

Literatur

HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

REITNER, J.M. (2008): Bericht 2006/2007 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger bzw. auf UTM-Blatt 3213 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148/2**, 248–254, Wien.

STINGL, V. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145**, 335, Wien.

Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Brixentaler Ache und im Spertental auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein

JÜRGEN M. REITNER

Einleitung

Dieser Bericht umfasst das von der Brixentaler Ache entwässerte Gebiet auf GK 121, wie das eigentliche Brixental und den Wörgler Boden, das Kelchsautal, das Windautal und das oberste Einzugsgebiet des Brixenbaches, sowie das von der Aschauer Ache entwässerte Spertental. Diese Bereiche sind auch Teil des UTM-Blattes NL 33-01-13 Kufstein, zu dem zusätzlich der Bereich bei Kirchbichl gehört. Zum Verständnis der Gliederung und des Inhalts ist folgendes zu berücksichtigen:

Die Kartierungen im Quartär von Kartenblatt GK 121 Neukirchen am Großvenediger erfolgten bis 2003 im obersten Weißachtal (südlich Ellmau), im Brixental, im Kelchsautal flussabwärts von Kelchsau, im Windautal flussabwärts von Rettenbach und im Spertental zwischen Aschau und Kirchberg in Tirol. Dabei wurden überwiegend die talnahen Flanken mit ihren, in jeglicher Hinsicht, aufschlussreichen Sedimentsequenzen erfasst. Bis auf den Rücken zwischen der Talfurche von Ellmau-Scheffau und dem Brixental blieben bei der vergangenen Kartierkampagne die teilweise durch Kare geprägten Kämme zwischen den Tälern ausgespart. Die umfangreichen Ergebnisse wurden in meiner Dissertation (REITNER, 2005) auch in Form einer quartärgeologischen Karte zusammengefasst sowie zusätzlich in diversen Publikationen dargelegt (REITNER, 2007; KLASEN et al., 2007; REITNER & DRAXLER, 2002; REITNER & GRUBER, 2014; REITNER et al., 2010). Die damaligen Erkenntnisse zu Blatt GK 121 umfassten im Wesentlichen die Sedimentologie, die Stratigrafie, die landschaftsprägenden Prozesse und die sich ändernden Paläogeografien vom Frühwürm bis zur Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial. Diese stehen im Kontext mit dem Südabhang des Wilden Kaisers (UTM Kufstein) und dem Kitzbüheler Achental (GK 122 und 91; vgl. HEINISCH et al., 2003, 2015).

Der Mangel an kartierenden Experten im Bereich der Quartärgeologie an der Geologischen Bundesanstalt und im universitären Umfeld führte dazu, dass der Verfasser ab 2003 auf anderen Kartenblättern, vorwiegend in den Hohen Tauern und deren südlichen Randgebieten, eingesetzt war. Die Erkenntnisse insbesondere auf den Blättern GK 182 Spittal an der Drau (PESTAL et al., 2006; SCHUSTER et al., 2006), GK 179 Lienz (LINNER et al., 2013) und GK 154 Rauris führten zur Entwicklung einer konsistenten Würm-Spätglazial-Stratigrafie (REITNER et al., 2016), die zudem auch auf geologischen Karten anwendbar ist (siehe GK 179 Lienz). Weiters erbrachten die Aufnahmen im Tal der Wildschönauer Ache auf UTM-Blatt NL 33-01-13 Kufstein nicht nur vertiefende Erkenntnisse zur subglazialen Deformation während des Gletschervorstoßes im Würm-Hochglazial (LGM – Last Glacial Maximum) (MENZIES & REITNER, 2016, 2019), sondern auch ein besseres Verständnis der Sedimentabfolgen des Eisaufbaus (Vorstoßphase) am Beginn des LGM. Die dortigen Sequenzen zeichnen muster-gültig nach, wie ein am Talausgang anwachsender und talaufwärts vorstoßender (Inn-)Gletscher zu einem Eisstausee mit steigendem Seespiegel und, letztlich, zu einem transgressiven Zyklus mit „*drowned deltas*“ führt (REITNER, 2008). Der Kontrast zwischen den „*fining-upward*“-Zyklen der LGM-Vorstoßphase und den „*coarsening-upward*“-Zyklen der Eiszerfallsphase im Tal der Wildschönauer Ache lieferte eine gute Basis für die im Gelände vorzunehmende zeitliche Zuordnung der Abfolgen zu diesen zwei prägenden, sedimentreichen Zeitabschnitten.

Mit dieser erweiterten Grundlage für die Quartär-Stratigrafie erfolgte 2016 die Wiederaufnahme meiner quartärgeologischen Kartierungen auf GK 121. Dabei dienten die ab dem Jahr 2000 erfolgten flächendeckenden Kartierungen von Helmut Heinisch und Claudia Panwitz als Grundlage (HEINISCH, 2000, 2003a–c, 2004, 2005, 2006, 2012; HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008, 2009, 2011). Zudem zeigte die von mir betreute Masterarbeit von Elijah Dippenaar (DIPPENAAR, 2016), dass die Gliederung der spätglazialen Ablagerungen der Kitzbüheler Alpen, so wie für den Lienzer Raum (REITNER et al., 2016), in Eiszerfallsphase, Gschnitz-Stadial und Egesen-Stadial möglich ist. Die Grundlage dafür ist die Kartierung von Sequenzen von typischen Sedimentabfolgen und Landformen.

Die generell verwendete stratigrafische Gliederung des Würm-Glazials entspricht der von CHALINE & JERZ (1984), mit dem Würm-Hochglazial als Äquivalent zum Last Glacial Maximum (LGM). Abschließend sei darauf hingewiesen, dass sich die Nomenklatur der lithogenetischen und geomorphologischen Einheiten an das Werk „Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (STEINBICHLER et al., 2019) hält. Die Lithofazies-Kodierung orientiert sich an KELLER (1996). Die Lithologien der Komponenten in den Sedimenten werden vereinfacht zusammengefasst unter Quarzphyllit, „Grauwackenzone“ (GWZ), „Permoskyth“ (für alle roten Brekzien, Sand- und Siltsteine) und „Kalkalpenkarbonate“. Die Kartierungen seit 2016 profitierten enorm von den Laserscan-Daten des Landes Tirol (TIRIS), die das Kartieren von morphologisch abgrenzbaren Einheiten deutlich verbessert haben.

Die Massenbewegungen werden hier nur cursorisch und das entsprechend ihrer Bedeutung für die Landschaftsentwicklung sowie das aktuelle Wildbachgeschehen behan-

delt, da diese teilweise oder zur Gänze schon von HEINISCH (2000, 2003a–c, 2004, 2005, 2006, 2012), HEINISCH & PANWITZ (2007, 2008, 2009, 2011), LOTTER & REITNER (2024) sowie von DIPPENAAR (2016, 2017, 2018) abgehandelt wurden.

Die Gliederung des Berichts erfolgt üblicherweise nach Talräumen (von West gegen Ost) und innerhalb derselben stratigrafisch. Dieses Prinzip wird für die älteste kartierte Einheit, die „Liegendeinheit“ in REITNER (2005) und hier „Hopfgarten-Einheit“ genannt, durchbrochen, da diese im Brixen-, Kelchsau- und Windautal vorkommt und nur über den räumlichen Zusammenhang verständlich ist. Selbiges gilt zum Teil auch für das Würm-Hochglazial und die Eiszerfallsphase, wo all die Evidenzen nur im Kontext mit einer großräumigeren Entwicklung verständlich sind.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

Hopfgarten-Einheit

Die schon in REITNER (2005) im Detail beschriebene Liegendeinheit (Frühwürm) wird von nun an als Hopfgarten-Einheit bezeichnet, wobei hier nicht eine lithostratigrafische Formation gemeint ist, sondern eine, wenn auch nicht formalisierte Allo-Formation (der Allostratigrafie) im Sinne einer „unconformity bound unit“ des NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAFIC NOMENCLATURE CODE (2005).

Die Hopfgarten-Einheit umfasst überwiegend fluviatile Ablagerungen mit grauen, korngestützten meist steinigen Kiesen [cGcm, Gcm(i)], die Imbrikationen aufweisen können [Gcm(i)]. Gelegentlich sind darin Sandlagen eingeschaltet, wie sie mustergültig im Schindergraben ersichtlich sind. Das Klastenspektrum spiegelt ausschließlich die Lithologie im Einzugsgebiet der Brixentaler Ache, mit Dominanz an Grauwackenzonen-Material und Quarzphyllit wider. Die Hopfgarten-Einheit erstreckt sich vom Stecklbauer (nördlich Kelchsau) im Kelchsautal bzw. von östlich Grassl im Windautal talabwärts über Hopfgarten bis nach Haus an der Südflanke des Wörgler Bodens. Die Maximalerstreckung beträgt somit etwa 10 km bei einer Maximalmächtigkeit von 100 m (beim Ausgang des Kelchsautales südlich Hopfgarten).

Die Unterkante ist im Raum Hopfgarten nur über den onlap-Kontakt zu Festgestein erfasst. Eine pleistozäne Einheit im stratigrafisch Liegenden der Hopfgarten-Einheit ist nur in der Geophysik, d.h. insbesondere in der Reflexionsseismik bei Westendorf, über dem „Horizon(t) A“ (REITNER et al., 2010: Figs. 12, 13) erfassbar, der aus heutiger Sicht die subglaziale Erosionsfläche während der vorletzten Vergletscherung (Riß; MIS 6) repräsentiert. Nach der Seisomfazies wird der „Horizon A“ von der „Unit A“, überlagert, die mit der Termination II beginnt und gegen das Hangende die, an der Oberfläche kartierbare, Hopfgarten-Einheit umfasst. Die Oberkante der Hopfgarten-Einheit wird durch den Erosionshorizont infolge der subglazialen Erosion während des LGM (MIS 2) gebildet. An dieser Grenzfläche tritt, allerdings nicht immer regelmäßig, LGM-Grundmoränenablagerung auf, die aber selten eine durchgehende Lage bildet. Sehr eindrücklich ist das bei der Kiesgrube an der orografisch rechten Schindergrabenflanke zu se-

hen, die der Verfasser seit der ersten Kartierung regelmäßig im Zuge von Exkursionen besucht hat. Dort war an ein und derselben Abbauwand (R: 286300, H: 5257389) zuerst keine Grundmoränenablagerung ersichtlich (siehe Darstellung in REITNER, 2005), dann nur ein Zentralgneisblock und danach wiederum ein linsenförmiger Körper einer Grundmoränenablagerung mit max. 1 m Mächtigkeit, die zuletzt wieder verschwunden war. Entscheidend ist aber, dass die Eisrandablagerungen der Eiszerfallsphase diese Erosionsfläche überlagern und damit auch plombieren. Insbesondere das feinkörnige Bottomset markiert einen scharfen Fazieswechsel von fluviatil (der Hopfgarten-Einheit) zu glaziolakustrin. Dieser markante Fazieswechsel, der auch über Quellhorizonte kartierbar war, erleichterte die Verfolgung dieser wichtigen lithologischen Grenze.

Im Schönbachtal und seinen Seitengraben sind in die dominanten, grobkörnigen Flussablagerungen der Hopfgarten-Einheit Schwemmfächerablagerungen und deren Rückstausedimente eingeschaltet. Letztere sind siltig-feinsandig und führen organische Materialien wie Holz und verpressten Torf („Schieferkohle“). Pollenanalytische Untersuchungen durch Ilse Draxler zeigten, dass es hier zwei Horizonte gibt, die jeweils ein Interstadial des **Frühwürm** repräsentieren (REITNER & DRAXLER, 2002). Zur Absicherung wurden später auch Radiokohlenstoffdatierungen vorgenommen, die ein Resultat von > 50 ka erbrachten. In REITNER (2005) wurde der Schluss gezogen, dass die Kieslagen zwischen den beiden Interstadialen bzw. im Liegenden des unteren Interstadialvorkommens die beiden Frühwürm-Stadiale repräsentieren. Da das Vorkommen Schönbachtal eines der höchstgelegenen ist und vom Gletscher erosiv gekappt (Überlagerung durch LGM-Grundmoränenablagerung) vorliegt, wurde damals geschlossen, dass das gesamte Sedimentpaket der Hopfgarten-Einheit nur das Frühwürm repräsentiert. Diese Ansicht ist überholt. Neuuntersuchungen der Proben aus den schon in REITNER (2005) beschriebenen Vorkommen NW' Bahnhof Hopfgarten (Holz aus 687 m; alle Höhenangaben in Meter über Normalnull) und Unterwindau (verpresster Torf aus 690–700 m) erbrachten kalibrierte ¹⁴C-Alter von 32–33 ka BP bzw. ca. 34 ka BP. Die Pollenuntersuchungen von Ilse Draxler zeigten passend zu den ¹⁴C-Altern eine sehr kühl getönte Vegetation. Damit ist in der Hopfgarten-Einheit auch noch das **Mittelwürm** inkludiert. Dies wurde durch den Fund eines weiteren Holz führenden Horizonts SW' Fassl, im Windautal, in 740 m, bestätigt, dessen ¹⁴C-Datierung ein Alter im Bereich der Datierungsgrenze lieferte. Das Pollenspektrum ist jenem der anderen Fundorte ähnlich.

Mit den neuen Mittelwürm-Daten ergibt sich eine deutlich komplexere Prozessabfolge im Vergleich zur ursprünglich interpretierten Aggradation im Frühwürm. Auch die Geoelektrik-Messungen (bereits beschrieben in REITNER, 2005) an der orografisch linken Kelchsautalflanke, unterhalb der Terrassenfläche nordöstlich Schlöglbauer, die eine mit Feinsediment verfüllte fluviatile Rinne innerhalb der Hopfgarten-Einheit erkennen lassen, sprechen für eine Mehrphasigkeit. Aus heutiger Sicht kann ausgesagt werden, dass für die Bildung der Hopfgarten-Einheit mehrere Aggradationsphasen und mindestens eine Erosionsphase relevant waren, ohne diese zeitlich näher spezifizieren zu können.

Würm-Hochglazial (LGM) und Eiszerfallsphase im Überblick

Die Vergletscherung des Beckens von Hopfgarten im Würm-Hochglazial (LGM) wurde in Grundzügen über die Kartierung und begleitende Geschiebeuntersuchungen, im Kontext mit der Entwicklung südlich des Wilden Kaisers, im Spertental und im Kitzbüheler Tal erfasst (REITNER, 2005; REITNER et al., 2010). Prägend war das frühe Eindringen des Inngletschers via Wörgler Boden bis in den Raum Hopfgarten, das anhand der erratischen Geschiebe (Zentralgneis, Eklogit, Hornblendegarbenschiefer und auch Juliergranit) in den subglazialen Ablagerungen erkennbar war. Das weiteste Vordringen in das Windautal ist bei Vorderwindau, südlich Gehöft Thaler (R: 290405, H: 5254283), in 1.050–1.070 m dokumentiert. Dort sind graue, matrixgestützte und überkonsolidierte Diamikte mit Zentralgneis, Amphibolit und Hornblendegarbenschiefer und gekritztem Kalkalpenkarbonat (bis zu 10 %) unmittelbar im Liegenden von spätglazialen Eisrandsedimenten aufgeschlossen. Mit dieser weit gegen Südosten reichenden, Erratika-reichen Inngletscher-Grundmoränenablagerung waren – nach damaligen Kenntnisstand – aber keine Eisstaudimente verknüpft, wie sie das Geschehen der LGM-Vorstößphase in der Wildschönau (REITNER, 2008) oder auch im Weißbachgraben (S' Ellmau; REITNER, 2005) charakterisiert haben. Das Fehlen dieser ansonsten sehr mächtigen Sedimentkörper wurde im Windautal mit dem vergleichsweise starken Eisübertritt des Salzachgletschers über den tiefsten Transfluenzpass auf GK 121, die Filzenscharte (1.669 m) erklärt, der derartige Sedimente erodiert hat (REITNER et al., 2010). Dieses Erklärungsmodell wird einerseits durch die neuen Befunde zur Vorstößphase im Kelchsautal (s.u.), wo eindeutig Sedimente der Vorstößphase vorkommen, herausgefordert. Andererseits zeigten die Kartierungen im Bereich des Kamms zum Pinzgau und damit im Bereich der ehemaligen LGM-Transfluenzen – wie das Salzachjoch (1.983 m) in das Kelchsautal, die Filzenscharte (1.686 m) in das Windautal, das Stangenjoch (1.713 m) in das Spertental – dass alle hochgelegenen Eisübertritte westlich des Pass Thurn (1.278 m) zwar von Eis aus dem Salzachtal-Einzugsgebiet, aber nicht von u.a. Zentralgneis führendem „Tauerneis“ (Eis aus den zentralen Abschnitten der Hohen Tauern) überwunden wurden, wie noch in REITNER (2005) angenommen wurde. Damit hat sich die Grundbedingung für die Erklärung der Zentralgneis-Vorkommen als Erratische Blöcke oder in der Grundmoränenablagerung deutlich geändert. Der Zentralgneis im Raum Hopfgarten wird damit zu einem eindeutigen Beleg für die ehemalige Präsenz des Inngletschers im LGM, der Zentralgneis-Geschiebe aus den Zillertaler und Tuxer Alpen herantransportiert hat. Das hat interessierenweise nahezu keine Relevanz für die Eisstromgeometrie am Höhepunkt dieser Großvergletscherung. Dafür sorgt diese neue paläogeografische Erkenntnis für Klarheit in der stratigrafischen Zuordnung von Eisrandsedimenten mit einer Grundmoränenablagerung am Top zur LGM-Vorstößphase oder zur spätglazialen Eiszerfallsphase samt Gletscheroszillation (vgl. REITNER, 2005, 2007).

Vorstößphase im Würm-Hochglazial im Kelchsautal

Die komplexe Sedimentabfolge im Kelchsautal zwischen Kelchsau und dem Brummergraben sowie jene im Brummergraben wurde schon in REITNER (2005, 2007) beschrieben und hinsichtlich Stratigrafie und Paläogeografie folgendermaßen interpretiert: Über horizontal gelagerten fluviatilen groben Kiesen der Hopfgarten-Einheit folgt eine in Ansätzen erkennbare *coarsening-upward*-Sequenz, deren Basis aus laminierten, teilweise *dropstone* führenden Silten und Sanden besteht. Nach der damaligen Interpretation wurde dieses Feinsedimentpaket als Bottomset der Eisstauseeverfüllung während der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial interpretiert, das die LGM-Erosionsdiskordanz plombiert.

Das Fehlen der LGM-Grundmoränenablagerung zwischen der Hopfgarten-Einheit und den Eisstauablagerungen wurde nicht als Problem angesehen, da dies im Becken von Hopfgarten immer wieder der Fall ist (s.o.). Somit war bisher der scharfe Wechsel zwischen fluviatiler (*braided river*) Fazies im Liegenden und der glaziolakustrinen bis deltatischen Fazies im Hangenden das Kriterium für die stratigrafische Zuordnung. Die Grundmoränenablagerung im Hangenden der Deltaablagerung, so bei Penningberg am Ausgang des Brummergrabens, wurde analog zur Situation im benachbarten Windautal bei Vorderwindau (REITNER, 2005, 2007; s.u.) als eine Ablagerung des Kelchsaugletschers während eines markanten Vorstoßes in der Eiszerfallsphase interpretiert. Die Herkunft der darin vorkommenden erratischen Geschiebe, wie Zentralgneis und Permoskyth (nächstgelegenes Vorkommen liegt nördlich davon bei Penning), die neben den herrlichen Pyroxeniten mit Herkunft vom Marchbachjoch, aus dem sonst monotonen Spektrum hervorstechen, wurden zumeist als Aufarbeitungsprodukte von zuvor abgelagerten LGM-Inngletscher-Grundmoränenablagerungen während des Gletschervorstoßes betrachtet. Die Herkunft des Zentralgneises in diesem Talabschnitt wurde über eine Eisstransfluenz des „Tauerneises“ über das Stangenjoch (1.983 m) und das Salzachjoch (1.938 m) während des LGM in Kombination mit dem letzten Abfließen von LGM-Eis erklärt.

Diese zuvor beschriebene Einstufung wird nun aufgrund neuer Aufschlüsse, der Re-Evaluierung der vorhandenen lithologischen Daten und der Geometrie der kartierten Sedimentkörper sowie besserer Kenntnisse der Situation im Bereich der LGM-Eisstransfluenzen [Stangenjoch (1.983 m) und Salzachjoch (1.938 m)] neu bewertet. Die Revision betrifft den Abschnitt im Hangenden der fluviatilen Hopfgarten-Einheit:

Im Kelchsautal beim Ausgang des Brummergrabens wird die Hopfgarten-Einheit von massigen bis laminierten, roten und grauen Silten (Fm) sowie Sanden (Sm) mit teilweise eingeschalteten diamiktischen Lagen (Dm, Dms), die „Permoskyth“ führen, überlagert (zwei typische Aufschlüsse: R: 283639, H: 5254806; R: 283572, H: 5255162). Ein verlässlicher Wert für die Überlagerungshöhe ist mit etwa 760 m auf der Südseite des Brummergrabens, südöstlich der Waldschenke, erfassbar. Bei Traucha, nördlich des Brummergrabens, liegt diese Überlagerung aufgrund einer Massenbewegung deutlich tiefer. Jedenfalls ist das als Bottomset interpretierte Feinsedimentpaket ein markanter Horizont, der einen gut kartierbaren Fazieswechsel belegt und auf der orografisch linken Kelchsautalseite nördlich wie auch südlich der Brummergraben-Mündung verfolgbar ist.

Nördlich des Brummergrabens dominieren über dem Bottomset rote, meist als Konglomerate ansprechbare, d.h. zementierte rote Deltaforesets, teils korngestützt, teils als Kies-Sand-Gemisch (Gcp, GSp). Im Klastenspektrum ist überwiegend die rote „Permoskyth“-Lithologie (Basisbrekzie) erfassbar, daneben finden sich die üblichen Gesteine der Grauwackenzone und die Ultrabasite des Marchbachjochs (ebenfalls Grauwackenzone). Die maximale Korngröße erreicht Blockgröße, besonders südlich Ruetzwiese. Dort sind in korngestützten Abschnitten zerdrückte Gerölle („*cracked pebbles*“) zu finden, die von einer deutlich größeren Auflast als jener des etwa 40 m mächtigen Sedimentpakets im Hangenden zeugen (R: 283246, H: 5255492). Das Material ist generell schlecht sortiert, die „Permoskyth“-Komponenten sind angerundet bis gerundet. Südöstlich Untermanzl liegt ein Einfallen von 170/25 vor. Etwa 250 m südöstlich Ruetzwiese sind in einem etwa 20 m mächtigen Profil (vom Liegenden zum Hangenden) die roten Deltaablagerungen in chaotischer Lagerung (R: 283191, H: 5255665) aufgeschlossen, die von matrixgestützten, resedimentierten bis grobgeschichteten, grauen bis beige Diamikten (Dmm(r), Dms) überlagert sind. Dabei weisen die Diamikte schon glazial geformte Geschiebe u.a. mit Zentralgneis und gekritztem Kalkalpenkarbonat auf. Handelt es sich hier noch um Sedimente subaquatischer *mud-* bis *debris flows*, so ist der graue massive, matrixgestützte überkonsolidierte Diamikt mit Scherflächen (Dmm(s)) eindeutig eine Grundmoränenablagerung des Inngletschers. Deren Spektrum beinhaltet neben den üblichen Gesteinen der Grauwackenzone, „Permoskyth“ und Ultrabasiten wiederum Zentralgneis und Kalkalpenkarbonate.

Wir haben es hier mit einer Vorstoßsituation aus dem LGM zu tun, als der Inngletscher, eisdynamisch bedingt (VAN HUSEN, 2000), das Brixental talaufwärts bis in den Unterlauf der Kelchsauer Ache vorstoßen konnte (REITNER et al., 2010). Die vom Gletscher überfahrene Eisstauseeablagerung repräsentiert in diesem Abschnitt die LGM-Vorstoßphase, analog zu den Vorkommen im Tal der Wildschönauer Ache (REITNER, 2008).

Die Grundmoränenablagerung des Inngletschers wird beim beschriebenen Aufschluss kleinräumig von *dropstone*-führenden Silten aus der Eiszerfallsphase überlagert. In Summe zieht die subglaziale Ablagerung Richtung Ost- bis Südabhang des Marchbachjochs, wo sie großflächig verbreitet ist. Gegen Norden, an der orografisch linken Kelchsauser Ache ab Untermanzl, liegen die Eisstauseesedimente (samt Bottomset) der Vorstoßphase über der Hopfgarten-Einheit. Die Sedimente der Vorstoßphase wiederum werden, so wie die zuvor beschriebene Grundmoränenablagerung bei der Ruetzwiese, von Silten überlagert, die den tieferen Abschnitt einer *coarsening-upward*-Sequenz der Eisrandsedimente aus der Würm-spätglazialen Eiszerfallsphase bilden. Östlich Penning keilen die Stausedimente aus der LGM-Vorstoßphase aus, sodass nördlich davon, so wie üblicherweise im Becken von Hopfgarten, nur mehr ein Bottomset vorliegt. Dieses überlagert die subglaziale Erosionsdiskordanz (zumeist ohne entsprechender Grundmoränenablagerung) und bildet den maßgeblichen Querschnittshorizont.

Im **Brummergraben** sind die Abfolgen aufgrund der Abgeschlossenheit des bis etwa 150 m tief eingeschnittenen Tales etwas anders. Grundsätzlich ist zu erwähnen, dass

der heutige, im Fels eingeschnittene Unterlauf eine epigenetische Talstrecke darstellt und das ursprüngliche Tal nördlich davon verlief (REITNER, 2005). Die tiefst gelegenen fluviatilen Ablagerungen mit lokalem Grauwackenzone-Spektrum und Imbrikationen [Gcm(i); Schüttungsrichtung talauswärts gegen Osten] in 760 m gleichen jenen der Hopfgarten-Einheit im Kelchsautal. Allerdings sind die immer wieder auftretenden, horizontal geschichteten, sandig-kiesigen Sedimente Topsets von Deltaablagerungen mit Schüttungsrichtung gegen Osten. Diese markieren einen Eisstauseespiegel zu einer Zeit, als im Kelchsautal schon Bottomset-Lagen über der Hopfgarten-Einheit abgelagert wurden. Damit gehören diese kiesigen Lagen, im Gegensatz zur Interpretation von REITNER (2005), schon zur LGM-Vorstoßphase. Südlich Ruetzwiese, ab etwa 820 m, werden diese lokal geprägten Deltaablagerungen von einem gut verfolgbaren Bottomset überlagert, womit hier ein „*drowned delta*“ vorliegt. Taleinwärts steigt die Höhenlage der Bottomset-Unterkante auf 850–860 m an (vgl. Profil SSW Haag in REITNER, 2005). Die *dropstone*-führenden Silte (Fmd) weisen neben Gesteinen der Grauwackenzone gekritztes „Permoskyth“ und Zentralgneis auf. Schließlich folgen mehrere Dekameter mächtige Diamiktlagen mit siltiger Matrix, ehe das ganze Paket von LGM-Grundmoränenablagerung überlagert wird. Somit liegt im Brummergraben ein mächtiger Sedimentkeil aus der Vorstoßphase des LGM vor, dessen Erhaltung sicherlich durch die Ausbildung des epigenetischen Tales begünstigt war. Eisrandterrassen, die sonst üblicherweise neben den aufgelockerten Massenbewegungskörpern eine wichtige Quelle für Murmaterial in diesen Wildbächen der tieferen Lagen der Kitzbüheler Alpen darstellen, sind erst ganz im Oberlauf bei Naber und Asten verbreitet.

Südlich des Brummergrabens wird die Hopfgarten-Einheit ebenso vom Bottomset der LGM-Eisstauseesedimente überlagert, die detailreich in REITNER (2005) beschrieben sind. In dem Aufschluss südwestlich Stecklbauer (in 830 m; R: 283597, H: 5253684) ist der gröbere, obere Abschnitt dieser Sequenz zu sehen. Dabei handelt es sich um horizontal geschichtete, korn- wie matrixgestützte Kiese mit reinem Spektrum der Grauwackenzone und Quarzphyllite, die als Topset-Lagen zu interpretieren sind. Im obersten Abschnitt ist ein Driftblock aus Zentralgneis zu finden, ehe das Paket eine Überlagerung durch rot-graue laminierte Silte (Fl) aufweist. Dieses Sedimentpaket wird schließlich ab etwa 860 m von einer Grundmoränenablagerung überlagert. In einem sehr instruktiven Aufschluss ESE Zassl, in ca. 900 m (R: 283411, H: 5253705), ist ein 6 m mächtiger, beige-grauer, überkonsolidierter matrixgestützter und massiver Diamikt (Dmm) zu sehen, der im tieferen Abschnitt sehr klastenreich ist. Das Geschiebespektrum wird von Grauwackenzone und Quarzphyllit dominiert, es kommen darin aber auch „Permoskyth“, Zentralgneis sowie gekritzte Kalkalpenkarbonate und ebensolche Serpentine (vom Marchbachjoch) vor. Somit handelt es sich um das südlichste Vorkommen einer LGM-Grundmoränenablagerung des Inngletschers im Kelchsautal und nicht um eine subglaziale Ablagerung des Kelchsaugletschers aus der Eiszerfallsphase, wie in REITNER (2005) behauptet. Eine typische subglaziale Ablagerung einer Gletschersozillation aus der Eiszerfallsphase findet man im Kelchsautal 10 km talaufwärts am Ausgang des Frommbachtals (DIPPENAAR, 2017). Die LGM-Grundmoränenablagerung ist in ihrer Erstreckung gegen Norden fast durchgehend verfolgbar.

Dort wo sie nicht erfassbar war, markiert ein erratic Block aus Zentralgneis ihren Verlauf. Überlagert wird dieses subglaziale Sedimentpaket erst von siltigen und dann von kiesigen Eisrandablagerungen aus der Eiszerfallsphase, die partiell, so bei Katzenberg, noch eine terrassenförmige Morphologie erkennen lassen.

Vorstoßphase im Würm-Hochglazial im Windautal

Angesichts der Revision im Kelchsautal (s.o.) stellt sich die Frage, ob der Eisrandkörper zwischen Vorderwindau und Rettenbach sowie die Grundmoräne im Hangenden, welche der Eiszerfallsphase zugerechnet wurde (REITNER, 2005, 2007), ebenfalls Dokumente des Würm-Hochglazials (LGM) sind.

Für die Re-Evaluierung der stratigrafischen Einordnung dieses bis zu 60 m mächtigen Sedimentkörpers und dessen Grundmoränenablagerung ist (a) die Grundmoränenbedeckung und deren Geschiebebestand und (b) die Geometrie der Ablagerungen in der Vorwindau entscheidend:

- (a) Bis in den südlichsten Bereich der Grundmoränenbedeckung, so zwischen Straubing und Rettenbach, findet man immer wieder Zentralgneis als kleinere Geschiebe wie auch selten als erratische Blöcke. Ein Zentralgneisgeschiebe konnte sogar bei Wasserbühl erfasst werden. Südlich davon, d.h. talaufwärts, gibt es, so wie bei der Filzenscharte, keinen Hinweis auf diese Leitlithologie für „Tauerneis“ aus dem oberen Pinzgau. Wie schon in den Abschnitten davor argumentiert, muss der Zentralgneis die Route über das Zillertal genommen haben, wie schon der Fund von eckigem Hornblendegarbenschiefer (REITNER, 2005; neben angerundetem Eklogit) bei der Vorderwindau anzeigt. Somit beinhaltet die Grundmoränenablagerung auch subglaziales Sediment des Inngletschers. Der Geschiebebestand unterscheidet sich von den Inngletscher-Grundmoränen im Kelchsautal oder auch südlich Thalern in 1.050–1.070 m (s.o.), dadurch, dass nur ganz selten erratische Geschiebe wie „Permoskyth“ oder Zentralgneis vorkommen. So zeigt die Geschiebeauszählung von Grundmoränenproben (in REITNER, 2005), dass im frontalen Teil weniger als 1 % Erratika vorkommen, im deutlich taleinwärts gelegenen Abschnitt bei Straubing, wo auch ein Zentralgneis-Block liegt, sind es gar nur 0,1 %. In Summe spiegelt das eine Verdünnung der erratischen Geschiebefracht talaufwärts gegen Süden wider, die auch schon für das Becken von Hopfgarten mit Trend vom Inntal talaufwärts beschrieben wurde.
- (b) Bei Burgwegen, nördlich des Ziegelhüttgrabens, liegt noch eine, für das Becken von Hopfgarten typische Abfolge vor: Über einer Erratika-führenden Grundmoränenablagerung, folgt (genau) ein Bottomset, das mit den darüber liegenden Delta-Foresets und letztlich Topsets eine *coarsening-upward*-Sequenz bildet. Demgegenüber konnte südlich von Burgwegen, im Liegenden des Bottomsets einer Deltaablagerung, keine Grundmoränenablagerung am Top der Hopfgarten-Einheit kartiert werden (z.B. im Ziegelhüttgraben). Auch südlich, d.h. talaufwärts, von der Vorderwindau, wo der Deltakörper nur mehr auf Festgestein liegt, gibt es keine Grundmoränenablagerung in dieser stratigrafischen Position.

Betrachtet man die Argumente zur Einstufung der Grundmoränenablagerung in (a) und die fehlende Grundmoränenablagerung im Liegenden des Deltakörpers in (b) ab der Vorderwindau talaufwärts zusammen, so kann der von Grundmoränenablagerung bedeckte Deltakörper nur als Verfüllung eines durch den vorrückenden Inngletscher verursachten Eisstausees in der Anfangsphase des LGM erklärt werden. Zu diesem Zeitpunkt waren die Lokalgletscher im Einzugsgebiet des Windautales noch nicht stark genug, um den Talabschnitt zwischen Rettenbach und Vorderwindau zu erreichen. Die klimatischen Verhältnisse mit starker Frostschuttbildung sorgten für eine enorme Sedimentbereitstellung, sodass der Stausee zügig von den Seitentälern des Windautales verfüllt wurde. Fehlendes erratic Material in den *dropstones* kann mit lokalen Strömungsverhältnissen erklärt werden, die ein Driften von Eisbergen (von einer kalbenden Inngletscherfront) Windautal-aufwärts verhinderten. Letztlich war der Inngletscher in dieser Aufbauphase so potent, dass er jedenfalls bis Rettenbach vorstoßen konnte, wovon die (wenigen) Zentralgneise im Geschiebespektrum zeugen. Die Grundmoränenablagerung im Hangenden der Deltaablagerung ist eine Bildung aus dem LGM, wobei erst – wie zuvor skizziert – der Inngletscher und dann der Windaugletscher beteiligt waren. Letzterer floss am Klimax des LGM gestärkt durch die Eistransfluenz über die Filzenscharte talabwärts und wurde dann ab Vorderwindau vom Inngletscher bedrängt, gegen Südosten abgelenkt (vgl. dazu REITNER, 2005; REITNER et al., 2010). Makroskopisch (z.B. über Geschiebeeinregelung) war diese komplexe Bildungsgeschichte bisher nicht ersichtlich. Wahrscheinlich sind hier mikromorphologische Untersuchungen nötig, um auch die Chronologie der Ablagerung, Wiederaufbereitung und Deformation zu erfassen.

Mit dieser neuen stratigrafischen Einsicht ergeben sich im Kartenbild einfache und logische Lösungen: So verschwindet in der Vorderwindau eine künstliche Grenze zwischen den Grundmoränenkörpern von LGM und Eiszerfallsphase südlich Gehöft Daxer. Letztlich weist der Deltakörper aus der LGM-Vorstößphase südlich bzw. östlich Burgwegen über eine vergleichsweise kurze Strecke eine Keifform auf. Auch im Graben des Dürrenbaches, wo die LGM-Grundmoränenbedeckung über LGM-Deltaablagerungen deutlich höhenmäßig ansteigt, ergibt sich ein klareres Bild als zuvor.

Nach dieser ausführlichen Diskussion sei noch auf weitere, interessante Neuerkenntnisse aus der jüngeren Kartierung verwiesen: Letztlich erbrachten Laserscanaufnahmen neue Zusammenhänge bei schon zuvor kartierten Lockersedimenten. So konnten fünf **Esker-Körper** erfasst werden: Zwei herrlich gewundene 4–6 m hohe Esker-Ablagerungen aus Sanden und Kiesen mit einer Länge von 200–300 m (ohne Berücksichtigung der Sinuosität) sind zwischen Burgwegen und Daxer auf LGM-Grundmoränenablagerung zu finden. Der nördlichere Körper geht dann in einen Kame über. Nördlich Straubing sind drei weitere Esker auf der LGM-Grundmoränenablagerung ersichtlich. Alle diese Bildungen zeigen, gleichsam wie Schnappschüsse, die letzte subglaziale Drainage vor dem finalen und raschen Kollaps der Gletscher. Die Erhaltung dieser dokumentierten Schmelzwasserablagerungen weist abschließend auch auf einen Unterschied zwischen der Situation im engen Kelchsautal und jener im vergleichsweise

se breiten Windautal während der Eiszerfallsphase hin. Im Kechsaotal liegt über der LGM-Grundmoränenablagerung noch ein mächtiger Deltakörper aus der Eiszerfallsphase, während im Windautal Erosion auf das Niveau der Westendorfer Terrasse erfolgte (REITNER, 2005).

Schlussendlich entfällt die Vorderwindau als eine wichtige Lokalität für die Oszillation in der Eiszerfallsphase. Diese markante spätglaziale Vorstoßphase ist allerdings durch die Abfolgen bei Steinach am Brenner (MAYR & HEUBERGER, 1968), auf der Südseite des Wilden Kaisers (REITNER, 2007; MENZIES & REITNER, 2016) und im Einödgraben bei Aurach im Kitzbüheler Achental (auf GK 122 Kitzbühel) ohnehin gut belegt. An letzterer Lokalität ist die Sequenz (vom Liegenden zum Hangenden) vom Frühwürm (mit fluviatilen Ablagerungen) über die LGM-Grundmoränenablagerung gefolgt von spätglazialen Deltaablagerungen und der Grundmoränenablagerung der Eiszerfallsphase wohl am besten für die Ostalpen dokumentiert (REITNER, 2005; HEINISCH et al., 2015). Dort ist die Geometrie des im frühen Spätglazial vorstoßenden Kitzbüheler Achengletschers eindeutig nur mit einer noch existenten Transfluenz von Salzacheis über den Pass Thurn (1.274 m) zu erklären.

Wörgler Boden (Würm-Hoch- und Würm-Spätglazial)

Unter diesem Überbegriff sind die Talflanken beiderseits des Unterlaufs der Brixentaler Ache westlich des Gemeindegebietes von Itter zusammengefasst.

Bruggberg – Pannersdorf

Der Südabhang bzw. Südostabhang von Bruggberg und Riederberg, insbesondere die dort vorliegende LGM-Grundmoränenbedeckung, wurde schon in REITNER (2008) beschrieben. Diese Bedeckung setzt sich auch auf der Nordseite mit roten matrixgestützten massiven Diamikten (Dmm) fort, wobei die Matrix aufgrund des „Permoskyth“-Untergrundes sandbetont ist. Das Spektrum der typisch glazial geformten und gekritzten Geschiebe spiegelt ebenso dominant den Untergrund wider, enthält aber auch Quarzporphyr und Metasedimente (Grauwackenzone), Quarzphyllit und selten Zentralgneis. An der Oberfläche liegen erratische Blöcke aus Zentralgneis und Quarzphyllit vor. Entsprechend dem wasserundurchlässigen Untergrund aus Grundmoränenablagerung sind Vernässungen häufig. Bei all den palustrischen Bildungen stechen die beiden Hochmoorareale des Filzmoos, SE Kote 1.006 m am Rücken des Bruggberges hervor. Diese liegen in NW–SE streichenden flachen Wannern, die, so wie auch am Riederberg ersichtlich, den Eisfluss des Inngletschers Richtung Hopfgarten nachzeichnen. Möglicherweise sind hier durch flächenhafte subglaziale Erosion auch parallel verlaufende Festgesteinsstrukturen herauspräpariert worden. Davon weicht sowohl hinsichtlich Richtung, Tiefgang wie auch Sinuosität die teilweise verzweigte Rinnenstruktur ab, die den Riederberg vom Bruggberg trennt. Das markanteste Element ist die Rinne östlich Stockeben in ca. 960–970 m, die auf 400 m einen WSW–ENE-Verlauf mit geringem Gefälle aufweist und etwa 40 m in die Grundmoränenablagerung eingeschnitten ist. Die etwa 50 m breite Struktur wird zwar von einem zum Wörgler Bach entwässernden Gerinne durchflossen, dessen rückschreitende

Erosion ist aber erst südöstlich Stockeben ersichtlich. Am Nordostende des zuvor beschriebenen geraden Verlaufs verzweigt sich die Struktur, dann schon auf Festgestein, in einen kurzen gebogenen Ast Richtung Dornhäuselgraben und einen gewundenen, längeren Zweig Richtung Bruggberger-Hochwiesen. Diese Rinne östlich Stockeben lässt sich jedenfalls nicht mit der modernen Entwässerung erklären. Das plausibelste Modell zur Genese kann hier nur über die Wirkung von Schmelzwässern führen, die möglicherweise anfänglich subglazial, dann aber in der Eiszerfallsphase an der Oberfläche zur Rinnenerosion geführt haben. Der Konnex zum Schmelzwasserfluss beim Zusammenbruch des Eisstromnetzes ist über den im Westen anschließenden Eisrandkörper südlich Stockeben gegeben, dessen Gerölle teilweise eine sehr gute Rundung aufweisen (REITNER, 2008). Zum dokumentierten Schmelzwassersystem von Stockeben gehören auch die seichten, d.h. weniger tief eingeschnittenen, gewundenen Rinnen am Bruggberg westlich Filzmoos, die in erster Linie über Laserscans erkennbar sind.

Auf der Nordseite des Bruggberges liegen kleinere isolierte Vorkommen von Eisrandablagerungen in etwa 880 m und 820 m. Diese kommen damit deutlich höher als die Westendorfer Terrasse vor, dem morpho-stratigrafischen Bezugsniveau im Raum Hopfgarten (siehe dazu REITNER, 2005, 2007). Letztere ist als Terrassenfläche unmittelbar südöstlich des Weilers Bruggberg in ca. 705 m als Rest erkennbar und bildet dort das Pendant zur Westendorfer Terrasse bei Itter. Unterhalb schließen bei Bruggberg Erosionsniveaus an, wie zum Beispiel in 670 m, deren Gefälle aber schon das erosive Wirken von Seitenbächen und nicht das der Paläo-Brixentaler Ache belegen.

Im Fußbereich des Abhangs unterhalb des Weilers Bruggberg befindet sich südöstlich des Weilers Haus das am tiefsten gelegene und damit auch distalste Vorkommen der Hopfgarten-Einheit, das hier auch zumindest stellenweise von der LGM-Grundmoränenablagerung überlagert wird. So wie beim Großaufschluss nördlich Itter und im Raum Hopfgarten plombiert darüber das Bottomset der Eisrandsedimente diese subglaziale Erosionsfläche. Über die gegen Nordwest auskeilende Verbreitung der Hopfgarten-Einheit sieht man sehr deutlich die gegen Südost ansteigende Erosionsrampe des Inngletschers als Ergebnis seines Vorstoßes aus dem Inntal: die Rampe steigt auf etwa 400 m Erstreckung von 590 m auf ca. 640 m an und bildet somit einen Winkel von etwa 7° (12–13 %).

Zwischen Haus und Pannersdorf (552 m) liegt entlang des Talbodens das, gemäß der Kartierung jedenfalls 20 m mächtige Bottomset vor, wovon auch Quellen am Top dieses Stauhizontes zeugen. Eine sedimentologisch interessante Situation ergibt sich im Hangenden dieses Feinsedimentpaketes in der Grube Pannersdorf. Im Folgenden wird der nicht mehr aktuelle Stand des Abbaus im Jahr 2003 wiedergegeben: In 640–650 m wird ein Topset aus horizontalgeschichteten grauen Kiesen mit Schüttungsrichtung gegen WNW bis NW mit polymiktem Spektrum (inkl. Juliergranit und Eklogit) von roten, mit 10° gegen NE geschütteten, matrixgestützten sandigen Diamikten, Kiesen und Sanden überlagert. Dieses Sedimentpaket mit dominant „Permoskyth“-Geröllen, aber auch anderen Lithologien, wird wegen seiner Herkunft und ganz besonders auch aufgrund der fächerförmigen Oberflächenmorphologie, ausgehend von verschiedenen Gräben auf der

se als die tiefste und damit letzte Eisrandterrasse in dem Raum zu klassifizieren. Etwa 15 m höher liegt die nächst höhere Eisrandterrasse, jene mit dem Ortsteil Gasteig in ca. 545 m. Diese läuft entlang einer Erosionskante, die in die LGM-Ablagerungen der Häringer Terrasse eingeschnitten ist (s.o.). Zum Zeitpunkt der Bildung dieser Terrasse – durch erosives Einschneiden gekoppelt mit Akkumulation – erfolgte der Abfluss durch das Kirchbichler Trockental (NE des Bades).

Gegenwärtig ist noch unklar, ob die aus sandigem Kies bestehenden Hügel östlich des Oberndorfer Bades, welche die Oberndorfer und die Gasteiger Terrasse überragen, Kames aus der Eiszerfallsphase oder Erosionsreste der Kirchbichl-Einheit sind.

Kelchsautal (Würm-Hoch- bis Würm-Spätglazial)

Würm-Hochglazial und Eiszerfallsphase im Würm-Spätglazial

Mit der zuvor beschriebenen Klärung der LGM-Vorstoßphase im Kelchsautal wurde auch schon die südlichste Position des Inngletschers im LGM markiert. Westlich Kelchsau liegt auf 960 m noch ein isolierter Zentralblock auf Grundmoränenablagerung, allerdings ohne stratigrafische Abfolge wie weiter nördlich, sodass theoretisch hier auch die südlichste Position des Inneises gewesen sein könnte. Allerdings könnte es sich hier auch um einen Driftblock aus der Eiszerfallsphase handeln.

Da in den höheren Lagen nur typische Grundmoränenablagerung mit monotonem Lokalspektrum zu finden ist, kann daraus geschlossen werden, dass am Höhepunkt des LGM das Eis aus dem Kelchsautal diese Bereiche im unteren Kelchsautal dominiert. An dieser Stelle sei auf REITNER et al. (2010) verwiesen, wo die komplexe LGM-Eisdynamik im Talkessel von Hopfgarten und die daraus folgende mangelnde glaziale Erosion (keine Übertiefung!), die sich deutlich unterscheidet von vergangenen Glazialen, eingehend erläutert ist.

Mit dem Anstieg der Schneegrenze und dem daraus resultierenden raschen Kollaps des Eisstromnetzes beginnt die Eiszerfallsphase, deren Typusregion das Becken von Hopfgarten ist (REITNER, 2005, 2007). Die Flanken des Kelchsautales werden hoch hinauf mit den typischen sandig-kiesigen Eisrandablagerungen bedeckt. An der Ostflanke des Schwaigberghorns (1.990 m) reichen diese Sedimente NNE der Unteren Schwaigbergalm sogar bis auf 1.380 m hinauf. Meist handelt sich hierbei um Kies-Sand-Gemische (GS) mit Übergängen zu schwach geschichteten Diamikten (Dms), teils mit siltiger Matrix. Lagen von laminiertem bis massivem Silt (Fl, Fm), teils *dropstone*-führend (Fmd), sind gelegentlich eingeschaltet. Die Rundung des Lokalspektrums reicht von kantengerundet (*subangular*) bis angerundet (*subrounded*). In dem von Massenbewegungen geprägten Oberlauf des Kehlbaehes reichen Eisrandsedimente (Fazies GS_p) bis knapp unter 1.600 m hinauf.

Dominant glaziolakustrine Sedimente, d.h. *dropstone*-führende Silte, teilweise in Wechsellagerungen mit subaquatisch abgelagerten Diamikten (Dms), sind in dem undulierenden, wahrscheinlich durch seichte Massenbewegungen geprägten Areal westlich Kraftwerk Zwiesel zu finden. Frühere Interpretationen dieser Ablagerungen als subglaziale Sedimente (DIPPENAAR, 2018) werden damit revidiert.

Gschnitz-Stadial und Egesen-Stadial

Die weitere glaziale Entwicklung beschränkte sich auf die Kare, wovon einige im Einzugsgebiet der Kelchsauer Ache schon von DIPPENAAR (2016, 2017, 2018) beschrieben wurden. Die Referenzlokalitäten für die Zuordnung der End- und Seitenmoränenablagerungen zu den spätglazialen Stadien im Sinne von REITNER et al. (2016) sind im Kar NW des Schafsiedel (2.447 m) **Arnbach** als Äquivalent des **Gschnitz-Stadials** und **Küharn** als jenes des **Egesen-Stadials** (DIPPENAAR, 2016). Diese Zuordnung aufgrund der morphologischen Ausprägung und auch Höhenlage wurde mittlerweile durch ¹⁰Be-Datierungen von Olivia Steinemann (ETH Zürich) bestätigt, wobei die dazugehörige Publikation noch aussteht. Im Folgenden werden die wichtigsten Vorkommen besprochen.

Kurzer Grund

Die Erfassung der **Gschnitz**-Vergletscherung in Gebieten mit einem vielgliedrigen Einzugsgebiet aus mehreren Karen, die letztlich zu einer komplexeren Gletschergeometrie geführt haben, ist zumeist sehr schwierig. Es ist nicht leicht, die Endlage sedimentär und morphologisch einigermaßen zu erfassen. Ein derartig komplexes Einzugsgebiet liegt für den **Gletscherhalt bei Wegscheid** vor, der eine deutlich größere Vergletscherung als jene des Egesen-Stadials (s.u.) anzeigt und nicht mehr im Kontakt mit Eisrandablagerungen war (vgl. Sequenzen in REITNER et al., 2016).

Das Einzugsgebiet umfasst den Bereich von der Wasserscheide und LGM-Eistransfluenz Salzachjoch (1.938 m) gegen Norden, mit den großen Akkumulationsflächen im westlichen Talbereich bestehend aus der weitflächigen Rosswildalm ESE der Aleitenspitze (2.449 m), dem Bereich der Wildalmseen ESE des Schafsiedels (2.447 m) und dem breiten Manzenkar. Von Osten konnte maximal ein Eiszufluss aus vergleichsweise kleinen Akkumulationsbereichen unterhalb des Tristkopfs (2.361 m), beim Nadernachjoch (2.190 m), sowie aus den Karen westlich des Kröndlhorns (2.444 m) und nordwestlich des Kröndlbergs (2.440 m) und auch aus dem Kar westlich der Molterfeldspitze (2.248 m) erfolgen.

300 m WNW des Gasthofes Wegscheid befindet sich eine markante Akkumulation von großen subangularen Quarzphyllit-Blöcken (zumeist größer als 1 m), die hier korngestützt vorliegen (R: 285319, H: 5246307). Dieser Sedimentkörper reicht bis etwa 1.160 m, d.h. ca. 50 m über das Talniveau und setzt sich deutlich vom Hang ab. Nach oben hin ist der Bereich von eckigem Steinschlagmaterial geprägt. Dieses Vorkommen wurde aufgrund der grobblockigen Lithologie als End- und Seitenmoränenablagerung klassifiziert, die nahe an der Maximalposition der damaligen Vergletscherung liegt. Jedenfalls ist der sedimentäre Unterschied zum 500 m talabwärts gelegenen Eisrandsedimentkörper südlich der Niederkaseralm eklatant, wo dominant matrixgestützte und geschichtete Diamikte in einer teils siltigen, teils sandigen Matrix mit kantengerundeten bis angerundeten Klaster vorliegen.

300 m SE des Gasthofes Wegscheid liegt weiters in talaufwärts gelegener Fortsetzung eine Seitenmoränenablagerung mit Wallform zwischen ca. 1.200 und 1.300 m vor. In den locker gelagerten sandigen Diamikten sind eckige bis angerundete Klaster, die das lithologische Spektrum des Einzugsgebietes widerspiegeln.

Weitere Seitenmoränenablagerungen, die dem Wegscheid-Gletscherhalt zuzurechnen sind, liegen zumeist westlich der Kurzer Grund-Ache und wurden teilweise schon von DIPPENAAR (2017) beschrieben. Es handelt sich einerseits um distinkte Seitenmoränenwälle, die als korngestützte Diamikte in 1.420–1.480 m Höhe 850 m SE vom Gasthof Wegscheid vorkommen. Das Pendant auf der östlichen Talflanke ist als rudimentär erhaltene Wallform, bestehend aus bis zu 1 m großen Blöcken (eckig bis kantengerundet = *angular* bis *subangular*) bei Selchenrain am Fußweg, so z.B. in 1.380 m, erhalten. Den genannten Seitenmoränenkörpern gehört auch eine abgerundete Wallform ca. 700 m NE der Manzenkaralm an, die in etwa 1.680 m ansetzt und an deren Oberfläche einige mehrere Kubikmeter große Blöcke (kantengerundet bis angerundet), manche sogar größer als 100 m³, liegen. Südlich davon erstreckt sich der Karboden, der letztmals im Gschnitz-Stadial subglazial überprägt wurde und der durch E–W streichende *flute*-artige Formen charakterisiert ist. Der Kontrast zu den westlich gelegenen Egesen-zeitlichen Endmoränenkörpern (DIPPENAAR, 2017) könnte nicht größer sein. Zu beachten ist allerdings, dass es auch noch morphologische Elemente gibt, die nur mit dem LGM-Eisabfluss zu erklären sind, sowie der etwa 300 m lange, SW–NE streichende subglaziale Wall aus Grundmoränenablagerung etwa 950 m ENE der Manzenkaralm.

Nimmt man die Rosswildalm als Ausgangspunkt, dann war der Gschnitz-zeitliche Gletscher, dessen Maximalposition nahe dem Gasthof Wegscheid lag, etwa 6 km lang und damit, auch flächenmäßig, einer der größten in den Kitzbüheler Alpen. Eine Unwägbarkeit hinsichtlich Gletschergeometrie ergibt sich aus dem sicherlich vorhandenen Abfluss vom Salzachjoch gegen Süden, wo es im Einzugsgebiet der Salzach nicht einmal ansatzweise Hinweise zur Gletscherausdehnung gibt. Eine kleinere Unsicherheit hinsichtlich des Eiszuflusses gibt es bezüglich eines untergeordneten Eiszuflusses von der östlichen Talflanke aus dem Kar NE der Molterspitze (2.248 m), der im entsprechenden Abschnitt bezüglich Evidenzen und Gletschergeometrie besprochen wird (s.u.).

Rosswildalm

Die gegen Südost exponierte Rosswildalm ist durch einen weitflächigen, subglazial geprägten Karboden mit Grundmoränenbedeckung charakterisiert. Umso deutlicher heben sich davon die wenigen Seitenmoränenablagerungen aus dem Egesen-Stadial ab. Drei Staffeln von akzentuierten Endmoränenwällen ließen sich charakterisieren, wobei die tiefstgelegene bis etwa 2.140 m reicht (R: 283048, H: 5243064). Der grobblockige Aufbau und die eigentümliche Geometrie der gegen Süden exponierten Paläogletscherzunge weist auf deutlichen Schutteintrag von den südschauenden Felswänden auf und war vermutlich von Schneedrift beeinflusst. Eine nahegelegene Blockgletscherablagerung mit einem Ende in 2.170 m ist mit großer Wahrscheinlichkeit eine Bildung des ausgehenden Egesen-Stadials.

Wildalmkar

Das gegen ESE exponierte Kar ist im Gegensatz zur Rosswildalm sehr gut gegen Süden abgeschattet. Zusammen mit dem auch insgesamt höheren Einzugsgebiet beim Obe-

ren Wildalmsee, erklärt dies auch, warum die Egesen-Vergletscherung bis etwa 1.980 m reichte, und damit deutlich tiefer als bei der Rosswildalm. Die Moränenstaffeln dokumentieren mindestens sechs Gletscherhalte, womit eine ähnliche Vielfalt belegt ist wie im nördlich anschließenden Manzenkar das mit dem Wildkaralmgletscher zumindest während der Maximalausdehnung über den Eisabfluss aus dem Bereich des Oberen Wildalmsees verknüpft war. Die meisten Endmoränenablagerungen befinden sich gut erhalten südlich bzw. südöstlich des Mittleren und Unteren Wildalmsees, welche letztmalig im Gschnitz subglazial überformt wurden. Der grobblockige Aufbau der morphologisch frisch erscheinenden, meist nur wenige Meter hohen Wallformen belegt hier ehemals schuttbedeckte Gletscher, was angesichts der hoch aufragenden, langgestreckten und nordexponierten Felswand der Aleitenspitze (2.449 m) auch nicht verwundert. Trotz der darunter befindlichen ausgedehnten Schuttfelder fehlen hier erstaunlicherweise Blockgletscherablagerungen.

WNW des Tristkopfs und NW des Kröndlorns

Eine der kuriosesten Gletschergeometrien liegt **NW des Tristkopfs** (2.361 m) vor, wo der vollständig erhaltene Endmoränenbogen eine offensichtlich stark schuttbedeckte wie auch lawinengenährte Gletscherzunge des Egesen-Stadials ohne erkennbares Nährgebiet nachzeichnet, die bis ca. 2.040 m hinabreichte. Möglicherweise sorgte auch die Präsenz eines Hängegletschers am Tristkopf samt Eisabbruch für die entsprechende Nahrung des Gletschers. Der höchste Ansatz der Seitenmoräne liegt in ca. 2.100 m.

Im **Kar nordöstlich des Kröndlorns** (2.444 m) reichte die maximale Egesen-Vergletscherung bis etwa 2.065 m hinab. Neben dem Moränenwall, der die maximale Gletscherausdehnung anzeigt, gibt es noch über Endmoränenwälle dokumentierte Gletscherhalte. Bei den Endmoränenablagerungen handelt es sich meist um max. 4–5 m hohe Wälle aus teils korngestützten großen Blöcken. Ein hochgelegener Seitenmoränenansatz, der jedenfalls für den mittleren Gletscherhalt einen Hinweis auf die Höhenlage der damaligen Schneegrenze dieser schuttbedeckten Gletscher bildet, liegt in 2.175 m. Nach der Vergletscherung konnten sich zwei Blockgletscher mit Untergrenzen in 2.170 m und 2.200 m entwickeln.

Auch im kleinen, von hohen Felswänden umrandeten **Kar nordwestlich des Kröndlbergs** (2.440 m) lag im Egesen-Stadial ein stark schuttbedeckter Gletscher, dessen Zunge bis 2.165 m reichte. Der perfekt erhaltene, etwa 10 m hohe Endmoränenwall ist aufgrund der gestaffelten Wälle das Produkt von vier Halteständen, die von einem, durch die sukzessive Schuttakkumulation, geometrisch stark eingeschränkt vorstoßenden Gletscher zeugen. Der höchste Ansatz der Seitenmoränenablagerung weist auf eine Höhenlage der Schneegrenze in 2.230 m hin.

Umgebung der Molterfeldspitze und Schneegrubenspitze

Im Vorfeld der **Kare westlich, nördlich und nordöstlich der Molterfeldspitze** (2.248 m) existieren Sedimentkörper, deren Höhenlage und morphologische Charakteristik für die Zuordnung zum **Gschnitz-Stadial** sprechen. So befindet sich im Bereich der Molterfeldalm zwischen 1.830

und 1.750 m ein breiter, bogenförmiger Seitenmoränenwall mit abgerundetem Kamm und vielen Quarzphyllit-Blöcken an der Oberfläche. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um eine Seitenmoränenablagerung des gschnitzzeitlichen Gletschers aus dem Kar nordwestlich der Molterfeldspitze und aus jenem sehr kleinen Kar nördlich dieser Erhebung, der hier eine kleine Moränenbastion bildete. Dessen nördlichste Zunge hing noch steil in den, das Kar NE der Molterfeldspitze entwässernden Graben hinab. Dort ist an der orografisch rechten Seite noch zwischen 1.530 und 1.660 m ein Rest eines Seitenmoränenkörpers ersichtlich, der einen Gletscherast anzeigt, der vermutlich gerade nicht mehr den Kurzen Grund-Gletscher (mit Halt nahe dem Gasthof Wegscheid) erreicht hat. Bei der Rekonstruktion der Gletschergeometrie im südlichen Teil der Molterfeldalm muss man noch den Abfluss aus dem Kar westlich der Molterfeldspitze einrechnen, der im Kontakt zu den zuvor besprochenen Eismassen gegen Nordwesten abfluss und Teil des Kurzen-Grund-Gletschers im Gschnitz war. Zieht man die Höhenlage der zuvor beschriebenen Seitenmoränenkörper bei der Molterfeldalm in 1.830 m sowie ein isoliertes Vorkommen im Vorfeld des Kars in 1.890 m nordwestlich der Molterfeldspitze in Betracht, dann hat man hier einen, wenn auch groben Hinweis auf die Mindesthöhe der Schneegrenze im Gschnitz-Stadial.

Deutlich beeindruckender sind die erhaltenen Belege für die Vergletscherung im **Egesen-Stadial**:

Eine 60–80 m hohe Moränenbastion markiert den Halt eines schuttbedeckten Gletschers aus dem **Kar westlich der Molterfeldspitze**, dessen Zunge bis etwa 1.915 m hinab reichte. Ein derartig imposanter Sedimentkörper ist nicht allein das Resultat des Maximalstandes, sondern das kumulative Produkt der langwährenden Vergletscherung in der Jüngeren Dryas. Der höchste Ansatz der perfekt erhaltenen Seitenmoräne in 2.075 m liefert einen guten Hinweis auf die Höhe der Schneegrenze bei NW-Exposition während des Egesen-Maximalstandes.

Die Vergletscherungen des **kleinen Kars nördlich und jenes nordöstlich der Molterfeldspitze** hingen zumindest während der älteren und größeren Egesen-Stände zusammen. Eine sehr scharf gezeichnete etwa 25 m hohe End- und Seitenmoränenablagerung mit akzentuiertem Wall, setzt im Kar nördlich der Molterfeldspitze in 2.055 m an. Im östlich anschließenden großen Kar belegt die etwa 100 m hohe Moränenbastion einerseits, dass der schuttbedeckte Gletscher maximal bis etwa 1.915 m hinab vorgestoßen war. Andererseits ist auch hier eine nicht näher auflösbare Mehrphasigkeit der Ablagerung ersichtlich, die letztlich auch ihren Niederschlag in der – bezogen auf die Kargröße – unglaublich großen Sedimentmenge gefunden hat. In diesem Kar gibt es noch eine Endmoräne, die eine Gletscherausdehnung etwa halb so groß wie jene der Maximalausdehnung dokumentiert. Weiters befindet sich innerhalb der Maximalausdehnung eine kleine Blockgletscherablagerung mit Unterkante in 2.050 m, die vermutlich eine Bildung einer späteren Egesenphase ist.

Im **Kar nördlich der Schneegrubenspitze** (2.237 m) ist in ca. 1.790 m an der orografisch linken Talseite des im Kar entspringenden Baches der Ansatz einer bogenförmigen Endmoränenablagerung zu finden. Diese zeichnet sehr schön eine bis 1.690 m hinabziehende Gletscherzunge im **Gschnitz-Stadial** nach. Die **Egesen**-zeitlichen Ab-

lagerungen bestehen aus einer Blockgletscherablagerung (mit Unterkante in 1.919 m), die sich offensichtlich aus einer unmittelbar hangaufwärts gelegenen Moränenbastion eines schuttbedeckten Gletschers entwickelt hat. Letztere besteht wiederum aus zwei hintereinander gestaffelten Wällen, die +/- quer in E–W-Richtung über dieses kleine Kar verlaufen. Nimmt man den höchsten Ansatz der Endmoräne mit ca. 2.030 m, so hat man einen Hinweis auf die Schneegrenze im Egesen-Stadial, wobei hier sicherlich spezielle, topografisch begünstigte klimatische Bedingungen vorlagen und noch heute vorliegen. Darauf weist auch schon der Name Schneegrubenspitze hin.

Diese speziellen Bedingungen sind auch beim benachbarten Kar **NE der Schneegrubenspitze** (2.237 m) zu berücksichtigen. Ein Erosionsrest einer Seitenmoränenablagerung mit abgerundetem Kamm, etwa 700 m SE der Trattenbachalm (1.432 m), belegt ein **Gletscherende aus dem Gschnitz-Stadial** in ca. 1.500 m.

Ein bis etwa 1.800 m reichender, max. 10 m hoher Wall, der einen Lobus nachzeichnet, sowie zwei weitere darin vorkommende Wälle etwa 150 m SE der Schneebergalm (1.780 m), werfen die Frage ihrer Genese auf, zumal es sich hier um eine Fließform im Sinne einer Blockgletscherablagerung oder auch um Endmoränenablagerungen handeln könnte. Da hier nur glazigen geformtes Material in Diamikten vorkommt, werden die teils frischen, teils verwaschenen Wallformen als Dokumente der **Egesen-Vergletscherung** angesehen. Südlich davon liegt eine eindeutige Ablagerung eines Blockgletschers (Untergrenze in etwa 1.835 m) vor, der sich aus Schutthalden entwickelte. Das Bild der durch multiple Gletscherhalte geprägten Egesen-Vergletscherung komplettieren zwei separierte Endmoränenablagerungen im westlichen und östlichen Karbereich. Der Ansatz einer Seitenmoräne im westlichen Karabschnitt belegt mit etwa 2.000 m eine Mindesthöhe für die korrespondierende Schneegrenze.

Nordflanke des Schwaigberghorns (1.990 m) und des Feldalphorns (1.923 m)

Im **Kar nördlich des Schwaigberghorns** sind „Im Kessel“ um 1.750 m unbedeutende, 2–3 m hohe, abgerundete Wälle zu finden, die aus locker gelagerten matrixgestützten Diamikten mit sandiger Matrix und angularen bis subangularen Geschieben bestehen. Angesichts der bis auf 1.600 m hinaufreichenden Eisrandablagerungen, der Morphologie der Wälle und dem Fehlen weiterer Hinweise auf Gletscherhalte unterhalb von „Im Kessel“ werden die beschriebenen Endmoränenablagerungen dem **Gschnitz-Stadial** zugeordnet. Eindeutige Blockgletscherablagerungen mit Untergrenze in 1.835 m, deren Hinterland durch Schutthalden charakterisiert ist, sind dagegen vermutlich Bildungen des Egesen-Stadials.

Die **karförmige Nische auf der Nordseite des Feldalphorns**, deren Struktur dem Kar des Schwaigberghorns gleicht, ist frei von jeglichen glazialen Spuren und weist nur auf das Wirken von Massenbewegungen hin. Insofern ist die Bezeichnung „Kar“ für diese Hohlform erst nach der nächsten Vergletscherung korrekt.

Windautal (Würm-Spätglazial)

Steinbergstein (2.215 m) – Ramkarkopf (2.062 m)

Von der Hohen Salve aus betrachtet, ist der Steinbergstein innerhalb der näheren Kitzbüheler Alpen ein – aufgrund seiner ungewöhnlich schroffen Erscheinung und der nord-exponierten Felswand – wirklich herausragender Gipfel, sodass die Verdopplung im Namen durchaus nachvollziehbar ist. Im Vorfeld der Steilwand prägen Murschuttfächer die Szene. Der wesentliche Ansatzpunkt für die Gliederung sind die im Steinberggraben an der orografisch rechten Seite von 1.300 m aufwärts vorkommenden Sedimentkörper. Aufschlüsse (z.B. R: 288696, H: 5247942) zeigen locker gelagerte Delta-Foresets (GSp) mit einer Schichtung von 070/25 und graue geschichtete Diamikte (Dms) mit überwiegend kantengerundetem, aber seltener auch angerundetem Lokalmaterial. Gelegentlich sind auch massige graue Silte (Fm) dabei. Es handelt sich hier eindeutig um eine gegen Osten geschüttete Eisrandablagerung aus der Eiszerfallsphase, wobei die durch Erosion herausgebildete wallförmige Morphologie – so wie bei Ranach im Kalsertal (ÖK 179 Lienz; REITNER et al., 2016) – eine Endmoränensituation vortäuscht. Diese Eisrandablagerung zieht im Liegenden der Murschuttfächer noch bis etwa 200 m NE der Niederkaralm (1.446 m) talaufwärts.

Im nördlichen Teil des oberen Einzugsgebietes des Steinberggrabens, so westlich der Oberen Lärchenbergalm, liegt eine Grundmoränenfläche ohne Hinweise auf einen spätglazialen Gletscherhalt vor. Nur 150 m SE der Kote 1.904 m ist eine spätglaziale Bildung in Form einer Blockgletscherablagerung mit Unterkante in 1.905 m zu finden. Nördlich des Ramkarkopfes liegt eine schwieriger zu lösende Situation vor: Etwa 300 m ENE des Gipfels lässt sich eine eindeutige Blockgletscherablagerung mit Unterkante in ca. 1.915 m kartieren. Etwa 150 m NE des Ramkarkopfes kommen zwei ineinander geschachtelte, bogenförmige, scharf gezeichnete Wälle vor, die aus zum Teil korngestützten angularen Blöcken (IBoSCc) bestehen und in 1.980 m (im Westen) bzw. 1.970 m (im Osten) ansetzen. Der Verlauf und die Morphologie, sowie der innere, von den Wällen umschlossene flache Bereich, zeigen keine Ähnlichkeit mit jenen von Blockgletscherablagerungen. Somit handelt es sich hierbei um die Endmoränenablagerung eines sehr kleinen Gletschers, der nur über Winddrift von Westen und Schuttbedeckung überhaupt existieren konnte. Demgegenüber ist der Wall unterhalb des Gipfels in 2.000 m der Ausdruck eines antithetischen Bruchs durch Hangtektonik. Derartige Massenbewegungsstrukturen, die an der Westseite des Ramkarkopfes häufiger auftreten, sind im Kontext mit der großen tiefgründigen Hangdeformation der Hoheggalm (1.409 m) an der Ostflanke des Kurzen Grundes (Kelchsautal; DIPPENAAR, 2018) zu sehen.

Liegen in der Mulde nördlich des Ramkarkopfes nur spärliche glaziogene Sedimente aus dem Spätglazial vor, so ändert sich das Bild weiter südlich in dem durch eine schroffe Felswand begrenzten Kar des Steinbergsteins deutlich. So ist hier ein gut erhaltener Endmoränenbogen kartierbar, der im Westen in ca. 1.980 m ansetzt, sich auf weiten Strecken an die Südflanke des Ramkarkopfes anschmiegt und dessen tiefster Kammabschnitt in etwa 1.840 m liegt. Diese bis zu 30 m hohe Ablagerung ist das Resultat von zumindest drei Halteständen, wie die Morphologie dieser

Moränenbastion mit kleinen akzentuierten Wällen im tieferen Abschnitt zeigt. Letztlich liegt hier der Stand eines Paläogletschers vor, dessen Größe wiederum nur mit einer Nahrung über Schneedrift aus dem Westen und damit einhergehendem Lawineneintrag sowie starker Schuttbedeckung infolge der steilen Karrückwand erklärbar ist. Der einzige Anhaltspunkt für die chronologische Klassifikation auf Basis von spätglazialen Sequenzen ist hier nur mit den zuvor erwähnten Eisrandsedimenten gegeben. Aus der Morphologie und dem großräumigen Zusammenhang, insbesondere der Absenkung der unzweifelhaften Egesen-zeitlichen Vergletscherung gegen Norden, ist hier wie auch nördlich des Ramkarkopfes eine Einstufung der Ablagerungen und Formen in das **Egesen-Stadial** am plausibelsten. Das Fehlen von Gschnitz-Ablagerungen ist mit dem steilen Gelände inklusive Felsstufen westlich bzw. südwestlich der Niederkaralm (1.446 m) sowie dem offensichtlichen starken Massenabtrag (siehe Murschuttfächer) zwanglos zu erklären.

Das steile Relief und die dementsprechende Ausräumung haben das Kar unmittelbar NE des Steinbergsteins geprägt, sodass keine glaziogenen Ablagerungen erkenntlich sind. Demgegenüber liegt im kleinen Kar ENE des Steinbergsteins eine Endmoränenablagerung (R: 288493, H: 5247074) mit höchstem Ansatz der Seitenmoräne in etwa 1.820 m vor. Dieser bis zu 10 m mächtige Wall besteht im tieferen Abschnitt aus matrixgestütztem Diamikt und an der Oberfläche aus kantigen großen Blöcken in korngestützter Lagerung (LBoSCc), eine Abfolge, die typisch für Ablagerungen von schuttbedeckten Gletschern ist. Aus der Gesamtsituation dürfte es sich hierbei um eine Ablagerung aus dem **Gschnitz-Stadial** handeln, die durch einen jüngeren, das Kar von SW nach NE querenden, antithetischen Bruch (Massenbewegung) zerschnitten wird.

Während der Südwestabhang bis östlich der Trattenbachalm von tiefgreifenden Massenbewegungen geprägt ist und keine Spuren von spätglazialen Kargletschern erkennen lässt, weist die Südost- bis Ostflanke ein durchaus reichliches Inventar an spätglazialen Sedimenten und Formen auf. So umgrenzt im gegen Südost exponierten Kar eine grobblockige Endmoränenablagerung mit Ansatz in 1.980 m eine Blockgletscherablagerung. Aufgrund der Exposition liegt hier am ehesten ein glaziogener Sedimentkörper eines Gschnitz-Gletschers vor, in dessen ehemaligen Zungenbereich ein (?Egesen-zeitlicher) Blockgletscher vorstieß. Weitere Blockgletscher konnten sich wahrscheinlich in derselben Phase weiter südöstlich, nördlich und nordöstlich aus kleinen Schutthalden entwickeln. Untergeordnet wurde dabei auch zuvor glaziogen transportiertes Material inkorporiert.

Deutlich komplizierter zu interpretieren ist der Bereich westlich bzw. südwestlich der Lagfeldental (1.668 m). Das weitflächige Almareal wird von Grundmoränenablagerung geprägt, die großräumig auch im Nordosten bis zur Brunnachalm zu verfolgen ist. In dem teils von Latschen bedeckten Gebiet 400 m SW der Lagfeldental ist zuerst im Laserscan, aber schließlich auch bei genauer Betrachtung im Gelände, eine auffallende morphologische wallförmige Struktur mit abgerundeten Kamm ersichtlich. Diese verläuft in einen gegen SE vorgewölbten Bogen, der in 1.890 m einsetzt. Nach dem Material zu urteilen, handelt es sich um eine Endmoränenablagerung, wobei das Einzugsgebiet keineswegs an ein Kar erinnert. Obwohl der

darunterliegende Hang von Massenbewegungsstrukturen wie Antitheter, sowie im tiefsten Bereich um 1.400 m durch den Abriss einer Rotationsgleitung gekennzeichnet ist, lässt sich die Form und Ausprägung nicht mit durchgepausten Massenbewegungsstrukturen, sondern nur mit einem Gletscher aus dem **Gschnitz-Stadial** erklären.

Gebiet NE des Kröndlbergs mit der Rotwand-Grundalm

Ehe auf die Hinterlassenschaft der spätglazialen Vergletscherung eingegangen wird, sind hier ein paar Ausführungen zu den topografischen Bedingungen wie auch zur LGM-Situation angebracht: Der zentrale Bereich des genannten Geländes, nämlich das weitgespannte Kar, wird umrandet vom Mitterkopf (2.306 m) im Süden und vom Kamm zwischen Kröndlberg (2.440 m) und Molterfeldspitze (2.248 m) im Westen. Der höchste Karboden, in den der Reinkarsee (2.194 m) eingebettet ist, liegt mit seiner Lage zwischen 2.200 und 2.300 m sehr hoch für diesen Teil der Kitzbüheler Alpen. Er hat aber den Nachteil, dass er nicht nur gegen Osten, sondern zu einem großen Teil auch gegen Süden exponiert ist. Die Öffnung gegen Süden ist am tieferen Karboden durch den Mitterkopf (2.306 m) ein wenig abgemildert. Allerdings liegt dieser Bereich um 100 m tiefer, ehe dann im Osten der Steilabfall zur Rotwand-Grundalm (1.597 m) einsetzt. Zudem fällt massiv auf, dass es im Karbereich fast keine Hangschutthalden gibt, dies im Gegensatz zu den west- bis nordwestexponierten Karen des Kröndlbergs oder der Molterfeldspitze (s.o.), deren Karrückwände allerdings auch mindestens 100 m höher sind.

Östlich des Kammes Mitterkopf (2.306 m) bis Kote 2.229 m gehört der überschlossene Bereich mit Freimöserkopf (2.005 m) und dem Grünkogel (1.963 m) zum Transflussbereich der Filzenscharte (1.636 m). Hier gab es während des LGM einen massiven Eisübertritt aus dem Salzachtal-Einzugsgebiet in das Windautal. Von dieser überwiegend felsigen Landschaft mit nur untergeordneten Grundmoränenflächen setzt sich der eindrucksvolle, von weitem erkennbare, z.T. mehr als 20 m hohe Seitenmoränenwall der **Rotwand-Grundalm (1.597 m)** ab. Dieser Wall markiert den ersten spätglazialen Haltestand eines Gletschers unmittelbar im Windautal. Die Endlage des Paläogletschers ist 400 m NE der Almhütte durch einen Wall aus korngestützten Blöcken (R: 288730, H: 5243608) dokumentiert, der bis etwa 1.420 m hinabreicht. Aus der Sequenz heraus (s.o.) sind die Endmoränenreste als eine Ablagerung eines Lokalgletschers aus dem Kar des Reinkarsees während des **Gschnitz-Stadials** zu klassifizieren. Dies wurde auch durch bisher nicht publizierte ¹⁰Be-Expositionsaltersdatierungen (Olivia Steinemann, ETH Zürich) bestätigt. Die Paläogletschergeometrie ist ansonsten leider nicht gut rekonstruierbar. Allerdings ist ein Zufluss aus dem Bereich östlich der Molterfeldspitze aufgrund der dortigen Höhenlage auszuschließen. Die gegen NNE bis E streichenden *Flutes* im Bereich des tieferen Karbodens zwischen Mitterkopf und Unterstandshütte sind vermutlich subglaziale Bildungen aus dieser Zeit. Bei den Rundhöckern ist zumindest von einer teilweisen Anlage im LGM auszugehen. In dieser subglazial geprägten Landschaft sind südlich und nördlich des kleinen Sees 300 m östlich des Reinkarsees (2.194 m) zwei kleine akzentuierte Seitenmoränenwälle zu finden. Diese belegen einen kleinen Kargletscher, der gerade noch über die Karschwelle ge-

flossen ist und in etwa 2.080 m sein Ende hatte. Dieser vergleichsweise mickrige Rest der **Egesen-Vergletscherung**, wie auch die geringe Gletschergröße überraschen auf den ersten Blick. Allerdings ist dieser Befund mit den naturräumlichen Bedingungen (s.o.) hinsichtlich ungünstiger Südexposition und unergiebigere Schuttproduktion von den umgebenden Felswänden, die hier keine schützende „Haut“ für den Paläogletscher produzierten, zu erklären.

Miesenbachalm – Neualm – Speikkogel-Nordseite

Der Kamm Steinkogel (2.299 m) – Speikkogel (2.232 m) war während des LGM an der West- wie auch an der Ostflanke eisumflossen, wovon der subglazial abgeschliffene Kambereich südöstlich des Gamskogels (2.206 m) und, ganz besonders, das Areal um die Geige (2.084 m) zeugen. Ausgedehnte Areale im breiten Talraum südlich der Miesenbachalm mit Grundmoränenablagerung, die zum Teil etwa S–N orientierte subglaziale Wälle aufweisen, sind Belege aus dem LGM.

Talaufwärts liegt bei der Neualm in etwa 1.920 m der erste bogenförmige, sehr grobblockreiche Endmoränenkörper vor, der teilweise ein kleines Moor umschließt. Darüber, d.h. gegen Süden, folgt eine Blockgletscherablagerung mit Unterkante in 1.925 m, die sich klassisch aus einer Schutthalde im Kar unterhalb der Nordseite des Speikkogels (2.232 m) entwickelt hat. Das höchstgelegene Endmoränenvorkommen liegt im kleinen Kar NW des Speikkogels: die sehr kleinen, 2–3 m hohen Wälle in etwa 2.100 m bestehen aus Diamikten. Betrachtet man die Sequenz und berücksichtigt, dass nur wenige potenzielle Akkumulationsflächen gegen Süden abgeschattet sind (nämlich nur jene direkt unterhalb des Speikkogels), dann ist das Endmoränenvorkommen bei der Neualm als Bildung aus dem **Gschnitz-Stadial** und das höchstgelegene als Beleg aus dem **Egesen-Stadial** zu betrachten. Letztere Phase dürfte auch der Bildungszeitraum für die markante Blockgletscherablagerung (mit Untergrenze in ca. 2.050 m) südöstlich des Gamskogels (2.206 m) sein.

Miesfangalm – Brechhorn – Feldbergalm

Die Westflanke des Windautales zwischen Miesenbachalm im Süden und Hintenkarscharte im Norden weist keine Belege für spätglaziale Vergletscherung auf. Zum einen fehlen deutliche Kare als Akkumulationsflächen für Paläogletscher und zum anderen sind nördlich des Gerstinger Tretls selbst die Kambereiche stark von Massenbewegungen geprägt.

Vereinzelte findet man größere Flächen von Grundmoränenablagerung vor, wie zum Beispiel bei der Nische nördlich Hintenkarscharte (1.829 m). Dort zieht die LGM-Grundmoränenbedeckung sogar bis zum Kamm in etwa 1.900 m hinauf, ohne jegliches Anzeichen für eine ehemalige Präsenz spätglazialer Gletscher. Eine Ausnahme bildet der Seitenmoränenrest etwa 150 m NNW der Miesfangalm (1.657 m), der an der Forststraße in 1.630 m angeschnitten vorliegt. Dort ist ein locker gelagerter, matrixgestützter Diamikt mit dominanten Metatuff-Geschieben (angular bis subangular) aufgeschlossen. Somit handelt es sich um eine Ablagerung eines westexponierten Paläogletschers mit einem Einzugsgebiet in der jetzt durch Massenbewegungen geprägten Nische etwa 600 m SSW des Brechhorns (2.032 m). Die Höhenlage spricht hier für **Gschnitz-Stadial**

als Bildungszeitraum. Damit ist auch schon das nördlichste spätglaziale Vorkommen einer End- bis Seitenmoräne an der Ostflanke des Windautales beschrieben.

Selbst unmittelbar unterhalb des Brechhorns (2.032 m) sind keine glazialen Formen erhalten. Einzig eine Blockgletscherablagerung mit Untergrenze in fast 1.800 m auf der NNW-Flanke dieses Gipfels, die sich aus einer Schutthalde entwickelte, setzt sich von den Grundmoränenarealen bei der Feldbergalm ab.

Oberstes Einzugsgebiet des Brixenbaches (Würm-Spätglazial)

Mehrere Zehnermeter mächtige Eisrandsedimentkörper, die zum Teil schön gegen N bis NW geschüttete Delta-Foresets wie auch zum Teil *slumping*-Strukturen aufweisen, sind der Beleg für eine Akkumulation in einer Nische am Rand eines mächtigeren, abschmelzenden Eiskörpers im E-W streichenden Teil des oberen Brixentals. Diese Belege aus der **Eiszerfallsphase** sind bis hinauf auf etwa 1.400 m, selbst im Liegenden der ausgedehnten Murfächerablagerungen östlich der Talkaser-Niederalm, zu finden. In dieser Kartierung wurden damit eine Reihe von zuvor von HEINISCH (2000) aufgenommenen Moränenablagerungen dementsprechend uminterpretiert. Somit liegt auch eine genetische und zeitliche Verknüpfung mit den schon in REITNER (2005) dokumentierten Sedimentkörpern aus der Eiszerfallsphase beim Talausgang in der Umgebung von Winkl vor.

Oberhalb dieser mächtigen Vorkommen von Eisrandablagerungen ist im Einzugsgebiet des Brixenbaches nur mehr eine Gruppe von Endmoränenablagerungen zu finden, die hier – schon vorweg – aufgrund der Position in der Spätglazial-Sequenz, der morphologischen Charakteristik und der Höhenlage als Belege der Vergletscherung im **Gschnitz-Stadial** klassifiziert werden. Die Beispiele werden von Westen gegen Osten erläutert:

An der Nordflanke des Nachtsöllberges befindet sich ein etwa 350 m langer, im Schnitt 5 m hoher Wall aus diamiktischem, matrixgestütztem Material mit eckigen bis kantengerundeten Quarzporphyren. Der höchste Ansatzpunkt der Seitenmoräne liegt in 1.720 m, womit ein Anhaltspunkt für die Schneegrenze dieses kleinen schuttbedeckten Paläogletschers gegeben ist.

Unterhalb der felsigen Nordostflanke des Fleidings (1.892 m) befindet sich eine kleine Nische von 300 m Breite, die offensichtlich ausreichend groß für die Entwicklung eines Gletschers war. So ist der linksseitige, d.h. nordwestliche, 5–8 m hohe Seiten- und Endmoränenbogen mit abgerundetem Kamm, vom Ansatz in 1.730 m bis zur tiefsten Paläogletscherposition in ca. 1.600 m erhalten. Aufschlüsse darin zeigen sandigen matrixgestützten Diamikt (Dm, SSC) mit sehr eckigen bis kantengerundeten Quarzporphyrklasten. Die Höhenlage der Schneegrenze basiert auf dem höchsten Ansatz der Seitenmoräne (MELM) in etwa 1.730 m.

Auch auf der unspektakulären Nordseite des Gampenkogels (1.957 m) gab es im obersten Einzugsgebiet des Schranbaches im Gschnitz-Stadial einen kleinen Gletscher, der bis etwa 1.590 m hinabreichte und dessen ehemaliger Zungenbereich überwiegend von Hangschutt hinterfüllt vorliegt.

Spertental (Würm-Hoch- bis Würm-Spätglazial)

Die (sub-)glaziale Prägung des Spertentales ist aufgrund der vielen tiefgreifenden Massenbewegungen wie am Gaisberg und am Usterberg (REITNER, 2005; GRUBER et al., 2020) nicht so leicht erkennbar. Eine kartenmäßige Darstellung sowie eine, im Vergleich zum Kitzbüheler und Hopfgartner Raum, eher kurze Beschreibung der Sedimentvorkommen an den tiefer gelegenen Talflanken wurde schon in REITNER (2005) präsentiert.

Im Hinblick auf das Verständnis des LGM ist der Hinweis auf das Stangenjoch (1.713 m), das Schöntaljoch (2.008 m) und die Geigenscharte (2.028 m) als tiefste Übergänge zum südlich gelegenen Salzachtal wichtig. Diese subglazial überprägten LGM-Transfluenzspässe ermöglichten den Eisübertritt von Salzachgletschereis (allerdings nicht Zentralgneis führendes Tauerneis) in das Spertental. Der Großteil der Grundmoränenbedeckung an den Flanken des Spertentales stammt aus der Phase der letzten Großvergletscherung. So sind große Areale mit diesem subglazialen Sediment an der orografisch linken Seite zwischen Himmeltalbach und Kirchberg in Tirol zu finden. Dabei variiert die Matrixfarbe der überkonsolidierten, massiven und matrixgestützten Diamikte (Dmm) zwischen grau und rot, in Abhängigkeit davon, ob graue Meta-Sedimente der Grauwackenzone oder rote Sandsteine des „Permoskyth“ im Untergrund vorlagen. In Bereichen, wo Massenbewegungen zur Zerreißung bzw. Zerlegung der ursprünglich noch größeren Bedeckung mit Grundmoränenablagerungen geführt haben, wurde in der Karte „Moränenstreu“ dargestellt.

An dieser Stelle sei auch nochmal darauf hingewiesen, dass es nur ein winziges Vorkommen von Sedimenten der LGM-Vorstößphase mit LGM-Grundmoränenablagerung am Top im Graben beim Gehöft Krin zwischen 1.040 und 1.080 m gibt, das in REITNER (2005: 72f.) beschrieben ist.

Im Bereich südwestlich des Himmeltalbaches (orografisch rechte Spertentalseite) zwischen Kälberwaldalm (in ca. 1.400 m) und der Skistation in 1.366 m ist in einem ausnahmsweise nicht durch Massenbewegungen geprägten Areal ein Set von mindestens vier mäandrierenden, teilweise verzweigten Rinnen ersichtlich. Diese Erosionsstrukturen zeigen prinzipiell einen Abfluss von Süden gegen Norden an. Die Länge schwankt zwischen 300 und 600 m, und die Breite liegt überwiegend bei maximal 20 m. Der Untergrund ist zum Teil Fels oder Diamikt (Grundmoränenablagerung). Nördlich der Kälberwaldalm grenzt daran ein kleines Vorkommen von Eisrandablagerung, bestehend aus Kies-Sand-Gemisch mit sehr angularen bis subangularen (lokalen) Metabasit-Klasten. Hier, wie auch im Umfeld der Rinnen, fehlen Hinweise auf perfekt gerolltes Material, wie man es sich bei Schmelzwassersedimenten erwarten könnte (s.o. Stockeben). Trotzdem halte ich die Strukturen mit ihrer ausgesprochenen Sinuosität für subglaziale bis randglaziale Schmelzwasserrinnen, die vermutlich „Schnappschüsse“ der Drainage an der Gletscherbasis am Beginn der Eiszerfallsphase dokumentieren. Die jetzt verfügbaren Laserscanbilder zeigen, dass solche Erosionsstrukturen in den Bereichen ohne Massenbewegungen häufiger sind, so wie in dem Grundmoränenareal im Brixental NE von Lauterbach, unterhalb von Tanzen und bei Griesberg.

Die Eisrandsedimente nördlich von Aschau, wie z.B. bei der Inneren Kleinseite, wurden schon in REITNER (2005) beschrieben. Neue Aufschlüsse lassen zuvor getroffene Beschreibungen und Interpretationen buchstäblich „alt“ im Sinne von falsch aussehen. So erbrachte der Wegebau im Fußbereich des Gaisberges in der Kehre in ca. 1.020 m einen fulminanten Aufschluss von verhältnismäßig flachliegenden, kataklasierten Karbonaten, ohne, dass hier ein Hinweis auf die Verzahnung einer Gaisberg-Massenbewegungsscholle mit Eisrandsedimenten erkennbar ist. Überhaupt wird die Frage, wie groß der Anteil von Massenbewegungsprozessen an der aktuellen geologischen Situation auf der Gaisberg-Ostseite im Verhältnis zur tektonischen Ausgangssituation ist, gegenwärtig innerhalb des Kartierungsteams der Geologischen Bundesanstalt noch intensiv diskutiert. Diesbezüglich sei auf die detaillierten Ausführungen von GRUBER et al. (2020) verwiesen.

Im Hinblick auf die weitere Diskussion, insbesondere zum Befund am Talausgang der Schönbachalm, ist es nötig, kurz auf die schon in REITNER (2005) beschriebene Gletscheroszillation in der Eiszerfallsphase am Ausgang des Kienzingbaches hinzuweisen. Dort überlagern in etwa 1.100 m Ablagerungen eines Kienzingbachgletschers, bestehend aus auch morphologisch erkennbarer Seitenmoräne sowie überkonsolidierter Grundmoränenablagerung, an der Basis Silte und Sande, die wiederum auf einem subglazialen Sediment aus dem LGM liegen.

Die zementierten Kiese im Unteren Grund unterhalb des aus Karbonat aufgebauten Falkensteins wurden immer wieder als ältere prä-LGM „Konglomerate“ (NICKLAS, 1936) betrachtet. Die dortigen Deltaablagerungen sind allerdings nur die südliche Fortsetzung des großen Eisrandkörpers aus der Eiszerfallsphase, der südlich von Aschau den Nordfuß der Spießnägels umkränzt. Unterhalb des Falkensteins sieht man grob gebankte Delta-Foresets mit matrix- bis korngestützten geschichteten Diamikten.

Gampenkogel – Gaisberg

Im obersten Einzugsgebiet des Kienzingbaches befindet sich das morphologisch am besten ausgebildete Kar des Spertentales, das auch schon von RINALDINI (1923) beschrieben wurde. Dieses Kar an der Ostseite des aus Quarzporphyr aufgebauten **Gampenkogels** (1.957 m) wird von einem prächtigen Endmoränenwall mit einer Stirnhöhe von mehr als 20 m eindrucksvoll abgeschlossen. Die genetische Interpretation schwankte seit der Erstbegehung im Jahr 2000 aufgrund der Hinterfüllung mit Hangschutt und dem dadurch bedingten rampenartigen Aussehen des ganzen Gebildes zwischen Blockgletscherablagerung (in REITNER, 2005) und Endmoränenablagerung. An der Außenseite des Walls kommen bis 5 m unter dem mit groben angularen Blöcken bedeckten Kamm graue, matrixgestützte Diamikte (Dm) mit überwiegend subangularen Klasten vor. Da gerade die Kantenrundung nur mit einer gewissen subglazialen Bearbeitung erklärbar ist, halte ich nur letztere Erklärung für plausibel. Dieser Aufbau des Moränenwalls mit matrixgestützten Diamikten im tieferen Abschnitt, die ehemals sub- bis englazial transportiertes Material repräsentieren, und mit korngestützten angularen, ausschließlich ehemals supraglazial transportierten Blöcken im Topbereich entspricht genau den Ablagerungen, die man prozessbedingt bei schuttbedeckten Gletschern erwarten darf. Zudem entspricht das auch dem Bild, das

ich von schuttbedeckten Gletschern und deren Ablagerungen bei umfangreichen Kartierungen in den Hohen Tauern und deren Umfeld im Bereich der holozänen wie auch spätglazialen Vergletscherung gewonnen habe. Da die Seitenmoränenansätze perfekt erhalten sind, liefern – im Sinne der Methode Lichtenecker (MELM) – deren Höhen im Süden (in ca. 1.790 m) und im Norden (in ca. 1.750 m) valide Anhaltspunkte für die Schneegrenze im Gschnitz-Stadial. Gerade beim Gampenkogel und seiner Karentwicklung ist der offensichtliche Einfluss von dominanten Westwetterlagen mit Schneeakkumulation in Leelagen und Windverfrachtung in Zeiten der Vergletscherung ersichtlich.

Der Vollständigkeit halber sei noch darauf hingewiesen, dass auf der Innenseite der Endmoränenablagerung beim Gampenkogel eine sehr kleine Blockgletscherablagerung vorliegt, die sich aus dem Schuttfeld unterhalb des Gipfels entwickeln konnte. Im Vorfeld der Endmoräne aus dem Gschnitz-Stadial dominieren von Grundmoränen bedeckte Flächen.

Die Daten zur Gschnitz-Schneegrenze beim Gampenkogel erhalten auch darüber eine gewisse Relevanz, wenn man den benachbarten **Gaisberg** (1.749 m) und seine für Schneeakkumulation durchaus geeignete Ostseite betrachtet. Die geeigneten Flächen in 1.600 m waren offensichtlich zu niedrig für die Entwicklung einer Lokalvergletscherung im Gschnitz-Stadial. Die dortige Grundmoränenbedeckung sowie die erratischen Blöcke (Zentralgneis, Quarzphyllit) sind nur mit dem überfließenden Eis im LGM erklärbar.

Kreuzjoch – Brechhorn Südflanke

Auch an der Ostflanke des Schledererkopfs (1.802 m) waren die topografischen Bedingungen, so wie beim Gaisberg, für eine Eigenvergletscherung im Gschnitz-Stadial ungeeignet. Allerdings liegt hier etwa 400 m östlich des Kreuzjochs (1.619 m) zwischen 1.570 und 1.540 m ein E–W streichender Wall vor, den man auf den ersten Blick für eine Endmoränenablagerung halten könnte. Dieser besteht aus grauem, massivem, matrixgestütztem Diamikt (Dmm) mit siltig-sandiger Matrix. Das Klastenspektrum aus eckigen bis angerundeten Metasedimenten, Metabasiten und Quarzporphyr entspricht jenem der überkonsolidierten Grundmoränenablagerung unmittelbar östlich des Kreuzjochs. Dieser Rücken wird daher als subglazialer Wall interpretiert, der eine lokale LGM-Eistransfluenz aus dem Windautal via Kreuzjoch in das Spertental nachzeichnet.

Der Bereich südlich bis südwestlich des subglazialen Walls ist durch einen Bereich eines tiefgreifenden Fließens im mit Grundmoränenablagerung bedeckten Fels gekennzeichnet, der das Westende der Wallform überprägt hat. Am Ostrand dieser Massenbewegung und damit unmittelbar nordöstlich des Schledererkopfes führte die zunehmende Felszerlegung zur Entwicklung einer eigenständigen Fließmasse, die im Fußbereich aus Diamikten mit eckigen Metasediment-Geschieben besteht. Da dieser Fließkörper wiederum im Stirnbereich anerodiert und darüber auch Wallformen generiert wurden, entsteht hier anfänglich auch eine Verwechslungsgefahr mit Lokalgletscherablagerungen. Derartige Fließmassen, bestehend aus diamiktischem Material, sind in unzweifelhafter Form dann auch bei der Hagleralm (1.495 m) zu finden.

Im Vorfeld der Nische an der Brechhorn-Südflanke befinden sich etwa 300 m WNW der Wirts-Hochalm (1.688 m) gestaffelte Endmoränen. Der zugehörige Paläogletscher aus dem **Gschnitz-Stadial** hat sein Zungenende in 1.770 m gehabt. Diese, für Südexposition doch tiefe Lage ist sicher auch über die vergleichsweise hohe, über 1.900 m hinaufreichende Umrahmung im Süden und die damit gegebene Abschattung erklärbar.

Floch bis Gamsbeil Ost

Der Doppelgrat beim Kamm des Flochs (2.057 m) und die daran anschließende Massenbewegung an der Ostflanke hat alle Spuren von spätglazialen Moränen, so sie denn da waren, verwischt. Selbst das von Massenbewegungen unbehelligte Kar südöstlich des Floch-Gipfels weist nur spärliche Grundmoränenablagerung auf. Anhaltspunkte für Paläogletscherrekonstruktionen fehlen auch im Hintenkar. Einzig im kleinen Kar etwa 350 m **NE des Gerstinger Joch** (2.035 m) ist ein zweiphasiger **Gschnitz-Stadial** mit zwei am Kamm stark abgerundeten Wällen ersichtlich. Der kleine Gletscher reichte bis etwa 1.850 m hinab. Ein derartiger kleiner Gletscher bestand auch unmittelbar **nördlich des Gerstinger Jochs** belegt durch einen kleinen Wallrest im Vorfeld einer Blockgletscherablagerung. Auf der Nordseite des Tanzkogels (2.097 m) befindet sich eine Blockgletscherablagerung mit Unterkante in 1.920 m, die vermuten lässt, dass eventuell eine zuvor existente Moräne aus dem Gschnitz-Stadial durch den jüngeren periglazialen Prozess aufgearbeitet wurde. Eine weitere Blockgletscherablagerung mit Untergrenze in 1.860 m liegt NW des Tanzkogels vor.

Im Kar NE des Schwarzkarkogels ist westlich der Stallbach Hochalm nur eine subglaziale Wallform ersichtlich, wogegen auf der SE-Flanke des Schwarzkarkogels eine relativ große Blockgletscherablagerung mit Untergrenze in 1.775 m liegt. Bei letzterer Ablagerung dominieren korngestützte Blöcke, wobei bei der Hütte (1.814 m) auch matrixgestützter Diamikt mit sogar kantengerundeten Klasten vorkommt, sodass hier wahrscheinlich ebenso ein glazialer Sedimentkörper inkorporiert wurde.

Im Kar an der Ostseite des Gamsbeils (2.169 m) befindet sich ein gut erhaltener etwa 300 m langer Endmoränenkörper mit einem sehr akkuraten Wall, dessen höchster Ansatz in etwa 2.010 m liegt. Da im unmittelbaren Einzugsgebiet keine spätglaziale Moränensequenz vorliegt, kann nur aufgrund der prägnanten Morphologie und der Mindesthöhe der Schneegrenze geschlossen werden, dass es sich hierbei um eine Bildung des **Egesen-Stadials** handelt.

Großer Rettenstein Westflanke – Steinfeldalm

Im Gegensatz zur Westflanke des Unteren Grunds, die vergleichsweise arm an spätglazialen Formen und Sedimentkörpern ist (s.o.), findet man diese reichlich in der Umgebung des Großen Rettensteins (2.366 m), der als Devonischer Kalkriegel im LGM als Nunataker herausstach.

Lithologisch bedingt ist an der Westflanke des Großen Rettensteins sehr schön eine Trennung zwischen (sub-)glazialen Ablagerungen aus dem LGM, die aus grauen Diamikten mit Metasiltstein und Metabasiten bestehen, und den (hellen) karbonatischen Diamikten, die beispielsweise eine spätglaziale Lokalvergletscherung oder Blockgletscher-

ablagerung am Fuß des Großen Rettensteins anzeigen, vorzunehmen. Eine kleine, aber interessante sedimentäre Abfolge an der rechten Flanke des Grabens SE der Steinfeldalmhütte in etwa 1.740 m zeigt den lithologischen Kontrast allerdings deutlich vor dem Spätglazial: Dort befindet sich im Liegenden der grauen überkonsolidierten LGM-Grundmoränenablagerung, die hier auch Karbonat führt, ein geschichteter matrixgestützter Diamikt (Dms) mit sandiger Matrix und angularen bis subangularen Karbonatklasten und ein ebenso heller matrixgestützter Diamikt, der überwiegend Karbonate, die auch gekritzelt sein können, sowie sehr wenige Metatuffit-Klasten führt. In Summe handelt es sich um eine Situation aus der Zeit vor dem LGM oder der LGM-Vorstoßphase, wo der zuerst beschriebene Diamikt eventuell eine Murenablagerung ist, wogegen der zweite Diamikt eine lokale Moränenablagerung repräsentiert. Derartige kleine Abfolgen sind hier im Bereich der ehemaligen LGM-Transfluenz offensichtlich keine Seltenheit. So ist im selben Graben an der orografisch rechten Seite in 1.893 m (R: 295438, H: 5245310), in einem oberflächlich von karbonatischer Lokalmoräne geprägtem Areal (s.u.), ein grauer massiver Silt bis Feinsand (Fm-Sm) von einer grauen überkonsolidierten Grundmoränenablagerung mit Scherflächen (Dmm(s)) und angularen bis subangularen Schiefer-Klasten überlagert. Das Top der Sequenz bildet dann die nachher zu besprechende Lokalmoräne.

Etwa 350 m östlich der Hütte lässt sich ein Lobus eines kleinen Südwest-exponierten Lokalgletschers rekonstruieren. Der höchste Seitenmoränenansatz befindet sich in etwa 2.000 m. Dieser Lobus gehörte zu einer Vergletscherung im **Gschnitz-Stadial** am Fuße der südöstlichen Flanke des Großen Rettensteins, die bei Nordwestexposition noch in den Graben der Karalm (1.321 m) hineinragte. Letzteres ist auch über einen Endmoränenkörper mit Wallform rekonstruiert, der an der linken Grabenflanke bei 1.910 m beginnend, bis hinab auf ca. 1.780 m verfolgbar ist. Die Kontinuität der beiden Endmoränenkörper, d.h. des SW- und NW-Lobus, würde von einem späteren Blockgletscher durchbrochen, dessen wallförmige Ablagerung mit Untergrenze in 1.820 m das markanteste morphologische Element NE der Steinfeldalm ist. Bei all diesen glazialen wie auch periglazialen Ablagerungen fällt auf, dass die Karbonate verwitterungsbedingt kantengerundet sind und der Boden durch die Karbonatverwitterung rötlich ist.

Das von HEINISCH (2003a) kartierte Kar NNW des Großen Rettensteins und NW der Blaufeldköpfe (2.073 m) weist eine schöne Moränenbastion auf, die in etwa 1.730 m ansetzt und ein Gletscherende in etwa 1.630 m markiert. Im Kontext mit den anderen Vorkommen ist das vermutlich eine Ablagerung aus dem **Gschnitz-Stadial**.

Großer Rettenstein NE-Flanke – Schöntalalm

Die vielfältigste Abfolge von glazialen Sedimenten in der Umgebung befindet sich im Schöntal, dem Tal mit der Schöntalalm (1.601 m). An der orografisch linken Seite des Schöntalbaches zieht ein mächtiger wallförmiger Sedimentkörper von etwa 1.450 m bis 1.240 m hinab. Am Fußweg von der Hintenbachalm (1.141 m) aufwärts findet man über Festgestein (Metasiltsteinen) einen überkonsolidierten, dunkelgrauen, massiven und matrixgestützten Diamikt (Dmm; *Einheit A*) mit polymiktem Spektrum, dominiert von Metasand- und Siltstein, aber auch mit Glimmerschiefer und einem durchaus merkbaren Anteil von gekritzten, hel-

len und dunklen Karbonaten. Letztere sind sogar angerundet. Darüber folgt ab etwa 1.265 m *Einheit B*, bestehend aus einer Wechsellagerung von laminierten Silten (Fl) und Sanden sowie Deltaablagerungen (GSp) und matrixgestützten, geschichteten Diamikten (Dms). Letztere sind auch gut konsolidiert. Ab etwa 1.290 m folgt dann *Einheit C*, ein beiger matrixgestützter, leicht grabbarer Diamikt (Dm) dominant an Karbonatklasten, wobei eckige Komponenten gegenüber kantengerundeten bis angerundeten vorherrschen. Metasand- und Siltstein tritt deutlich weniger hervor als bei *Einheit A*. Glimmerschiefer sind ebenfalls enthalten. In etwa 1.370 m, wo die Wallform prägnant ist, ist ein grauer matrixgestützter, geschichteter Diamikt (Dms) mit großteils Karbonat-Geschieben (überwiegend eckig aber auch kantengerundet bis angerundet) sowie etwa einem Drittel Phylliten bis Glimmerschiefern anzutreffen. An der Oberfläche liegen große Karbonatblöcke.

Diese Abfolge weist große Ähnlichkeit mit jener beim Ausgang des Daberbachs (Ainet) an der Südwestflanke der Schobergruppe (GK 179 Blatt Lienz) auf (REITNER et al., 2016; REITNER & MENZIES, 2020), mit einer Abfolge von LGM-Grundmoränenablagerung (Isel-Einheit) überlagert von Deltaablagerungen der Eiszerfallsphase (Ainet-Einheit) sowie am Top die Grundmoränenablagerung der Gletscheroszillation in der Eiszerfallsphase (Daber-Einheit). Analog dazu wird hier die *Einheit A* als LGM-Grundmoränenablagerung interpretiert. In der **Eiszerfallsphase** entwickelte sich am Talaustritt ein kleiner See am Rand eines abschmelzenden Eiskörpers im Unteren Grund, in den Deltaablagerungen geschüttet wurden (*Einheit B*). Noch in dieser Phase erfolgte der Vorstoß des noch genährten Lokalgletschers aus dem Schöntal, dessen Endmoränenablagerung (*Einheit C*) das Top der Sequenz bildet. Deren Mächtigkeit von 40 m spiegelt nicht automatisch eine längere Stabilisierung wider. Der hohe Anteil an eckigen Karbonatklasten spricht, analog zur Situation auf der Südseite des Wilden Kaisers (REITNER, 2005, 2007), stark für einen schuttbedeckten Lokalgletscher am Fuß des Karbonatstocks des Großen Rettensteins. Die auch heute aktive Schuttproduktion und die weiter unten beschriebenen Felssturzablagerungen unterstützen diese Argumentation.

An diesen Endmoränenkörper aus der Eiszerfallsphase ist ein Sedimentkörper angelagert, der ab 1.530 m aufwärts auch Wallformen aufweist. Dazu gehören auch die Wälle bei der **Schöntalalm (1.601 m)**. Hinsichtlich der Prozessfolge ist es von Bedeutung, dass die Akkumulation dieses jüngeren Körpers erst nach einer zuvor erfolgten fluviatilen Erosion in die älteren Ablagerungen aus der Eiszerfallsphase möglich war. Auf der orografisch linken Seite in 1.435 m, damit im sehr distalen nordöstlichsten Teil des Sedimentkörpers, sind graue Diamikte mit dominant sandiger bis siltiger Matrix mit vielen eckigen, aber auch kantengerundeten bis facettierten Klasten vorhanden. Das Komponentenspektrum wird hier wieder von Metasedimenten dominiert, wobei auch helle, rote und dunkle paläozoische Karbonate darin vertreten sind. In Summe handelt es sich bei der Wallgruppe um drei wunderbar ausgebildete Endmoränenwälle, die bei der Schöntalalm ein kleines Becken umschließen. Südlich der Schöntalalm sind in einem 800 m langen Talbereich bis südlich der Hütte Schöntalscherm über eine Höhererstreckung von 1.605 m bis etwa 1.800 m zwei voneinander getrennte kartierbare Cluster aus bis zu mehr als 10 m³ großen ver-

karsteten Dolomitblöcken zu finden. Da es sich um keinen zusammenhängenden Körper im Sinne einer „post-glazialen“ Bergsturzablagerung handelt, die beiden Bereiche zueinander durch Moränenablagerungen getrennt sind, werden die Areale als supraglazial transportierte Felssturzablagerung vom Großen Rettenstein interpretiert. Entsprechend dem letzten Prozess, der Sedimentation durch das Abschmelzen des Paläogletschers, handelt es sich genetisch betrachtet um eine Ablationsmoränenablagerung.

Das morphologisch nächste prägnante Element ist die grobblockige Blockgletscherablagerung, die sich klassischerweise aus der heute noch aktiven Karbonatschuttalpe unterhalb des Großen Rettensteins entwickelte und eine etwa 40 m hohe Stirn aufweist. Dieser eindeutig durch Paläo-Permafrost bedingte Sedimentkörper hat seine Untergrenze in etwa 1.850 m. Die Interpretation von NICKLAS (1936, 1937) als Moränenkörper des „Gschnitz II“ ist genetisch falsch und auch chronologisch (s.u.) nicht zu halten. Zwischen dem höchsten Vorkommen der Ablationsmoränenablagerung und der Blockgletscherablagerung liegt ein von letzterer klar abtrennbarer, grobblockiger Felssturzkörper (mit Zentrum etwa 500 m westlich des Rettensteinjochs) mit drei parallelen SW-NE orientierten Längswällen. Diese zeigen zusammen mit den Karbonatblöcken die Herkunft der gravitativen Ablagerung aus der Nische nordöstlich des Großen Rettensteins an. Da der markante Stirnwall der Blockgletscherablagerung eindeutig diskordant auf der Felssturzablagerung ausgebildet ist, muss das Felssturzereignis vor der Bildung des Blockgletschers erfolgt sein, bzw. der proximale Teil des gravitativen Sedimentkörpers bei Entwicklung des Blockgletschers in diesem aufgearbeitet und/oder von diesem überfahren worden sein.

Mit diesen Kartierungsergebnissen ist die Grundlage für die prinzipielle Interpretation der Abfolge gegeben. Die Endmoränenablagerung der **Schöntalalm** mit den drei Wällen und die Ablationsmoränenablagerung (aus Felssturzblöcken) gehören prozessmäßig zu einem **Paläogletscher des Gschnitz-Stadials**. Diese Zuordnung fußt auf mehreren Argumenten:

- 1.) Das Gschnitz-Stadial ist der erste Gletscherstand, wo sich ein Gletscher ohne Toteis im Vorfeld stabilisieren konnte, nachdem in die Sedimente aus der Eiszerfallsphase schon erodiert worden ist.
- 2.) Die Geometrie der Endmoränen zeigt eine sehr gering geneigte Gletscherzunge an, die sehr an die Verhältnisse an der Typlokalität im Gschnitztal erinnert und so auf ähnliche glaziologische Gegebenheiten und somit auch Klimabedingungen hinweisen könnte (IVY-OCHS et al., 2006).
- 3.) Noch nicht publizierte ³⁶Cl-Expositionsaltersdatierungen von vier Karbonatblöcken der Ablationsmoräne (Olivia Steinemann, ETH Zürich) lieferten Alter, die überwiegend in die Jüngere Dryas (12,9–11,7 ka) fallen. Derartige Resultate sind gerade bei durch Lösungsprozessen beeinflussten Gesteinen nur sehr vorsichtig als Mindestalter und nicht automatisch als Ablagerungsalter einzuschätzen. Jedenfalls erfolgte nach der Bildung der Ablationsmoränenablagerung noch ein markanter Felssturz (westlich des Rettensteinjochs) sowie, wiederum danach, die Bildung des Blockgletschers.

Das Argument (1) ist sicher das Schlagendste und wird von (2) gestützt. Im Vergleich zur Höhenlage der datierten Egesen (Jüngere Dryas)-Moränen beim Kūharntrog in ca. 2.100 m, kann ohnehin nicht von einem Egesen-Alter für die Schöntalalm-Moränen ausgegangen werden. Ein Egesen-Alter ist daher nur für die Blockgletscherablagerung naheliegend, womit für die Felssturzablagerung (westlich des Rettensteinjochs) nur eine Alterseingrenzung post-Gschnitz-Stadial bis prä-Egesen-Stadial übrigbleibt. Damit ist auch aus heutiger Sicht die überblicksmäßige paläogeografische Skizze mit der Gletscherzunge aus der Eiszerfallsphase und jener aus dem Gschnitz-Stadial in der Falltafel 3 der Erläuterungen zu GK 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2015) zutreffend.

Die flache Zunge und die tiefe Endlage hat angesichts dieses nicht übermäßig hoch gelegenen Einzugsgebietes immer wieder dazu geführt, die Moränen bei der Schöntalalm dem prä-Gschnitz-Stadial, so bei NICKLAS (1936, 1937) dem „Schlern“ mit einer Schneegrenze von 1.700 m zuzuordnen. Aus meiner Sicht sollte man davon absehen, derartige Paläogletscher, deren Größe neben einem sicher nicht zu unterschätzenden Eintrag durch Schneeverfrachtung und Lawinen, offensichtlichen Sonderbedingungen (siehe Ablationsmoränenablagerung) geschuldet ist, ohne dass diese über den erhaltenen Seitenmoränenansatz berücksichtigt werden können, für paläoklimatische Überlegungen heranzuziehen.

Oberer Grund

Im Oberen Grund sind die Eisrandsedimente aus der Eiszerfallsphase, die südlich Aschau auch den Nordfuß der Spießnägel flächenhaft auskleiden, talaufwärts noch in zwei isolierten Vorkommen bei der Kloo Niederalp und südlich davon zu finden. Gravitative Massenbewegungen, die zum Teil schon von HEINISCH (2003a) beschrieben wurden, prägen die linke Talflanke und sorgen dafür, dass die nur mehr östlich und nordöstlich der Spießnägel großflächige Bedeckung durch LGM-Grundmoränenablagerung zerrissen wurde und diese daher ausschließlich in spärlichen Resten, wie z.B. NW der Rettensteinalp, kartierbar ist. Damit ist die Wirkung des LGM-Eises weitgehend nur an den Erosionsprodukten erkenntlich, so wie an dem subglazial abgeschliffenen Terrain in der Umgebung des Stangenjochs und an dem eindrucksvollen Relief. Letzteres zeigt sich ganz besonders an der außergewöhnlich schroffen Westflanke des Kleinen Rettensteins (2.216 m).

Spätglaziale Sedimentkörper waren nicht erfassbar. Ein Sinterkalkvorkommen (R: 97718, H: 5246372) 500 m NW der Rettensteinalp in 1.600 m ist dagegen noch erwähnenswert. Dessen Position auf einem isolierten Rücken zeigt, dass die Bildung nicht unter heutigen oder spätglazialen Bedingungen erfolgt sein kann. Eventuell handelt es sich um eine prä-LGM-Ablagerung.

Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Das Einzugsgebiet der Brixentaler Ache weist wohl eines der vielfältigsten Archive des Spätpleistozäns der Ostalpen hinsichtlich Stratigrafie, Fazies und Morphologie auf. In den tieferen Tallagen ist dessen Erhaltung nur den wenigen, hier kaum erwähnten, epigenetischen Talstrecken im

Fels zu verdanken (für Details siehe REITNER, 2005), die zusammen mit der speziellen Eisdynamik im Ostteil des Inngletschersystems die ältesten sedimentären Einheiten vor der Erosion geschützt haben.

Die überwiegend fluviatil geprägte **Hopfgarten-Einheit**, die mit den verpressten Torflagen auch palustrische Elemente hat, repräsentiert als die bisher älteste (oberflächlich) kartierte sedimentäre Einheit das **Früh- bis Mittelwürm (MIS 5d MIS 3)** im Brixental und seinen Seitentälern. Aus der Seismikinterpretation bei Westendorf (REITNER et al., 2010) ergibt sich, dass diese allostratigrafisch definierte Einheit bis zur Termination II am Ende des Riß (MIS 6) reichen dürfte, womit eine große sowohl stratigrafische als auch fazielle Überlappung mit der Kitzbüheler Terrasse (REITNER, 2005; HEINISCH et al., 2015) gegeben ist. Jedenfalls belegt das Fehlen jeglicher glazio gener Sedimente innerhalb der Hopfgarten-Einheit, dass es im Becken von Hopfgarten, so wie übrigens im Unterinntal bei Unterangerberg (STARNBERGER et al., 2013), keine MIS 4-Vergletscherung gab.

Die **Vorstoßphase am Beginn des Würm-Hochglazials (MIS 2)** sind mit den sedimentären Abfolgen im Kelchsautal und dessen Seitental, dem Brummergraben, sowie mit jenen im Windautal zwischen Vorderwindau und Rettenbach gut belegt. So wie im benachbarten Einzugsgebiet der Wildschönauer Ache (REITNER, 2008) konnte der Inngletscher aufgrund seiner speziellen Eisdynamik im Inntal (VAN HUSEN, 2000; REITNER et al., 2010) schon frühzeitig talaufwärts in seine Seitentäler vordringen und proglaziale Eisstauseen mit ansteigenden Seespiegeln bilden. Ausgedehnte Flächen mit Grundmoränenablagerungen (z.B. Bruggberg und Riederberg), die weder nachfolgend ein sedimentiert noch von Massenbewegungen zerlegt wurden, sind zusammen mit den subglazial überformten Felsbereichen (außerhalb der Kare) die augenscheinlichen Hinterlassenschaften des **Eisstromnetzes am Klimax des LGM**. Nur wenige Gipfel ragten so heraus, wie der Große Rettenstein (2.366 m), der als schroffer Karbonatstock der wohl eindrucksvollste und schönste ehemalige Nuntaker der Kitzbüheler Alpen ist. Hinsichtlich Eisflussrekonstruktionen ist zu betonen, dass die **Zentralgneis-Erratika** und gleichartige Grundmoränengeschiebe im Raum Hopfgarten ausschließlich vom Inngletschersystem (aus dem Westen) abgelagert wurden und nicht, wie ursprünglich angenommen, auch über die Eistransfluenzen im Süden von Kelchsau-, Windau- und Spertental dorthin transferiert wurden.

In Grundmoränenflächen oder in Fels eingeschnittene Rinnen im Spertental (bei der Kälberwaldalp) und an den Talflanken des Wörgler Bodens (zwischen Riederberg und Bruggberg sowie bei Werlberg) dokumentieren die **erosive Wirkung von Schmelzwässern**. Dabei bleibt offen, ob diese noch im LGM oder am Übergang zur Eiszerfallsphase subglazial wirkten, oder das Geschehen randglazial in der Eiszerfallsphase erfolgte. Aus gegenwärtiger Sicht ist wahrscheinlich von einer Kombination beider Environments, mit einer schon subglazial angelegten Rinne am Beginn der Prozesskette, auszugehen. **Esker** im Windautal sind unzweifelhaft Belege für die letzte subglaziale Drainage am Ende des LGM bzw. während der Eiszerfallsphase.

Nach der Eiszerfallsphase verlagerte sich die spätglaziale Vergletscherung zunehmend in die **Kare**. Deren Verteilung im Untersuchungsgebiet weist schon ohne detaillierte

Untersuchung interessante Charakteristika mit paläoklimatischen Konsequenzen auf: Nordschauende Kare findet man nur unterhalb von Gipfeln, die zumindest etwa eine Höhe von 1.800 m erreicht haben. Betrachtet man die N-S verlaufenden Kämme, so sind unterhalb der Kammhöhe von 2.100 m nur Kare mit Ost- bis Nordostexposition vertreten. Bei Kämmen, die größere Höhen erreichen, sind dann West bis Nordwestexpositionen vertreten. Unter den höchsten Gipfeln des Untersuchungsgebietes mit Höhen ≥ 2.400 m sind sogar gelegentlich kleine Kare mit SW-Exposition vertreten. Diese Beobachtungen zeigen neben der Bedeutung der Exposition der Paläogletscher ganz besonders den Einfluss von Westwetterlagen, wo sich über windverfrachteten Schnee die Vergletscherung in Leelagen am besten entwickeln konnte. Diese Faktenlage passt sehr gut in das zuletzt von EVANS (2021) zusammengefasste Gesamtbild der globalen Kargenese und deren Einflussfaktoren. Vergleicht man die Geometrie der karartigen Nische ohne Vergletscherungsspuren auf der Nordseite des Feldalphorns (1.923 m), die von Massenbewegungen gebildet wurde, mit dem, eine in Grundzügen gleichartige Geometrie aufweisenden Kar auf der Nordseite des Schwaigberghorns (1.990 m), dann ist hier jedenfalls das Wirken von Massenbewegungen für die Ausbildung von geeigneten Akkumulationsflächen für Gletscher offensichtlich.

Für die **Eiszerfallsphase mit Gletscheroszillationen im frühen Würm-Spätglazial** (REITNER, 2005, 2007) konnte noch ein weiterer Gletschervorstoß mit überfahrenen Eisrandablagerungen am Ausgang des Schöntals (Spertental nördlich Großer Rettenstein) dokumentiert werden. In Summe liegen auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger im Kelchsautal (Ausgang Frommbachtal, DIPPENAAR, 2016) und im Spertental (Talausgänge von Schöntal, Kienzingbach und Himmeltalbach) derartige Gletscheroszillationen vor.

Die Dokumente der Vergletscherung im **Gschnitz-Stadial** sind zwar lückenhaft, lassen aber doch einige Grundzüge erkennen. Der größte rekonstruierte Paläogletscher des Untersuchungsgebietes, und möglicherweise einer der größten der Kitzbüheler Alpen, erreichte im Kurzen Grund (Kelchsautal) eine Endlage nördlich des Gasthofes Wegscheid und erreichte damit eine Länge von ca. 6 km. Mit dem eindrucksvollen Seitenmoränenkörper bei der Rotwand-Grundalm (1.597 m) und einer gut definierten Endlage ist ein Windaugletscher im Gschnitz-Stadial belegt.

Die gschnitzzeitliche Vergletscherung ist auch an der West- bis Nordseite des Großen Rettensteins (2.366 m) deutlich ausgeprägt. So wie heute dort auch eine starke Schuttproduktion ersichtlich ist, so resultierte diese in stark schuttbedeckten Gletschern im Gschnitz-Stadial. Einen Extremfall stellt der Schöntal-Gletscher dar, dessen Ablationsmoränenablagerung auf letztlich supraglazial transportiertes Felssturzmaterial hinweist. Die daraus resultierende Schuttummantelung ist zusammen mit der Schneeverfrachtung über Westwinde der Grund für eine vergleichsweise große Gletscherausdehnung mit Endmoränen bei der Schöntalalm (1.601 m). Ansätze für Seitenmoränen sind nur bei den kleinsten Kargletschern erhalten, wie beispielsweise im ostexponierten, mustergültigen Kar des Gampenkogels (1.957 m). Dort kann auf eine Schneegrenze von etwa 1.750–1.800 m geschlossen werden. Zieht man die Vergletscherung im Bereich Kreuzjoch

(2.017 m) – Schafsiedel (2.447 m) im Kelchsautal in Betracht (DIPPENAAR, 2016), so ist in Ansätzen ein Anstieg der Schneegrenze von Nord gegen Süd in einer Bandbreite der Höhenlage für Nordwest- bis Ostexposition von 1.700–1.900 m ersichtlich. Solche groben, auf Kartierungsergebnissen fußenden Überlegungen, bedürfen natürlich einer genaueren, geometrischen und rechnerischen Überprüfung, die allerdings die ehemalige Schuttbedeckung der Paläogletscher zu berücksichtigen hat.

Die Paläogeografie im **Egesen-Stadial (Jüngere Dryas)** lässt sich in den höheren Karen bestens rekonstruieren. Die prächtigsten Moränenstafeln sind im oberen Einzugsgebiet der Kelchsauer Ache, im Karbereich der Wildkarseen, kartiert worden. Dort sind ähnlich dem benachbarten, breiten Manzenkar (DIPPENAAR, 2017), mindestens sechs Gletscherhalte erfassbar. Diese Vielfalt erinnert, allerdings im kleinen Maßstab, an die Verhältnisse im Debanttal in der Schobergruppe (GK 179 Lienz; BUCHENAUER, 1990; REITNER et al., 2016), wo die Charakteristik der Egesen-Vergletscherung innerhalb der Ostalpen am klarsten ist. Weniger Gletscherstände, dafür die mächtigsten Endmoränenkörper, sind auf der West- bis Nordseite des Kamms Molterfeldspitze – Schneegrubenspitze zu finden. Diese ausgesprochen voluminösen Sedimentkörper zeigen die Bedeutung des Schuttangebots und damit entsprechender Lithologien für die Ausbildung stark schuttbedeckter Gletscher. Diese hatten zwar eine geringere frontale Aktivität mit deutlich weniger Halteständen als beim Manzenkar, wiesen dafür aber, eingeeengt durch ihre eigenen anwachsenden Ablagerungen, eine längere stabile Position ihrer Stirn auf.

Das nördlichste und tiefstgelegene Vorkommen einer Egesen-Endmoräne unter der prominenten nordexponierten Felswand des Steinbergsteins dokumentiert nicht nur den Effekt einer hohen Schuttproduktion, sondern auch den deutlichen N-S-Gradienten der Vergletscherung. Da die Seitenmoränenansätze perfekt erhalten sind, kann hier die Höhenlage der Schneegrenze mit etwa 2.000 m angegeben werden. Gegen Süden sind Werte von 2.100 m und letztlich 2.200 m bei gleichartiger Exposition erfassbar. Der Schneegrenzwert vom Steinbergstein entspricht dem des Kars auf der Nordostseite des ebenfalls gegen Norden exponiert gelegenen Kellerjochs (32 km westlich des Steinbergsteins), basierend auf der gleichen Methodik (GSCHWENTNER et al., 2020). Die bei GSCHWENTNER et al. (2020) für den gleichen Gletscherstand zusätzlich angewandte Schneegrenz-Berechnung über den *accumulation area ratio* (AAR) von 0,67 erbrachte einen Wert von 1.905 m, der aus methodischen Gründen (Schuttbedeckung!) angezweifelt wird. Selbiges gilt auch für die Nordseite des Zahnen Kaisers im Winkelkar, wo eine ^{36}Cl -datierte Endmoräne ein Jüngere Dryas-Alter erbrachte (KERSCHNER et al., 2018). Die errechnete Schneegrenze ergab etwa 1.700 m bei einem gut erhaltenen Endmoränenansatz in 1.540 m. Angesichts der in der Arbeit auch diskutierten Limitierung der ^{36}Cl Expositionsdatierung bei Karbonaten (siehe auch Schöntalalm in diesem Bericht) ist ohne existente spätglaziale Sequenz selbst ein Gschnitz-Alter nicht auszuschließen. Für den Bereich der Hohen Tauern sei nur auf die bestens datierte Egesen-Abfolge bei Kolm-Saigurn im obersten Einzugsgebiet des Rauristales (GK 154 Rauris; ca. 65 km ESE vom Untersuchungsgebiet) verwiesen (BICHLER et al., 2016). Dort lag die Schneegrenze bei nördlicher Exposition bei etwa 2.250 m.

In das **Egesen-Stadial** fällt mit großer Wahrscheinlichkeit auch das Bildungsalter (fast) aller **Blockgletscherablagerungen** im Untersuchungsgebiet. Die tiefst gelegene Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts lag bei etwa 1.800 m, wodurch auch einige ehemalige Endmoränenablagerungen aus dem Gschnitz-Stadial überprägt wurden.

Referenzen

- BICHLER, M.G., REINDL, M., REITNER, J.M., DRESCHER-SCHNEIDER, R., WIRSIG, C., CHRISTL, M., HAJDAS, I. & IVY-OCHS, S. (2016): Landslide deposits as stratigraphical markers for a sequence-based glacial stratigraphy: a case study of a Younger Dryas system in the Eastern Alps. – *Boreas*, **45/3**, 537–551, Oxford.
- BUCHENAUER, H. (1990): Gletscher- und Blockgletschergeschichte der westlichen Schobergruppe (Osttirol). – *Marburger geographische Schriften*, **117**, XIV + 276 S., Marburger Geographische Gesellschaft, Marburg an der Lahn.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie Stratotypen des Würm-Glazials. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **35**, 185–206, Hannover.
- DIPPENAAR, E. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten und Formen im Tal der Kelchsauer Ache auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 256–258, Wien.
- DIPPENAAR, E. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-19 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **157**, 353–360, Wien.
- DIPPENAAR, E. (2018): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **158**, 139–142, Wien.
- EVANS, I.S. (2021): Glaciers, rock avalanches and the ‘buzzsaw’ in cirque development: Why mountain cirques are of mainly glacial origin. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **46**, 24–46, Chichester.
- GRUBER, A., ORTNER, H., HUET, B., IGLSEDER, C. & LOTTER, M. (2020): Bericht 2019 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen in der permotriassischen Schichtfolge des Gaisberg-Gebietes („Gaisberg-Trias“) bei Kirchberg in Tirol auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **160**, 460–465, Wien.
- GSCHWENTNER, P., KERSCHNER, H. & SPÖTL, C. (2020): Late Glacial ice advance in the Kellerjoch region near Schwaz (Tyrol, Eastern Alps). – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **113/2**, 211–227, Wien.
- HEINISCH, H. (2000): Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **142/3**, 353–355, Wien.
- HEINISCH, H. (2003a): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **143**, 365–366, Wien.
- HEINISCH, H. (2003b): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **143/3**, 425–426, Wien.
- HEINISCH, H. (2003c): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone und in der Gaisbergtrias auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **143/3**, 476, Wien.
- HEINISCH, H. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone, im Innsbrucker Quarzphyllit und der Gaisbergtrias auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **144/3–4**, 386–387, Wien.
- HEINISCH, H. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **145/3–4**, 330–332, Wien.
- HEINISCH, H. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **146/1–2**, 95–96, Wien.
- HEINISCH, H. (2012): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen a. G. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **152**, 262–264, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **147/3–4**, 654–656, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2008): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **148/2**, 254–257, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2009): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen vornehmlich im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **149/4**, 654–656, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2011): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **151/1–2**, 125–126, Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J. & STINGL, V. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – *Journal of Quaternary Science*, **21/2**, 115–130, Chichester.
- KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – *Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik*, **132**, 5–10, Rotterdam.
- KERSCHNER, H., MORAN, A., IVY-OCHS, S. & VOCKENHUBER, C. (2018): ³⁶Cl exposure dating of moraines and rock glaciers in the Northern Alps – implications for Younger Dryas equilibrium line altitudes and European precipitation patterns. – *Geophysical Research Abstracts*, **20**, EGU2018-17998.
- KLASEN, N., FIEBIG, M., PREUSSER, F., REITNER, J.M. & RADTKE, U. (2007). Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. – *Quaternary International*, **164/165**, 21–32, Oxford.
- LINNER, M., REITNER, J. & PAVLIK, W. (2013): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 179 Lienz. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

LOTTER, M. & REITNER, J.M. (2024): Bericht 2016–2017 über die geologische Aufnahme von gravitativen Massenbewegungen in der Windau auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 159–171, *GeoSphere Austria*, Wien. (dieser Band)

MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type Areas of Late Glacial and Postglacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. – Proceedings of the VII Congress, Volume 14, University of Colorado Studies. – Series in Earth Sciences, **7**, 143–165, Boulder.

MENZIES, J. & REITNER, J.M. (2016): Microsedimentology of ice stream tills from the Eastern Alps, Austria – a new perspective on till microstructures. – *Boreas*, **45**, 804–827, Oxford. <https://doi.org/10.1111/bor.12189>

MENZIES, J. & REITNER, J.M. (2019): Microstructures, subglacial till deposition, and shear band development revealing up-section changes in shear – A study from Weissbach, Austria. – Proceedings of the Geologists' Association, **130/2**, 196–209, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2018.11.001>

NICKLAS, M. (1936): Quartärgeologie des Gebietes von Kitzbühel. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Innsbruck, 34 S., Innsbruck.

NICKLAS, M. (1937): Nacheiszeitliche Gletscherstände in den Kitzbühler Alpen. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **25**, 236–241, Berlin.

NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (NACSN) (2005): North American Stratigraphic Code. – American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **89**, 1547–1591, Tulsa.

PESTAL, G., RATAJ, W., REITNER, J.M. & SCHUSTER, R. (2006): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

REITNER, J. (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, XIII + 190 + 112 S., Beilagenband, Wien.

REITNER, J.M. (2007): Glacial Dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, **164/165**, 64–84, Oxford.

REITNER, J.M. (2008): Bericht 2006/2007 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger bzw. auf UTM-Blatt 3213 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148**, 248–254, Wien.

REITNER, J. & DRAXLER, I. (2002): Die klimatisch-fazielle Entwicklung vor dem Würm-Maximum im Raum Kitzbühel – St. Johann – Hopfgarten (Nordtirol/Österreich). – *Terra Nostra*, **2002/6**, 298–304, Potsdam.

REITNER, J.M. & GRUBER, A. (2014): Glacial dynamics and large pre-LGM rock-slides in the lower Inn Valley and in the Brixen Valley. – In: KERSCHNER, H., KRÄINER, K. & SPÖTL, C. (Eds.): From the foreland to the Central Alps: Field trips to selected sites of Quaternary research in the Tyrolean and Bavarian Alps (2014), 46–67, Berlin.

REITNER, J.M. & MENZIES, J. (2020): Microsedimentology of tills near Ainet, Austria – were palaeo-ice streams in the European Alps overlain by soft deforming bed zones? – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **113/1**, 71–86, Wien.

REITNER, J.M., GRUBER, W., RÖMER, A. & MORAWETZ, R. (2010): Alpine overdeepenings and paleo-ice flow changes: an integrated geophysical-sedimentological case study from Tyrol (Austria). – *Swiss Journal of Geoscience*, **103**, 385–405, Basel.

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – *E&G – Quaternary Science Journal*, **65/2**, 113–144, Hannover. <https://doi.org/10.3285/eg.65.2.02>

RINALDINI, B. v. (1923): Die Kitzbühler Alpen. – Ostalpine Formenstudien, Abteilung 2, Heft 3, 144 S., Berlin.

SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2006): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal an der Drau. – 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

STEINBICHLER, M., REITNER, J., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

STARNBERGER, R., DRESCHER-SCHNEIDER, R., REITNER, J.M., ROD-NIGHT, H., REIMER, P.J. & SPÖTL, C. (2013): Late Pleistocene climate change and landscape dynamics in the Eastern Alps: the inner-alpine Unterangerberg record (Austria). – *Quaternary Science Reviews*, **68**, 17–42, Amsterdam.

VAN HUSEN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92** (1999), 135–156, Wien.

Blatt 127 Schladming

Siehe Bericht zu Blatt 98 Liezen von CHRISTOPH IGLSEDER.

Blatt 128 Gröbming

Siehe Bericht zu Blatt 98 Liezen von CHRISTOPH IGLSEDER.