Vorstoßschotter bis auf Flussniveau.	47.446878	11.560276	1040
105	Erosiv angeschnittener Murschuttkegel aus dem Großen Bockgraben.	47.445963	11.563226	1045
106	Terrasse aus holozänen fluviatilen Kiesen, überlagert von Vorstoßschottern.	47.445832	11.562651	1045
107	Grenze zwischen Murschutt und Vorstoßschottern.	47.445088	11.564428	1048
108	Großer Bockgraben: schlechte Aufschlussverhältnisse; überkonsolidierte Vorstoßschotter an den Flanken.	47.446775	11.567039	1074

109	Großer Bockgraben: überkonsolidierte Vorstoßschotter an den Flanken, holozäner Murschutt als Grabenfüllung überlagert diesen zum Teil.	47.446098	11.565187	1060
110	Zwei Generationen Murschutt.	47.444237	11.567025	1078
111	Zwei Generationen Murschutt - im SE älterer Kegel, stark erodiert auf höheres Flussniveau eingeregelt.	47.445858	11.567501	1094
112	Namenloser Graben zwischen Großer Bockgraben und der Hagelhütte: komplett mit Hangschutt verfüllt.	47.444393	11.569479	1102
113	Flussterrasse lagert an Vorstoßschottern an.	47.441941	11.572859	1078
114	Murshutt mit onlap auf fluviatile Kiese - Grenze zu Vorstoßschottern.	47.441803	11.574038	1088
115	Hasental: Beginn des Festgestein.	47.439432	11.577985	1087
116	Ufermoränenwall.	47.442357	11.577773	1188
117	Abfolge im oberen Bereich des Großen Bockgraben: Murshutt überlagert mächtige überkonsolidierte Kiese.	47.447013	11.569428	1156
118	Jüngster Hangschutt an der Basis.	47.447263	11.569359	1134
119	Seetone am Großen Ahronboden, von CZELL et al. (1966) beschrieben - werden rasch im Süden von Kiesen überlagert	47.422211	11.577938	1120
120	Regulierter Fluss mit Seiteneindämmung und aufgeschütteter Weidefläche.	47.421607	11.575693	1124
121	Schwemmfächer unterhalb des Tränkkarls.	47.416890	11.574219	1142
122	Merhrere kleine Murschuttkegel die auf den Großen Ahornboden vorbauen.	47.416536	11.579298	1138
123	Anthropogen veränderte Aulandschaft.	47.408118	11.570864	1175
124	Kleinere Murschuttkegel mit onlap auf den Gramaingrabenfächern.	47.422172	11.580385	1121
125	Kleinere Murschuttkegel mit onlap auf den Gramaingrabenfächern.	47.423495	11.581466	1130
126	Wallformen	47.425602	11.582270	1162
127	Markanter Moränenwall, beidseitig von Murschutt des Gramaingrabenfächers verschüttet.	47.428404	11.581428	1153
128	Kleinere Schuttkegel an den Flanken.	47.430459	11.581518	1135
129	Graben zwischen zwei Moränenwällen.	47.437398	11.579181	1152
130	Murschutt überlagert Moränenmaterial.	47.437398	11.581259	1184
131	Wallform; isoliert und von Hangschutt umgeben.	47.430620	11.584756	1230
132	Grenze zwischen Hangschutt und Schwemmfächer.	47.418149	11.573087	1146
133	Hangschutt	47.414577	11.570470	1155
134	Murschutt im oberen Bereich des Gramaingrabens.	47.426689	11.585055	1196

Tabelle A4: Aufschlussprotokoll Schellhorn (2021).

Nummer	Beschreibung	N [°] WGS84	E [°] WGS84	Höhe [m ü. NN]
1	Oberes Isartal 6 (OI6)	47.553397	11.429856	779
2	Basis: Foreset; Top: fluviatiles Sediment	47.538543	11.437235	804
3	Nördliches Rißtal 2 (NR2)	47.542123	11.439519	804
4	Vorstoßschotter	47.565608	11.498217	776
5	Fluviatile Kiese (Foreset/Topset)	47.567043	11.499367	767
6	Profil aus Foreset, Topset, Hangschutt (vom Liegenden zum Hangenden!)	47.560604	11.439189	790
7	Oberes Isartal 3 (OI3)	47.560157	11.456657	772
8	Vorstoßschotter	47.554782	11.424945	825
9	Sandlage im Vorstoßschotter	47.554947	11.42487	830
10	Moräne	47.555356	11.424674	842
11	Schutt	47.559183	11.433001	819
12	Konglomerat (anstehend)	47.56393	11.47862	782
13	Fluviatiles Sediment	47.56289	11.47761	762
14	Konglomerate (Blöcke)	47.56301	11.4767	763
15	Freistehender Sandkörper (von Isar erodiert)	47.56308	11.47476	764
16	Oberes Isartal 1 (OI1)	47.56287	11.46861	769
17	Fluviatiles Sediment	47.55934	11.47129	782
18	Oberes Isartal 2 (OI2)	47.56066	11.47047	766
19	Distales Foreset - Bottomset	47.56267	11.46456	769
20	Sandlinse in einem Foreset	47.56015	11.45651	772
21	Foreset	47.560104	11.455849	772
22	Foreset	47.559944	11.455627	773
23	Foreset	47.559893	11.455322	773
24	Oberes Isartal 4 (OI4)	47.559705	11.454553	774
25	Foreset	47.559367	11.453067	776
26	Oberes Isartal 5 (OI5)	47.55956	11.44557	778
27	Staudengraben (OI7)	47.549334	11.412199	807
28	Oberes Isartal 8 (OI8)	47.5494	11.408335	807
29	Schutt- und Schwemmfächer	47.549047	11.406307	804
30	Oberes Isartal 9 (OI9)	47.548755	11.400907	798
31	Murschuttablagerung	47.545305	11.388593	842
32	Holozäne Tone	47.542904	11.378167	812
33	Tone im Liegenden und Sande im Hangenden	47.554058	11.416184	812
34	Festgestein	47.554559	11.410551	849
35	Fluviatiles Sediment	47.549688	11.387314	803
36	Oberes Isartal 10 (OI10)	47.547785	11.379777	807
37	Verschüttete Böschung	47.540293	11.371088	846
38	Murschutt	47.541414	11.369166	816
39	Fluviatiles Sediment	47.542305	11.367957	814
40	Fluviatile Sande	47.541594	11.366331	816
41	Murschutt	47.538752	11.355154	835
42	Festgestein	47.544967	11.361572	843
43	Böschung einer Terrasse, bedeckt mit Schutt	47.543995	11.36281	821

44	Festgestein	47.545501	11.366484	840
45	Foreset-Topset	47.545085	11.367093	827
46	Foreset im Liegenden und fluviatiles Sediment im Hangenden	47.557076	11.431629	785
47	Nördliches Rißtal 1 (NR1)	47.535792	11.438776	808
48	Foreset im Liegenden und fluviatiles Sediment im Hangenden	47.53725	11.440561	808
49	Foreset-Kiese	47.567449	11.496643	768
50	Foreset-Kiese	47.568291	11.495319	773
51	Foreset-Sande	47.568616	11.494007	776
52	Foreset-Sande	47.569206	11.494049	780
53	Bottomset im Liegenden und Foreset-Sande im Hangenden	47.568771	11.491164	782
54	Moräne	47.568398	11.489881	811
55	Foreset im Liegenden und Topset im Hangenden	47.564835	11.475736	830
56	Fluviatiles Sediment	47.562979	11.478118	765
57	Fluviatiles Sediment	47.563038	11.474095	766
58	Fluviatiles Sediment	47.562745	11.460509	771
59	Fluviatiles Sediment	47.561793	11.451101	777
60	Hangschutt	47.560258	11.435117	823
61	Hangschutt	47.559978	11.43425	840
62	Hangschutt	47.55892	11.431535	834
63	Hangschutt	47.55776	11.429696	821
64	Hangschutt	47.557602	11.428972	842
65	Tonlage	47.556665	11.430032	787
66	Fluviatiles Sediment	47.557587	11.434443	785
67	Festgestein	47.555117	11.40341	926
68	Bewaldete Terrasse	47.552519	11.396704	834
69	Festgestein	47.551395	11.38748	851
70	Hangschutt	47.550597	11.386995	818
71	Murschutt	47.543171	11.380098	822
72	Murschutt	47.547078	11.39835	827
73	Murschutt	47.548584	11.401889	810
74	Murschutt	47.548824	11.405178	805
75	Foreset, Topset	47.549454	11.412002	812
76	Murschutt	47.550917	11.417448	798
77	Schuttkegel	47.548482	11.422161	828
78	Bewaldete Böschung	47.543702	11.433763	823
79	Festgestein	47.536494	11.433609	852
80	Verschüttete Böschung	47.537541	11.436856	835
81	Schutt- und Schwemmfächer	47.546886	11.449389	840
82	Schutt- und Schwemmfächer	47.549293	11.450912	831

Tabelle A5: Aufschlussprotokoll Spitaler (2024).

Nummer	Beschreibung	N [°] WGS84	E [°] WGS84	Höhe [m ü. NN]
1	Inaktiver Fächer mit Vegetation läuft auf Terrasse aus und wird von tieferer Terrasse abgeschnitten	47.441056	11.574446	1096
2	Terrassenniveau - Verebnungsfläche mit Vegetation (stark bewaldet)	47.442143	11.572633	1097
3	Terrassenniveau - Verebnungsfläche mit Vegetation (stark bewaldet) - kleine Terrasse - viele Massenbewegungen enden auf dieser Terrasse	47.442507	11.572603	1108
4	Wasseraustritte im Hang - lateral verfolgbar - diamiktisches Material - helle feinkörnige Matrix - Komponenten Kies facettiert und gekratzt - auf gleichem Niveau lateral beginnt eine bewaldete Ebene (Terrasse)	47.442875	11.572689	1120
5	Verebnungsfläche mit Wallstrukturen - Vernässungszonen - Wälle teils durch Massenbewegungen eingeebnet	47.44325	11.572681	1146
6	Verebnungsfläche mit Wallstrukturen - Vernässungszonen - Wälle teils durch Massenbewegungen eingeebnet	47.443268	11.572666	1145
7	Graben - Wasseraustritt etwas oberhalb des Punktes - orographisch links Wallstrukturen - orographisch rechts keine Wallstrukturen erkennbar	47.445574	11.570852	1153
8	Fächer großer Bockgraben - kleine Stufe	47.443946	11.568038	1096
9	Fächer vom Rißbach angeschnitten	47.443612	11.5679	1067
10	Terrassen orographisch links und rechts - zwei Niveaus	47.441697	11.571455	1063
11	Höheres Terrassenniveau	47.441926	11.57254	1055
12	Aktiver Fächer läuft auf Terrasse aus	47.450908	11.541692	991
13	Wasseraustritt - von dort ausgehend rezente Massenbewegungen	47.452798	11.539087	1007
14	Ebene bewaldete Fläche - steile Böschung von Terrasse ausgehend	47.452722	11.541603	1072
15	O17 Staudengraben - OSL-Proben entnommen 2x Tubes in Sandlagen und ein Block Feinmaterial	47.549436	11.41189	805
16	O18 Feinlagen untersucht - Rutschfalten in Lamination -> Turbidite	47.549242	11.408508	806
17	Aufschluss an Geländeoberfläche mit gut gerundeten Kiesen	47.565473	11.476493	868
18	Aufschluss an Geländeoberfläche mit gut gerundeten Kiesen	47.565052	11.476151	854

19	Übergang Top zu Fore-set - Schichteinfallen erkennbar - Feinmaterialanteil nimmt zu - sehr feines Material verfüllt Kiese - Sandlagen zwischengeschaltet - Kiese bilden Vorset feine Schüttungen/Impulse- Tonhäutchen auf Kiesen - Turbidite - subaquatischer Sedimentationsraum	47.564899	11.475881	832
20	OSL-Probenahme O11 Tube	47.564891	11.475892	832
21	Waterlaintill - Kiese in Ton-Silt-Matrix; Übergang in Fore-set Kies und Sandlagen, Kieslagen teilweise mit Silthäuten überzogen -> Turbidite; beide Lagen überkonsolidiert; darüber Silt-Ton-Lagen in Wechsellagerung mit Sandlagen (deutlich weniger verfestigt als die darunterliegenden Lagen); darüber Murschuttablagerungen	47.45676	11.533384	1028
22	Übergangsbereich Foreset - feine Turbiditlagen -> distale Foreset-Ablagerungen	47.45767	11.534827	1050
23	Übergang Topset zu Murschuttablagerungen	47.457723	11.535579	1071
24	Ebene Fläche - stark bewaldet - onlap vom Fächer aus KBG erkennbar - unebene Oberfläche -> paleo-Fließchannels	47.449015	11.553369	1081
25	Steiler Geländeübergang - teilweise weniger steil (überflossene Seitenmoräne)	47.449469	11.55351	1094
26	Wallform beidseitig angeschnitten (bewachsen - kein Aufschluss) geomorphologische Beobachtung	47.450439	11.554305	1140
27	Bottomsets KBG	47.449647	11.558238	1079
28	Konglomerierte Foresets - herauswitternd	47.448908	11.5583	1109
29	Ebene Fläche - darüberliegende Wallform teils überschüttet	47.448244	11.558956	1114
30	Am Weg diamiktisches Material, viele eckige Klasten, Dmm mit Kiesen	47.447826	11.548112	1055
31	Eingang Laliderertal - ebene Fläche - Erosionsrisse bewaldet	47.447922	11.544754	1087
32	Deutliche Geländestufe endet auf Terrasse - Säbelwuchs	47.447522	11.549899	1056
33	Entwässerungsstrukturen in Bottomsets eingemessen 000/50 und 250/75	47.449943	11.548807	1141
34	Bergsturz auf Fore-set - Silthäutchen auf Kieslagen, Sand-Kies-Wechsellsagen	47.451615	11.550221	1157
35	Blöcke im Gelände im bewaldeten Erosionskanal - herausgewittert und oder Rezent	47.452103	11.550713	1175

36	Dmm Anschnitt Seitenmoräne, Ton-Silt-Matrix - eckig bis gerundete Komponenten - gekritzte Geschiebe	47.452454	11.550878	1172
37	Dmm stark überkonsolidiert - gekritzte Geschiebe - facettierte Komponenten - hoher Feinanteil	47.452643	11.551417	1177
38	Dmm überkonsolidiert - Komponenten kantengerundet bis gerundet	47.453201	11.552027	1189
39	Im Bach gerundete Steine -> erodierte Topset oder Insitu durch Verwitterung und Transport; (sehr geringe Transportwege - überhaupt möglich) Ab Höhe 1260 m keine gerundeten Steine im Bach!	47.453522	11.55253	1198
40	Waterlaintill-Fore-set-Übergang - erkennbare Stratifizierung - Messung 180/30	47.453986	11.55301	1213
41	Harnische mit Mineralanwachslungen - dextraler Bewegungssinn; Faultgauge und Störung (verheilte Störung im Bachbett)	47.455042	11.554456	1272
42	Dmm vermutete Grundmoränenspur	47.455628	11.55365	1270
43	Dmm vermutete Grundmoränenspur	47.455105	11.553338	1255
44	Anschnitt Hang - Murschutt orographisch links	47.454536	11.551663	1212
45	Aufschluss im Bach - Murschutt	47.455115	11.55169	1211
46	Übergang Waterlaintill Fore-set - Kontakt Loaded/Deformed - Über wo Kornkontakt in Kieslagen geknickte Komponenten - darüber Murschutt unverfestigt	47.454444	11.551411	1196
47	Quellaustritte an Waterlaintill im Gelände erkennbar	47.45424	11.55126	1197
48	Waterlaintill 15-20 Meter mächtig - Schüttereignisse erkennbar - Steine in Matrix Zeichen Eventlagen	47.453725	11.550293	1178
49	Schwemmfächer Anschnitt orographisch rechts mit erkennbarem verfülltem Kanal	47.455086	11.551085	1224
50	Geländekante - markante Neigungsänderung - Fächer aus Graben läuft auf Fläche aus	47.454545	11.55028	1218
51	Wasseraustritt in Steilstufe	47.454927	11.548091	1198
52	Wasseraustritt	47.454842	11.543822	1119
53	Ebene Fläche bewaldet	47.454684	11.540996	1100
54	OSL-Probenahme HR-WKG-23 - Block aus Sand-Silt/Ton-Wechsellagerung	47.456877	11.533971	1030
55	1,5 Meter mächtiger Waterlaintill mit geknickten Klasten und teils erkennbarer Lamination überlagert von Lateralmoräne im KBG	47.449771	11.560040	1140

Tabelle A6: Aufschlussprotokoll Fazies Interpretation.

Nummer	Fazies	Mächtigkeit [m]	N [°] WGS84	E [°] WGS84	Höhe [m ü. NN]
1	FS	8.0	47.553397	11.429856	791.0
2	FF	1.0	47.553397	11.429856	799.0
3	FS	2.0	47.538543	11.437235	804.0
4	FS	1.0	47.567043	11.499367	767.0
5	FS	2.0	47.560604	11.439189	790.0
6	TS	2.0	47.560604	11.439189	790.0
7	FS	5.8	47.560157	11.456657	772.0
8	FF	1.2	47.560157	11.456657	777.8
9	dFS	4.0	47.562870	11.468610	769.0
10	FS	2.0	47.560660	11.470470	766.0
11	FF	2.0	47.560660	11.470470	768.0
12	dFS	2.0	47.562670	11.464560	769.0
13	FS	2.0	47.560150	11.456510	772.0
14	FS	2.0	47.560104	11.455849	772.0
15	FS	2.0	47.559944	11.455627	773.0
16	FS	2.0	47.559893	11.455322	773.0
17	FS	8.2	47.559705	11.454553	774.0
18	FF	0.8	47.559705	11.454553	782.2
19	FS	2.0	47.559367	11.453067	776.0
20	FS	2.0	47.559560	11.445570	778.0
21	FF	3.0	47.559560	11.445570	780.0
22	TS	1.0	47.549334	11.412199	807.0
23	FS	2.2	47.549334	11.412199	808.0
24	TS	3.0	47.549334	11.412199	810.2
25	HS	0.5	47.549334	11.412199	813.2
26	GM	2.3	47.549334	11.412199	813.7
27	TS	4.0	47.549400	11.408335	807.0
28	BS	3.0	47.549400	11.408335	811.0
29	FS	2.5	47.549400	11.408335	814.0
30	TS	1.5	47.549400	11.408335	816.5
31	GM	1.5	47.549400	11.408335	818.0
32	FS	6.5	47.548755	11.400907	798.0
33	TS	2.5	47.548755	11.400907	804.5
34	HS	0.2	47.548755	11.400907	807.0
35	GM	5.3	47.548755	11.400907	807.2
36	FS	6.5	47.547785	11.379777	804.0
37	TS	8.7	47.547785	11.379777	810.5
38	FS	1.8	47.547785	11.379777	819.2
39	TS	2.0	47.545085	11.367093	827.0
40	FS	2.0	47.557076	11.431629	785.0
41	FS	4.0	47.535792	11.438776	820.0
42	TS	25.0	47.535792	11.438776	824.0
43	FF	1.0	47.535792	11.438776	849.0

44	FS	2.0	47.537250	11.440561	808.0
45	FS	2.0	47.567449	11.496643	768.0
46	FS	2.0	47.568291	11.495319	773.0
47	FS	2.0	47.568616	11.494007	776.0
48	FS	2.0	47.569206	11.494049	780.0
49	BS	2.0	47.568771	11.491164	780.0
50	FS	2.0	47.568771	11.491164	782.0
51	FS	2.0	47.564835	11.475736	828.0
52	TS	2.0	47.564835	11.475736	830.0
53	TS	2.0	47.549454	11.412002	812.0
54	FS	40.0	47.564593	11.475114	800.0
55	TS	20.0	47.564593	11.475114	840.0
56	FS	15.0	47.536380	11.438680	810.0
57	TS	15.0	47.536380	11.438680	825.0
58	FS	3.0	47.533886	11.439013	813.0
59	T	20.0	47.526287	11.439603	825.0
60	FS	20.0	47.523346	11.440551	820.0
61	WT	10.0	47.523346	11.440551	840.0
62	FS	15.0	47.521467	11.440119	845.0
63	T	2.0	47.508376	11.448862	865.0
64	FS	2.0	47.491508	11.461531	900.0
65	HS	4.0	47.432439	11.576858	1105.0
66	BS	2.8	47.434733	11.577301	1093.0
67	FS	4.2	47.434733	11.577301	1095.8
68	T	3.0	47.434733	11.577301	1100.0
69	dFS	1.5	47.436177	11.576092	1086.0
70	FS	3.0	47.436177	11.576092	1087.5
71	GM	2.5	47.436177	11.576092	1090.5
72	HS	3.5	47.436177	11.576092	1093.0
73	GM	8.5	47.436177	11.576092	1096.5
74	FS	2.0	47.436002	11.576763	1096.0
75	dFS	2.0	47.435727	11.576233	1096.0
76	FS	2.0	47.437125	11.575895	1085.0
77	FS	4.0	47.437043	11.576955	1104.0
78	T	8.0	47.437043	11.576955	1108.0
79	FS	2.0	47.442420	11.570687	1067.0
80	dFS	6.0	47.443212	11.568671	1057.0
81	FS	13.0	47.443212	11.568671	1063.0
82	dFS	2.0	47.443621	11.567810	1061.0
83	FS	4.0	47.436423	11.577244	1104.0
84	T	8.0	47.436423	11.577244	1108.0
85	T	2.0	47.435603	11.577042	1113.0
86	BS	2.0	47.448045	11.551460	1023.0
87	BS	2.0	47.448051	11.550860	1019.0
88	BS	2.0	47.448051	11.550860	1021.0
89	T	2.0	47.442994	11.575867	1156.0

90	FS	10.0	47.448631	11.557483	1078.0
91	BS	8.0	47.448631	11.557483	1088.0
92	FS	2.0	47.448631	11.557483	1096.0
93	FS	2.0	47.447708	11.556205	1047.0
94	TS	7.0	47.449771	11.560040	1128.0
95	GM	5.0	47.449771	11.560040	1135.0
96	T	5.0	47.449771	11.560040	1140.5
97	BS	3.0	47.448242	11.546324	1025.0
98	FS	8.0	47.448242	11.546324	1028.0
99	BS	1.0	47.449062	11.547162	1015.0
100	BS	4.0	47.451098	11.550012	1075.0
101	dFS	10.0	47.451098	11.550012	1085.0
102	FS	7.0	47.451098	11.550012	1095.0
103	TS	15.0	47.451098	11.550012	1108.0
104	GM	6.0	47.451098	11.550012	1123.0
105	dFS	0.2	47.446504	11.558727	1037.0
106	BS	2.0	47.446845	11.560988	1040.0
107	FS	10.0	47.446845	11.560988	1042.0
108	FS	13.0	47.447017	11.561109	1063.0
109	BS	6.0	47.447017	11.561109	1057.0
110	FS	2.0	47.446775	11.567039	1074.0
111	FS	2.0	47.446098	11.565187	1060.0
112	GM	2.0	47.447013	11.569428	1156.0
113	FS	2.0	47.447013	11.569428	1154.0
114	WT	2.0	47.456760	11.533384	1028.1
115	FS	2.0	47.456760	11.533384	1030.0
116	HS	1.0	47.456760	11.533384	132.0
117	GM		47.456760	11.533384	133.0
118	dFS	2.0	47.457670	11.534827	1049.8
119	FS	2.0	47.457723	11.535579	1069.0
120	GM	2.0	47.457723	11.535579	1070.7
121	T	2.0	47.453201	11.552027	1189.3
122	WT	2.0	47.453986	11.553010	1213.2
123	WT	2.0	47.454444	11.551411	1194.0
124	FS	2.0	47.454444	11.551411	1195.8
125	WT	20.0	47.453725	11.550293	1178.3
126	WT	0.5	47.449771	11.560040	1140.0
127	dFS	10.0	47.464402	11.487685	1005.0
128	FS	4.0	47.464402	11.487685	1015.0
129	TS	1.0	47.464402	11.487685	1019.0
130	T	4.0	47.460228	11.506952	980.0
131	FS	31.0	47.460228	11.506952	984.0
132	BS	2.0	47.460228	11.506952	1015.0
133	TS	3.0	47.460228	11.506952	1017.0
134	T	1.0	47.459677	11.509618	996.0
135	T	1.0	47.464919	11.495832	956.0

136	FS	10.0	47.464919	11.495832	980.0
137	dFS	3.0	47.458238	11.527014	990.0
138	FS	4.0	47.458238	11.527014	993.0
139	T	1.0	47.459691	11.531183	1085.0
140	FS	10.0	47.456366	11.533861	998.0
141	dFS	20.0	47.456366	11.533861	1003.0
142	FS	3.0	47.455290	11.536607	1015.0
143	FS	8.0	47.454788	11.538244	1004.0
144	FS	20.0	47.455774	11.539049	1025.0
145	FS	24.0	47.451557	11.543499	1034.0
146	FS	26.0	47.450299	11.545059	1029.0
147	BS	20.0	47.450883	11.549800	1080.0
148	FS	30.0	47.450883	11.549800	1100.0
149	GM	20.0	47.450883	11.549800	1130.0
150	T	1.0	47.447963	11.551742	1022.0
151	BS	1.0	47.447963	11.551742	1022.0
152	FS	10.0	47.448376	11.554197	1063.0
153	FS	3.0	47.448117	11.546325	1032.0
154	dFS	7.0	47.447267	11.554999	1027.0
155	FS	7.0	47.447267	11.554999	1034.0
156	FS	5.0	47.446984	11.560698	1035.0
157	FS	13.0	47.443613	11.567355	1054.0
158	FS	1.0	47.442884	11.569213	1057.0
159	T	1.0	47.439285	11.575660	1076.0

Tabelle A7: ^{14}C - und OSL-Alter.

Nummer	Beschreibung	N [$^{\circ}$] WGS84	E [$^{\circ}$] WGS84	Höhe [m ü. NN]	14C-Alter [yr cal BP] (2 sigma range)	Quelle
1	Profil Jägerstand 5650-5470 cal BP (C. SPÖTL, pers. Mitt.)	47.4324390	11.5768580	1105	5650-5470 cal BP	Mair (2014)
2	Profil Jägerstand 5660-5480 cal BP (C. SPÖTL, pers. Mitt.)	47.4324390	11.5768580	1107	5660-5480 cal BP	Mair (2014)
3	Profil Totengraben II paleoboden in Murschuttanschnitt 500 - 150 cal BP (C. SPÖTL, pers. Mitt.)	47.4302030	11.5743560	1117	500 - 150 cal BP	Mair (2014)
4	Profil Totengraben I 3350 cal BP (Probe AB9; C. SPÖTL, pers. Mitt.)	47.4361770	11.5760920	1094	3350 cal BP	Mair (2014)
5	Outcrop at DS1 - Probe AB2	47.4330833	11.5773667	1110	5320-5576 cal BP	Mair et al. (2016)
6	Profile TG - Probe AB6	47.4363167	11.5768667	1096	3272-3454 cal BP	Mair et al. (2016)
7	Profile TG - Probe AB7	47.4363167	11.5768667	1095	3255-3452 cal BP	Mair et al. (2016)
8	Profile TG - Probe AB8	47.4363167	11.5768667	1094	3365-3449 cal BP	Mair et al. (2016)
9	Profile TG - Probe AB9	47.4363167	11.5768667	1094	3476-3613 cal BP	Mair et al. (2016)
10	Outcrop Engergrundbach - Probe AB10	47.4315333	11.5777667	1108	5303-5469 cal BP	Mair et al. (2016)
11	Profile TT - Probe AB11	47.4303167	11.5742333	1116	335-507 cal BP	Mair et al. (2016)
12	Profile TT - Probe AB12	47.4303167	11.5742333	1116	159-451 cal BP	Mair et al. (2016)
13	Profile TT - Probe AB13	47.4303167	11.5742333	1116	0-289 cal BP	Mair et al. (2016)
14	Profile TT - Probe AB14	47.4303167	11.5742333	1118	287-452 cal BP	Mair et al. (2016)
15	DS2, northern Gr. Ahornboden - Probe AB25	47.4222833	11.5792000	1120	1665-1950 AD	Mair et al. (2016)
16	DS2, northern Gr. Ahornboden - Probe AB26	47.4222833	11.5792000	1120	1445-1636 AD	Mair et al. (2016)
17	DS2, northern Gr. Ahornboden - Probe AB33	47.4222833	11.5792000	1109	10232-10456 cal BP	Mair et al. (2016)
18	DS1 - Probe AB27	47.4330833	11.5773833	1106	6021-6030 cal BP	Mair et al. (2016)
19	DS2 - Probe AB28	47.4330833	11.5773833	1105	8637-8939 cal BP	Mair et al. (2016)
20	DS3 - Probe AB29	47.4330833	11.5773833	1103	9286-9516 cal BP	Mair et al. (2016)
21	DS4 - Probe AB30	47.4330833	11.5773833	1103	9768-10108 cal BP	Mair et al. (2016)
22	DS5 - Probe AB31	47.4330833	11.5773833	1100	9979-10223 cal BP	Mair et al. (2016)
23	DS6 - Probe AB32	47.4330833	11.5773833	1100	9915-10211 cal BP	Mair et al. (2016)
24	Oberes Isartal 9 (OI9) - Probe VR_30_14C_bottom	47.5489210	11.4012280	797	304-461 cal BP	Schellhorn (2021)
25	Oberes Isartal 9 (OI9) - Probe VR_30_14C_top	47.5488000	11.4011330	807	3253-3450 cal BP	Schellhorn (2021)
26	Oberes Isartal 7 (OI7) - Probe VR-OI7-MM2A	47.5493340	11.4121990	813	5602-5891 cal BP	Spitaler (2024)
27	Oberes Isartal 7 (OI7) - Probe VR-OI7-MM2B	47.5493340	11.4121990	814	4303-4570 cal BP	Spitaler (2024)
28	Oberes Isartal 7 (OI7) - Probe VR-OI7 orogr. Rechts	47.5497592	11.4120797		3575-2827 cal BP	Spitaler (2024)
29	Oberes Isartal 7 (OI7) - Probe VR-OI7-Top	47.5493340	11.4121990	815	516-633 cal BP	Spitaler (2024)
30	Oberes Isartal 9 (OI9) - Probe VR-30 MM1-upper	47.5488000	11.4011330	808	2004-2308 cal BP	Spitaler (2024)
31	Oberes Isartal 9 (OI9) - Probe VR-30 MM1-lowerB	47.5488000	11.4011330	807	2493-2743 cal BP	Spitaler (2024)

Nummer	Beschreibung	N [$^{\circ}$] WGS84	E [$^{\circ}$] WGS84	Höhe [m ü. NN]	OSL-Alter [ka] (1 sigma range)	Quelle
1	Hinterriß Kleiner Bockgraben - Probe HR-02	47.449775	11.558739	1094	39 ± 2	Spitaler (2024)
2	Hinterriß Terrasse WKG - Probe HR-T_WKG	47.456877	11.533971	1030	306 ± 17	Spitaler (2024)
3	Oberes Isartal 7 (OI7) - Probe VR-OI7-FG	47.549436	11.411890	805	13 ± 1	Spitaler (2024)
4	Oberes Isartal 6 (OI6) - OSL Alter HR_01	47.553683	11.430163	798	31.9 ± 4.4	Schellhorn (2021)
5	Oberes Isartal 3 (OI3) - OSL Alter VR_07_top	47.560164	11.45645	779	8.3 ± 2.0	Schellhorn (2021)
6	Oberes Isartal 3 (OI3) - OSL Alter VR_07	47.560221	11.456924	775	21.4 ± 5.6	Schellhorn (2021)
7	Oberes Isartal 8 (OI8) - OSL Alter VR_28	47.549261	11.408358	813	17.8 ± 2.4	Schellhorn (2021)
8	Oberes Isartal 9 (OI9) - OSL Alter VR_30	47.548778	11.400665	799	45.7 ± 12.6	Schellhorn (2021)

Tabelle A8: Ergebnisse der Pollenanalyse.

	HR-02	VR-28	VR-OI7-FG	HR-T_WKG
Pinus sylvestris/mugo Typ	61	0	0	0
Pinus cembra Typ	5	0	0	0
Betula	13	0	0	0
Artemisia	0	0	0	0
Asteraceae	1	0	0	0
Chenopodiaceae	0	0	0	0
Helianthemum	0	0	0	0
Saxifraga granulata Typ	4	0	0	0
Rumex acetosella Typ	1	0	0	0
Gramineae	0	0	0	0
Indeterminata	0	0	0	0
NAP+AP	95	1	0	0
Trilete Sporen	3	0	0	0
Selaginella selaginoides	0	0	0	0
Gesamt Pollen+Sporen	110	1	0	0
Überarbeiteter Pollen	0	0	0	0
Holzkohlefragmente >10µ	79	21	85	45
Gewicht des Sediments (g)	20.24	20.84	20.13	20.34

Tabelle A9: Ergebnisse der gemessenen Bleichraten des Feinkornmaterials (4-11 µm) der Probe HR-02, die die Datengrundlage für Abbildung 11 darstellen.

time [sec]	OSL [%]	IR50(225) [%]	IR50(290) [%]	pIRIR225 [%]	pIRIR290 [%]
10	10.9 ± 0.6	46.5 ± 2	67.4 ± 7	73.4 ± 3.5	71.5 ± 5.1
30	2.9 ± 0.3				
60	1.9 ± 0.4				
90	1.3 ± 0.3				
100		15.7 ± 0.8	31.9 ± 5.3	41.8 ± 2	54.3 ± 4.3
270	1.0 ± 0.2				
600	0.9 ± 0.2				
1000	0.6 ± 0.3	4.8 ± 0.5	11.8 ± 3.6	15 ± 0.9	26.1 ± 1.8
10000	0.9 ± 0.3	3.1 ± 0.6	11 ± 4.3	7.8 ± 0.9	14.9 ± 1.4
100000	0.5 ± 0.1	1.5 ± 1	1.8 ± 2.5	4.1 ± 0.8	9.0 ± 0.9

Tabelle A10: Zusammenfassung der zusätzlichen pIRIR 110 und pIR170 De Bestimmungen und resultierende IRSL Alter, welche im Zuge des Bleaching Plateau Experimentes nach Reimann et al., (2016) durchgeführt wurden.

Probe	Signal	Rekuperation (% von N.)	De (Gy)	Alter (ka)
HR-02	pIRIR 110	12.5 ± 2.1	95 ± 5	36 ± 3
	pIRIR 170	6.6 ± 0.5	134 ± 4	52 ± 3
HR-T_WKG	pIRIR 110	5.7 ± 0.4	288 ± 10	246 ± 21
	pIRIR 170	3.4 ± 01	366 ± 9	312 ± 26
VR-OI7-FG	pIRIR 110	26.5 ± 1.2	21 ± 1	13 ± 1
	pIRIR 170	14.1 ± 0.5	34 ± 1	22 ± 1

Tabelle 11: Eingangswerte zu Berechnung der Sedimentationsgeschwindigkeit.

Material:	Sand
Korngröße:	0.011 [mm]
Korndichte: Sand,	2650 [kg/m³]
Dichte Fluid:	Wasser, 1000 [kg/m³]
Dyn. Viskosität; Wasser 10°C,	0.0013058752849351 [Pa/s]
Kinematische Viskosität; Wasser 10°C,	0.0000013058752849351 [m²/s]
Sedimentationsgeschwindigkeit nach Stokes:	0.000083323 [m/s]
Reynoldzahl:	0.0007018674, laminar

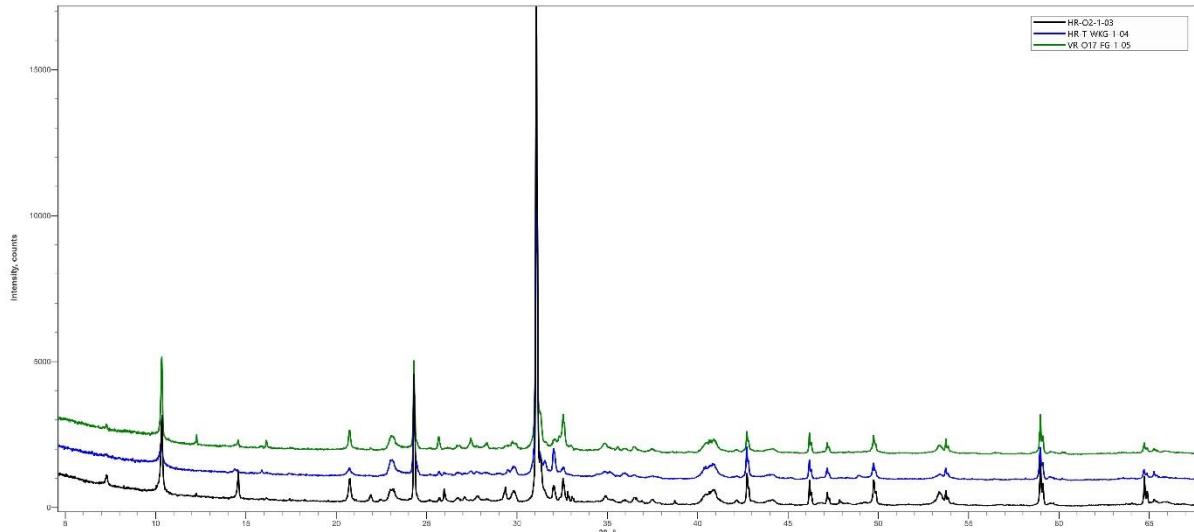
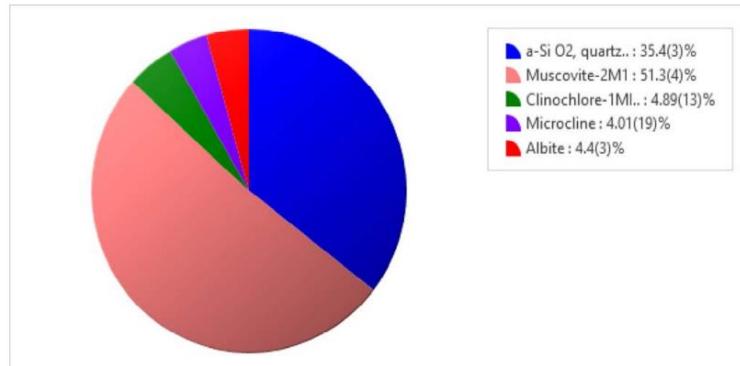
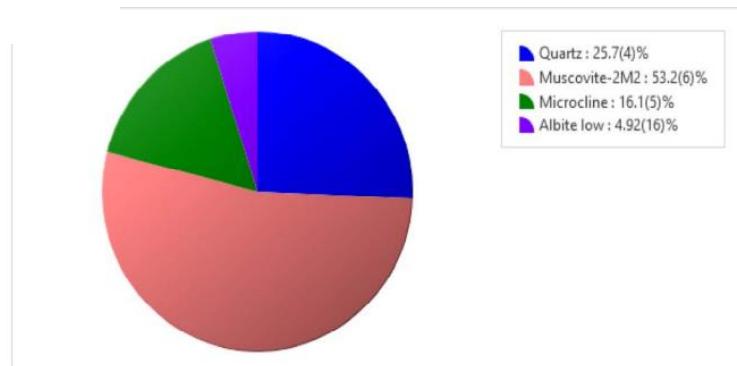


Abbildung A1: WPPF Profil der Proben HR-02, HR-T_WKG und VR-OI7-FG.

HR-02



HR-T_WKG



VR-OI7-FG

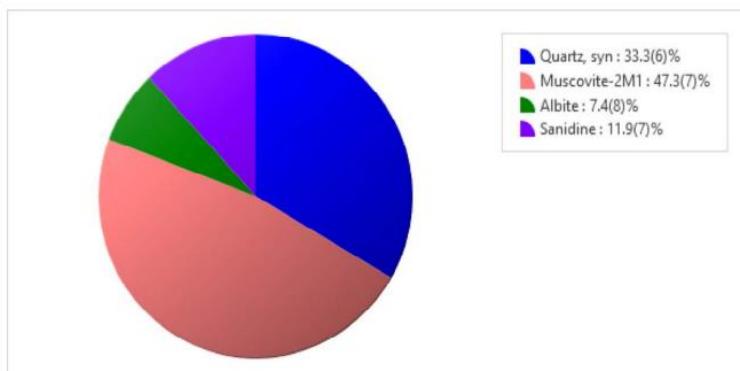


Abbildung A2: Mineralanteile der Proben HR-02, HR-T_WKG und VR-OI7-FG in gew.-%.

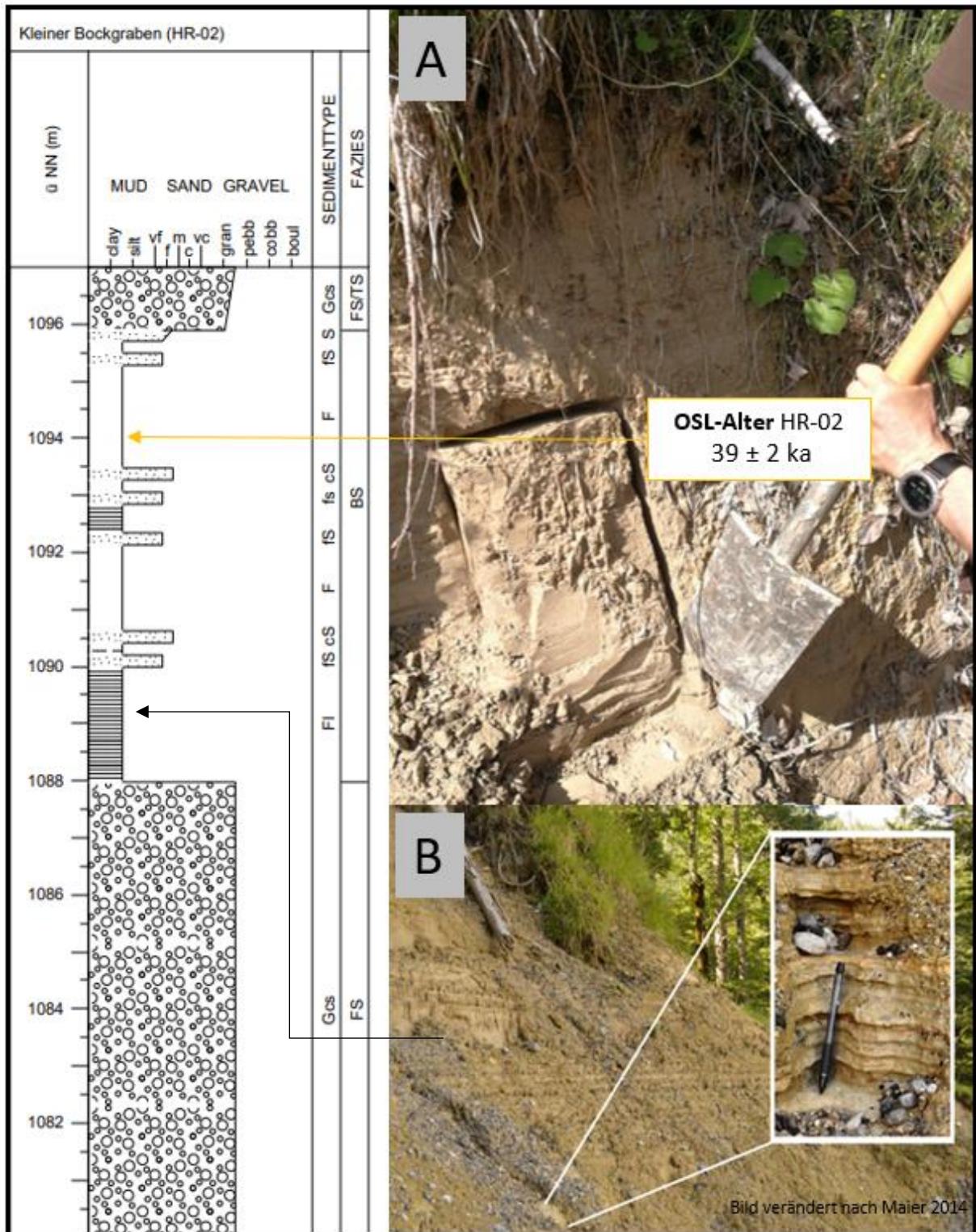


Abbildung A3: Sedimentlog Kleiner Bockgraben mit Verortung des OSL-Alters der Probe HR-02. A: Abbildung der Probenahme für die Lumineszenzdatierung; B: Abbildung des Unteren feinlaminierten Bereichs der BS Ablagerungen.

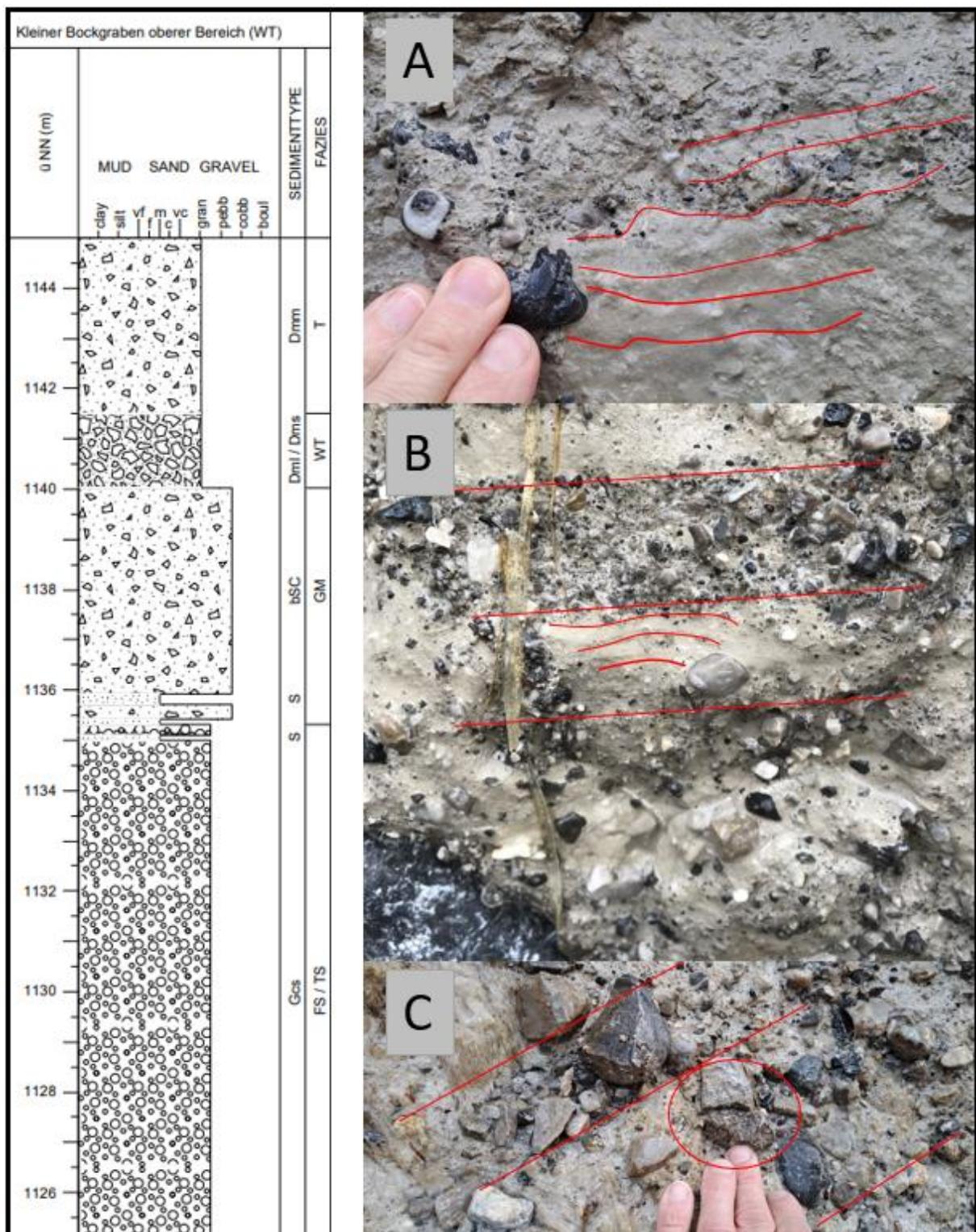


Abbildung A4: Sedimentlog des oberen Bereichs des Kleinen Bockgrabens. Die Abbildungen A, B und C stammen nicht aus dem Kleinen Bockgraben, es handelt sich um Abbildungen verschiedener Aufschlüsse aus dem Untersuchungsgebiet und dient zur Veranschaulichungen der Erkennungsmerkmale des WT. A: Lamination im Feinkornanteil; B: Stratifizierung durch wechselnden Feinkorngehalt und Lamination im Feinkornanteil; C: Stratifizierung durch wechselnden Feinkorngehalt und gebrochener Klast.

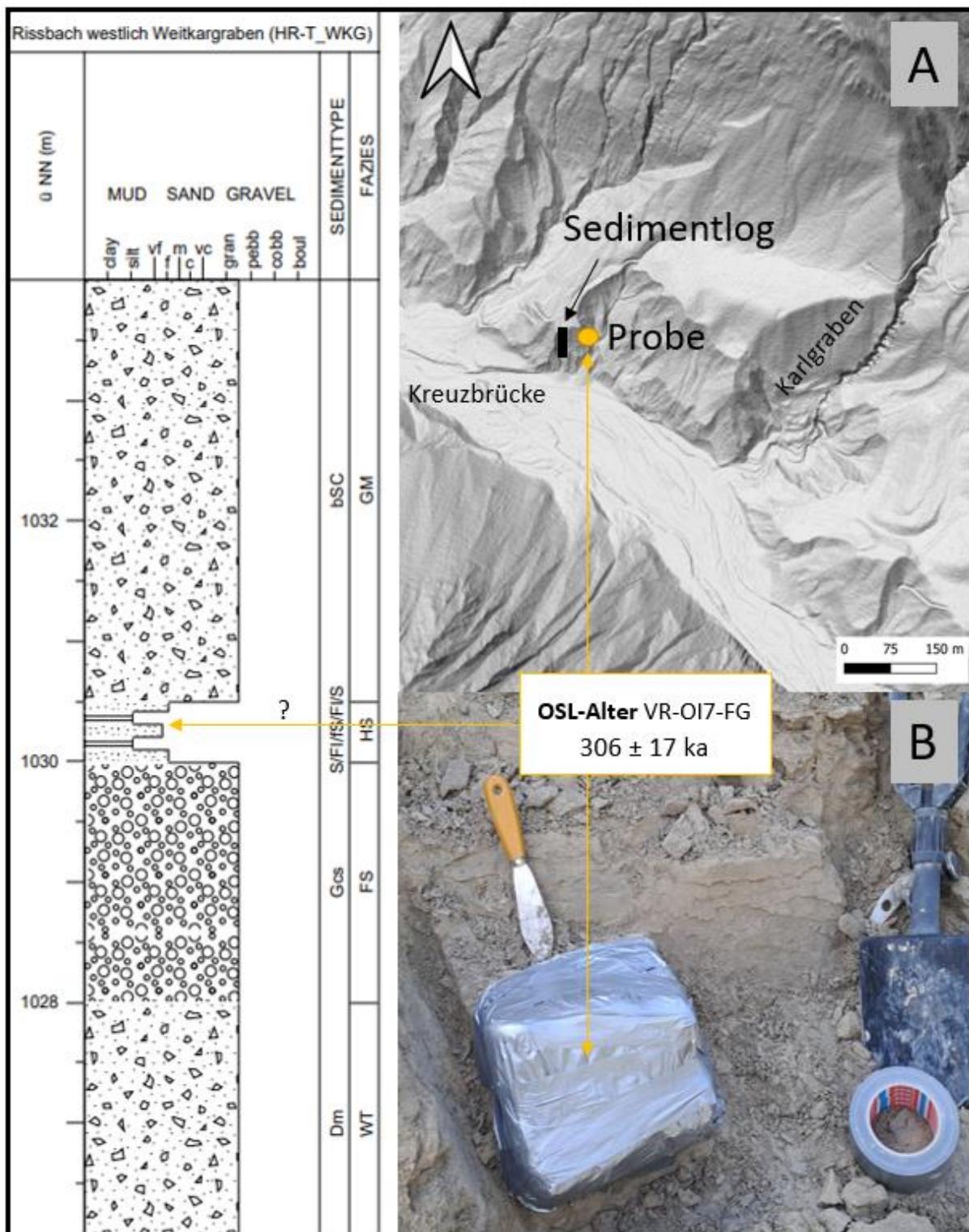


Abbildung A5: Sedimentlog Riessbach westlich Weitkargraben mit Verortung des OSL-Alters der Probe HR-T_WKG. A: Verortung Sedimentlog zur Position der Probenahme von Probe HR-T_WKG; B: Abbildung der Probenahme für die Lumineszenzdatierung.

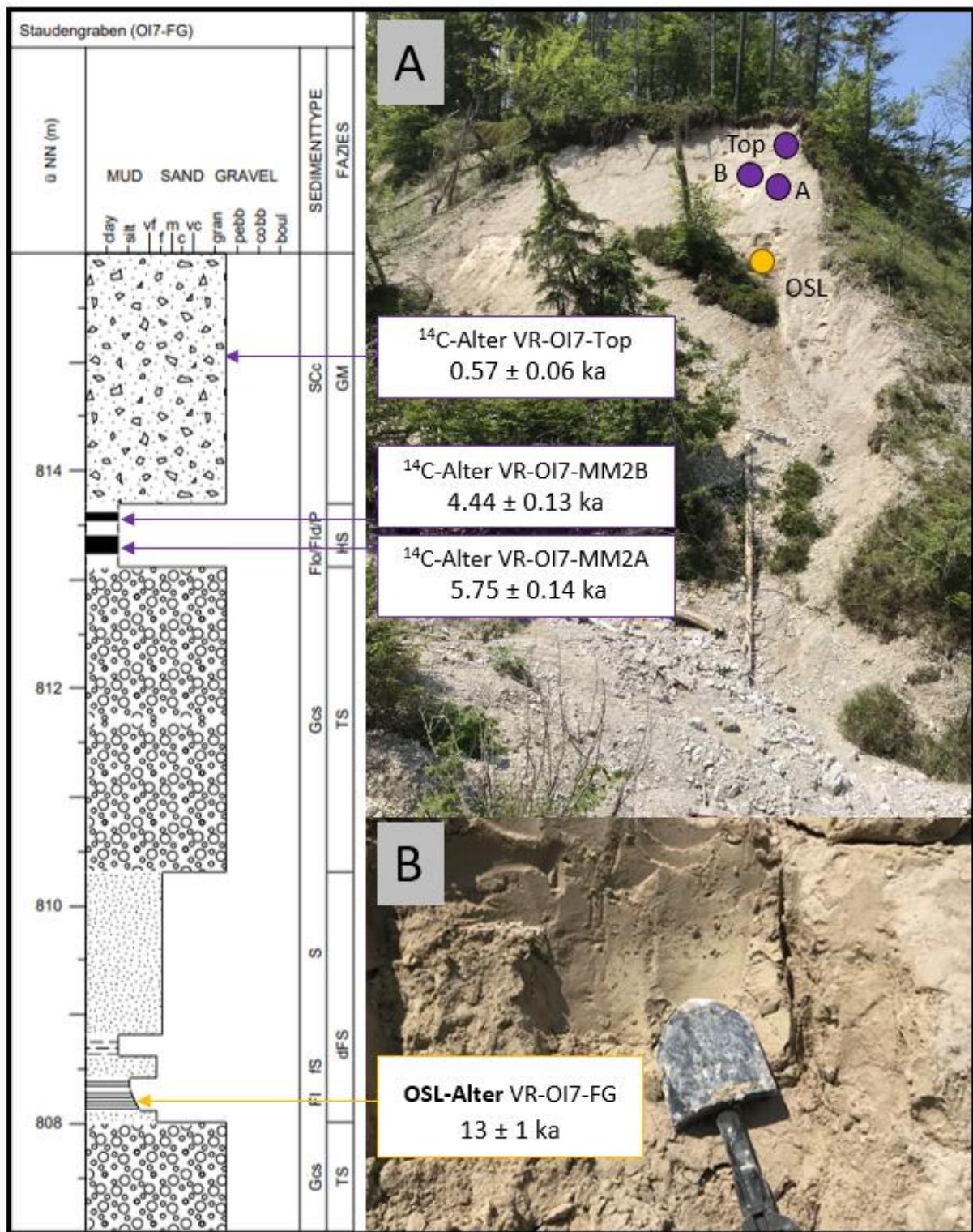


Abbildung A6: Sedimentlog Staudengraben mit Verortung des OSL-Alters und der ^{14}C -Alter der Probe VR-OI7. A. Übersichtsabbildung des Aufschlusses mit Positionen der Beprobung; B: Abbildung der Probenahme für die Lumineszenzdatierung.