

## Literatur

GRIESMEIER, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 473–480, Wien.

GRIESMEIER, G.E.U. (2021): Bericht 2020 über quartärgeologische Aufnahmen im Sölk- und Sattental auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 191–196, Wien.

HEJL, E. (2011): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151/1**, 128–129, Wien.

HEJL, E. (2016a): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 267–268, Wien.

HEJL, E. (2016b): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 268–270, Wien.

## Bericht 2022 über quartärgeologische Aufnahmen im Kleinsölk-, Satten- und Walchental auf Blatt 128 Gröbming

GERIT E.U. GRIESMEIER

### Einleitung

Im Berichtsjahr wurde der Talboden zwischen dem Großsölksee, dem Zusammenfluss der beiden Sölkbäche und im Kleinsölkental bis zur Gabelung des Kleinsölktales untersucht. Bereiche um Kleinsölk wurden bereits 2021 kartiert und ausführlich beschrieben (GRIESMEIER, 2022). Weiters wurde das Hüttkar bis zum Predigtstuhl und der Bergsturz beim Schwarzensee sowie Teile des Kleinsölker Untertales und das Stierkar bis zur Hochwildstelle kartiert. Abschließende Kartierungen wurden im hinteren Walchental durchgeführt. Bereichsweise wurde Festgestein mitkartiert und wird hier kurz beschrieben, da die Geologie deutlich von der Darstellung in der GEOFAST-Karte Gröbming (KREUSS, 2021) abweicht.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M31 mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

### Talboden zwischen Großsölksee und Gabelung des Kleinsölktales

Beim Zusammenfluss der beiden Sölkbäche befinden sich auf etwa 800–820 m Seehöhe sehr feinkörnige, zum Teil laminierte Sedimente, die auf niedrige Strömungsenergien hindeuten. Sie beinhalten nur einzelne angulare bis subangulare, lokale Komponenten. Etwas talauswärts treten in einem kleinen Bach, der in Großsölk entspringt, geschichtete Kies-Sand-Gemische auf. Die Komponenten darin sind zumeist gut gerundet und die Matrix ist sandig. Zusätzlich wurden etwa 100 m östlich Elmer ein überkonsolidierter Diamikt und ein Orthogneis-Erratikum kartiert. Somit wird interpretiert, dass der Bereich des Zusammen-

flusses während des Würm-Hochglazials zumindest bis auf eine Seehöhe von etwa 800 m erodiert wurde. Während der Eiszerfallsphase entstand in einer Stausituation am abschmelzenden Ennsgletscher ein See, in dem Delta- und Seebodensedimente abgelagert wurden. Diese Beobachtungen ergeben zusammen mit Kartierungen aus dem Vorjahr (GRIESMEIER, 2024), bei denen der gesamte Bereich des Talausganges der Sölktäler als Eisrandablagerung kartiert wurde, ein konsistentes Bild.

Der Bereich zwischen dem Zusammenfluss der beiden Sölkbäche bis Kleinsölk ist hauptsächlich von Festgestein (Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes) geprägt. Auf der Südseite des Baches treten jedoch zusätzlich Lockergesteinskörper und Massenbewegungen im Bereich des Gastingwaldes auf. Der Bach, der vom Elmeck (1.590 m) nordwärts fließt, verläuft im oberen Bereich entlang einer Fließmasse. An der Forststraße auf 1.100 m Seehöhe treten zudem kataklastische Glimmerschiefer auf, die darauf hindeuten, dass das Tal entlang einer Störung verläuft. Auch der unterste Hangbereich entlang des Baches ist etwas aufgelockert. Westlich davon befindet sich an der Forststraße auf etwa 900 m Seehöhe neben dem Bach, der die Gastingrinne entwässert, ein Lockergesteinsaufschluss (R: 496539, H: 250744). Dieser beinhaltet Kies-Sand-Gemische, die zum Teil planar geschichtet sind. Stellenweise ist auch eine trogförmige Schichtung vorhanden. Das Sediment ist überwiegend matrixgestützt bei sandiger Matrix. Einzelne korngestützte Lagen treten ebenfalls auf. Die Komponenten sind teils sehr eckig bis gut gerundet ausgebildet. Zusammengenommen stellt der Aufschluss einen Bereich dar, in dem fluviatile Sedimente des Kleinsölkbaches mit einem Schwemmkegel verzahnen.

Der Bereich von Kleinsölk bis zur Gabelung des Kleinsölktales ist durchwegs sehr homogen aufgebaut. Wie bereits im Bericht des Vorjahres beschrieben (GRIESMEIER, 2024) gibt es terrassenförmige Sedimentkörper, die aus Kies-Sand-Gemischen bzw. Diamikten aufgebaut sind. Die Matrix ist siltig bis sandig ausgebildet und die Komponenten weisen jegliche Rundungsgrade auf. Die Terrassen steigen taleinwärts an und sind immer wieder von rezenten Schwemmfächern durchbrochen. Das Material unterhalb der Terrassenkanten ist vielerorts verschwemmt. Aus den räumlichen und faziellen Gegebenheiten lässt sich der Schluss ziehen, dass die Terrassenkanten durch fluviatile Erosion entstanden und der Bereich unterhalb zum Teil nachgerutschte Bereiche darstellt. Der gesamte Talbereich unterhalb der gut ausgebildeten Terrassenkante stellt somit einen Bereich einer Massenbewegung dar. Bei der Gabelung des Kleinsölktales tritt ein weiteres Terrassenniveau in etwa 1.000 m Seehöhe auf, das an allen drei Hanglagen (West-, Süd- und Osthang) ausgebildet ist. Die Terrassenoberflächen fallen jeweils zum Kleinsölkental hin sanft ab und die Terrassenkanten sind deutlich ausgebildet. Der Sedimentinhalt unterscheidet sich von dem der oben beschriebenen Terrassen. Es treten gut gerundete Kiese mit einzelnen Sandlagen auf. Auch planar geschichtete und troggeschichtete Sande und Feinsedimente sind vorhanden. Selten können kleine Störungen beobachtet werden, die einzelne Feinsedimentlagen versetzen. Die Komponenten sind in den meisten Fällen sehr gut gerundet und die Matrix ist meist sandig. Aufgrund dieser Beobachtungen werden diese Terrassen als eigenständiger Körper ange-

sehen. Es ist denkbar, dass sich etwa in diesem Bereich ein Toteiskörper befand, der einen See staute. In diesen wurden die oben beschriebenen Sedimente geschüttet. Ein paar Störungen, die einzelne Lagen sichtbar versetzen, würden diese Theorie eines sukzessive eingesedimentierten und weiter abschmelzenden Toteiskörpers unterstützen. Die Terrassen, die weiter talauswärts auftreten, scheinen morphologisch betrachtet an den beschriebenen Sedimentkörper angelagert zu sein und daher jünger. Da allerdings mehrere Terrassenniveaus auftreten, die immer wieder von Schwemmfächern unterbrochen werden, die ebenfalls in verschiedenen Niveaus über dem heutigen Talboden ausheben, ist jedenfalls von einem dynamischen System und mehreren ineinandergreifenden Prozessen auszugehen.

## Schwarzensee

Die unteren Talbereiche des Kleinsölker Obertales sind von Schwemm- und Murkegeln und Talalluvionen geprägt. Der Schwarzensee wird von einer Bergsturzablagerung gedämmt, die im Bereich zwischen Schwarzensee- und Grafentalalm eine zusammenhängende, mehrere Zehnermeter hohe Masse bildet und nördlich davon in einzelne Tomahügel zerlegt ist, wie es auch von HEJL (2012) beschrieben wurde. Insgesamt bedeckt die Bergsturzablagerung eine Fläche von etwa 0,8 km<sup>2</sup>. Sie besteht aus angularen Blöcken, die meist korngestützt gelagert sind. Die Blöcke sind großteils migmatische Paragneise und erreichen Größen von mehreren Metern im Durchmesser. Die Abbruchnische befindet sich östlich unterhalb des Kleinen Gnasen (2.244 m) auf etwa 1.950 m Höhe (HEJL, 2012). Das Material stürzte von dort Richtung ESE, brandete am Gegenhang an und wurde dann nach NNE (größerer Teil) und SSW umgelenkt. Der tiefste Punkt der Ablagerung befindet sich im NNE auf ca. 1.100 m Seehöhe. Vom Aufprallpunkt wurde das Material nach NNE etwa 1,5 km weit befördert. Insgesamt ergibt sich aus den Beobachtungen ein maximaler Fahrböschungswinkel von etwa 16–18°.

Die Bergsturzablagerung beinhaltet im oberen Bereich einen Mantel aus korngestütztem, blockigem Schutt ohne Matrix. Die Blöcke erreichen dabei Durchmesser von mehreren Metern. Darunter tritt sandige Matrix hinzu, das Sediment bleibt aber korngestützt und mitunter können „jigsaw clasts“ beobachtet werden. Erst im untersten Bereich besteht die Ablagerung aus einem matrixgestützten Diamikt, der vor allem durch dynamische Fragmentierung entstand. Diese Abfolge konnte leider nur an einem Aufschluss beobachtet werden. Da sie aber typisch für Bergsturzablagerungen ist (REITNER et al., 2018), wird interpretiert, dass große Teile der Ablagerung so aufgebaut sind.

Nördlich des zusammenhängenden Anteils der Bergsturmasse und zwischen den Tomahügeln treten grobe, meist eckige Blöcke bis drei Meter Durchmesser auf einer flachen Ebene verteilt auf. Zwischen den Blöcken befinden sich an der Oberfläche fluviatile Ablagerungen mit Rinnenstrukturen. Diese Sedimente könnten darauf zurückzuführen sein, dass die Bergsturzablagerung ursprünglich einen Damm bildete, der einen größeren Wasserkörper als den des heutigen Schwarzensees staute. Bei einem abrupten Dammbbruch wurden die Blöcke auf die nördlich davon befindliche Ebene verschwemmt, worauf die Rinnen hindeu-

ten. Die Geometrie des Geländes würde ohne den Durchbruch des heutigen Schwarzenseebaches, der vermutlich im Zuge des Dammbrechens entstanden ist, durchaus einen 10 m höheren Seespiegel als heute erlauben. Die anschließende erosive Eintiefung hatte dann den heutigen Bachverlauf zur Folge.

Südlich des Schwarzensees breitet sich eine stark veräστε Zone aus, die darauf schließen lässt, dass der See ehemals größer war. Der Hang südlich des Schwarzensees bis hinauf zur Putzentalalm (1.354 m) ist von Grundmoränenablagerung bedeckt, die von wechselnd mächtigem Hangschutt überschüttet wurde. Der Kessel, in dem sich die Putzentalalm befindet, ist vor allem von Mur- und Wildbachablagerungen geprägt.

## Hüttkar

Das Hüttkar befindet sich im Kleinsölktal westlich des Predigtstuhls (2.543 m). Das Tal, in dem sich die Neualmen befinden, wurde bereits im Bericht von GRIESMEIER (2024) beschrieben. Der Predigtstuhl besteht aus Amphibolit, der zumeist grobkörnig ausgebildet ist und als Gabbro-Amphibolit bezeichnet werden kann. Seltener ist er mittelkörnig und weist eine Bänderung auf. Häufig beinhaltet er Granat bis 3 mm Durchmesser und Epidot. Dieser Amphibolit wechsellagert mit migmatischem Paragneis, bei dem das Leukosom zum Teil deutlich hervortritt. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass einzelne Orthogneis-Lagen eingeschaltet sind. Der Wanderweg vom Predigtstuhl hinab führt durch eine markante Rinne, die auf eine mittelsteil NE-fallende Störung zurückzuführen ist. In diesem Bereich ist das Gestein deutlich straffer geschiefert. Nördlich des Predigtstuhls befindet sich in einem N–S verlaufenden Kar unter einer blockreichen Hangablagerung eine Blockgletscherablagerung. Der Rest des Kares ist unterhalb der Felswände von Hangablagerung geprägt. Die oberen Bereiche des Hüttkares westlich des Predigtstuhls werden ebenfalls von blockreicher Hangablagerung dominiert, in der sehr gehäuft Amphibolite auftreten. Dies lässt darauf schließen, dass auch die Wände oberhalb des Schutts zumindest in großen Teilen von Amphiboliten aufgebaut werden. Im Karboden tritt eine Gletscherschifflandschaft auf, bei der die Senken von Grundmoränenablagerung bedeckt sind, auf der sich einzelne Seen befinden. Die Rundhöcker dazwischen sind wie am Predigtstuhl von einer Wechsellagerung von migmatischem Paragneis und Amphibolit aufgebaut. Westlich des Sees auf 2.136 m befindet sich ein N–S verlaufender Seitenmoränenwall. Auf etwa 2.060 m Seehöhe biegt er Richtung Osten um und bildet dort einen Endmoränenwall. Nach einer ca. 100 m breiten Rinne folgt ein weiterer Seitenmoränenwall in E–W-Ausdehnung, der vermutlich mit dem anderen Wall in Verbindung steht. Aufgrund der Höhenlage und Nordexposition wird der Wall dem Egesen-Stage zugerechnet. Der Bereich innerhalb dieser Wälle beinhaltet mehrere kleinere Wälle und ist generell blockig bzw. steinig ausgebildet, was auf eine Schuttbedeckung des ehemaligen Gletschers hindeutet. Die einzelnen Loben sind vermutlich auf Abschmelzprozesse zurückzuführen. Unterhalb der Endmoräne befindet sich erneut eine Gletscherschifflandschaft, wobei die Rundhöcker wiederum aus migmatischem Paragneis mit Amphibolit-Lagen bestehen. Unterhalb einer Seehöhe

von etwa 2.000 m sind an einer Felsstufe nicht migmatische Paragneise aufgeschlossen. Der unterste Bereich des Weges zum Predigtstuhl führt über Grundmoränenablagerung, die bereichsweise verschwemmt wurde.

### **Hochwildstelle**

Vom Gipfel der Hochwildstelle (2.747 m) bis hinab in das Kar nordöstlich davon auf eine Seehöhe von etwa 2.000 m ist hauptsächlich Festgestein aufgeschlossen, das vielfach vom Gletscher abgeschliffen wurde. Die Schliiffgrenze befindet sich im Bereich der Hochwildstelle auf etwa 2.600 m Seehöhe. Im Bereich der Trattenscharte (2.408 m) treten zahlreiche Gletscherschliffe auf. Aufgrund der Ausbildung der Rundhöcker mit flachen, geschliffenen Luv-Seiten im Osten und steilen Lee-Seiten im Westen ist anzunehmen, dass das Eis vom Kleinsölk- bzw. Sattental in das Riesachtal strömte. Das Festgestein besteht aus migmatischem Paragneis, wobei das Leukosom mehrere Zehnermeter mächtig werden kann. Da diese Mächtigkeiten eher überraschend sind, kann nicht ausgeschlossen werden, dass Orthogneis-Lagen zwischengeschaltet sind. Diese Gesteine beinhalten immer Amphibol in wechselnder Größe (zwischen ca. 3 und 15 mm Länge) und Häufigkeit. Bereichsweise ist Amphibol derart häufig, dass von Amphiboliten gesprochen werden kann. Die meisten Typen beinhalten zudem unauffälligen Granat. Die Karwände liefern meist blockigen Schutt, der anders als in den meisten Karen der Söltkäler keine periglaziale Nachbewegung zeigt. Dies lässt darauf schließen, dass dieser Bereich nicht oder nur kurzfristig von diskontinuierlichem Permafrost betroffen war. Die Topografie zwischen den Goldlacken und dem Bereich östlich der Trattenscharte (2.408 m) sowie im Bereich des Eisüberflusses Richtung Riesachtal deutet an, dass das Areal von einem kleinen Eisdome geprägt war, von dem aus Gletscherströme in alle Richtungen abflossen. Die Karstufe, in die der Stierkarsee (1.810 m) eingesenkt ist, ist von Grundmoränenablagerung dominiert, aus der östlich des Sees häufig Gletscherschliffe herausragen. Die Hänge unterhalb der Karrückwand sind von kleinstückigem Schutt bedeckt. In der Langschneerinne tritt Orthogneis auf, der von Grundmoränenablagerung umgeben ist. Unterhalb sind einzelne N-S verlaufende Wälle ausgebildet. Leider konnte aufgrund der Vegetation im Gelände nicht verifiziert werden, ob es sich dabei um Seitenmoränenwälle oder Erosionsformen handelt. Aufgrund der Höhenlage und Morphologie ist es allerdings durchaus denkbar, dass ein Gletscher im Gschnitz-Stadial diese Formen bildete und bis auf etwa 1.540 m hinabreichte.

### **Kleinsölker Untertal**

Die unteren Talbereiche des Kleinsölker Untertales sind hauptsächlich von Schwemm- und Murkegeln und Talalluvionen eines verflochtenen Flusses („braided river“) geprägt. Der Bereich, in dem das Fürstkar in das Untertal mündet, ist von einem mächtigen Lockergesteinskörper bedeckt. Dieser beinhaltet Kies-Sand-Gemische, die zum Teil planar geschichtet sind. Die Matrix ist sandig und die polymikten Komponenten (Granat- Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes, Paragneis des Riesach-Komplexes, Am-

phibolit) subangular bis gerundet. Darüber folgt ab etwa 1.500 m Seehöhe Grundmoränenablagerung. Diese ist überkonsolidiert bei tonig bis sandiger Matrix und beinhaltet viele Komponenten (Granat-Glimmerschiefer, Paragneis).

Im Bereich der Hinteren Striegleralm (1.612 m) tritt Grundmoränenablagerung auf, die zum Teil verschwemmt bzw. von Hangschutt überrollt ist. Im breiten Talboden ist zudem ein großer Bereich durch die stauende Wirkung dieses Sediments vernässt. Gleich östlich der Hinteren Striegleralm befindet sich eine Wallform. Sie beinhaltet grobe Blöcke bis zu 5 m Durchmesser, die korngestützt gelagert sind. Es konnte keine Matrix erkannt werden, es ist aber auszuschließen, dass es sich bei der Form um eine Blockgletscherscherablagerung handelt. Eher könnte sie eine Endmoräne eines schuttbedeckten Gletschers aus dem Steinkar darstellen.

### **Hinteres Walchental**

Im hinteren Walchental wurden das Mathildenbachtal (in älteren Karten Matillenbachtal) östlich des Baches bis zum Kühofenspitz (2.145 m) untersucht. Östlich anschließend die beiden Kare und Täler – das Englitztal und das Ramertal. Die gesamte Karumrahmung des untersuchten Gebietes besteht aus nordexponierten, steilen Felswänden, die nur an wenigen Stellen unterbrochen werden. Die Südseite der Käme ist häufig bis an den höchsten Punkt relativ ebenflächig und kaum von Felsen durchsetzt. Nur im Bereich zwischen Kühofenspitz (2.145 m) und Plöschmitzinken (2.095 m) sowie um den Lämmertörlkopf (2.046 m) sind ebenfalls Felswände ausgebildet. Diese deutliche Asymmetrie gibt bereits erste Hinweise darauf, dass die glaziale Erosion im Norden bzw. Nordosten stärker ausgeprägt war und könnte darauf hindeuten, dass vorherrschende Süd- bzw. Südwestwinde den Schnee über den Kamm hinwegbliesen und im Windschatten anhäuferten, wodurch sich im untersuchten Gebiet Kargletscher entwickeln konnten. Zur Hochphase der Vergletscherung war zumindest der Kamm zwischen Hanghofen (2.056 m) und Lämmertörlkopf (2.046 m) eisüberschliffen, worauf einerseits die Form des Kammes und andererseits ein Aufschluss hindeuten, bei dem der Fels von wenigen Zentimetern Grundmoränenablagerung überlagert wird. Die beiden oben genannten Gipfel sind schroff und nicht eisüberschliffen, womit sich die Schliiffgrenze im Hochglazial etwa auf 2.000 m Seehöhe befunden haben muss. Die Käme bestehen hauptsächlich aus Granat-Glimmerschiefer, zum Teil mit Amphibol-Garben und untergeordnet Kalzit- und Dolomitmarmor. Im Bereich zwischen Kühofenspitz und Hanghofen bricht das Gestein grobblockig. Diese Blöcke wurden unterhalb des Kühofenspitzes (2.145 m) als supraglazialer Schutt bis etwa 1.700 m talabwärts bewegt. Nordöstlich des Kühofenspitzes, auf etwa 1.740 m Seehöhe befindet sich ein Endmoränenwall, der hauptsächlich von diesen Blöcken aufgebaut wird. Die Ablagerung beinhaltet keine erkennbare Matrix und das Gefüge ist korngestützt. Oberhalb des Walles tritt eine deutliche Senke mit einer kleinen Lacke auf. Die Morphologie und Position dieser Form deuten eher auf eine glaziale, als eine periglaziale Entwicklung hin. Die Ablagerung könnte aufgrund der Höhenlage dem Gschnitz-Stadial zugeordnet werden. Etwas weiter unterhalb, auf ca. 1.700 m kann am Laserscan-Bild

eine weitere Wallform erkannt werden, die allerdings im Gelände aufgrund des starken Latschenbewuchses nicht untersucht werden konnte. Es wäre jedenfalls durchaus möglich, dass diese Wallform ein früheres glaziales Stadium eines Gschnitz-zeitlichen Gletschers darstellt.

Unterhalb des Plöschmizzinkens (2.095 m) tritt eine Blockgletscherablagerung auf. Typischerweise weist sie mehrere Stauchwälle auf und besteht aus Blöcken, die bis zu 15 m Länge erreichen und ineinander verkeilt sind. Die Ablagerung ist stark bewachsen, daher konnte ihr sedimentärer Aufbau nicht näher studiert werden. Ihr unteres Ende befindet sich auf 1.950 m Seehöhe. Östlich des Hangofens (2.056 m) tritt ein deutlicher Wall auf, der allerdings etwa E–W streicht und daher nicht von einem Gletscher stammen kann. Felsaufschlüsse am Wall sowie ein Störungsgestein beim Törl östlich des Hangofens und eine weitere Wallform im Plöschmizkar deuten darauf hin, dass der Wall störungsbedingt gebildet wurde. Vermutlich stellt der Wall dabei ein Erosionsrelikt dar. Eine geringmächtige Überlagerung glazigenen Materials trägt das Bild dieses Festgesteinswalles. Weiter östlich befindet sich unterhalb des Lämmertörls (1.920 m) eine weitere Blockgletscherablagerung. Diese besitzt allerdings ein weniger deutlich abgehobenes Relief wie die vorhin beschriebene. Die sonstigen Bereiche der Kare im kartierten Abschnitt bestehen hauptsächlich aus Gletscherschliffen mit auf- bzw. dazwischengelagerter Grund- und Ablationsmoränenablagerung. Die Mächtigkeit dieser Ablagerung schwankt zwischen mehreren Dezimetern bzw. Metern und wenigen Zentimetern. In Verflachungen treten oft auf diesen Sedimenten Vernässungen auf und im Bereich von Zusammenflüssen mehrerer Bäche ist diese Ablagerung bereichsweise verschwemmt.

Die mittleren Talbereiche des Englitz- und Ramertales werden ebenfalls hauptsächlich von Grundmoränenablagerung aufgebaut, die von den Hängen von Schutt- und Schwemmkegeln überlagert wird. Auch der Bereich nördlich der Mathildental (1.587 m) ist hauptsächlich von Grundmoränenablagerung geprägt. Gleich östlich der Englitztalhütte (1.322 m), in Fortsetzung des Bergkammes, befindet sich ein Wall. Er beinhaltet kaum Blöcke oder Steine und ist sehr stark bewachsen. Obwohl die Lithofazies nicht untersucht werden konnte, erscheint es aufgrund morphologischer und ortsspezifischer Gesichtspunkte logisch, dass es sich um einen Seitenmoränenwall handelt. Eine zeitliche Einstufung ist jedoch schwierig. Möglicherweise ist dieser Wall ein Hinweis, dass in einer frühen Phase nach oder während des Zusammenbruchs des Eistromnetzes, das die gesamten Alpen umfasste, Gletscherzungen erneut vorstießen, die deutlich weiter hinab reichten als jene der Gschnitz-Vergletscherung.

Im Mathildental tritt ab etwa 1.200 m Seehöhe talwärts ein Eisrandsediment in Höhenlagen bis zu 40 m über dem rezenten Tal auf, das sich fast bis in das Walchental verfolgen lässt. Dieses ist stark von lokalen Komponenten beeinflusst. Daher ist die Rundung oft nicht sehr ausgeprägt und der Siltanteil der Matrix durch die Verwitterungseigenschaften der Granat-Glimmschiefer erhöht. Am Hang oberhalb der Eisrandablagerung treten hauptsächlich Hangablagerungen und Festgestein auf. Ähnlich ist die Situation nördlich des Zusammenflusses von Englitztal- und Ramertalbach. Auch hier tritt ab etwa 1.200 m eine Eisrandablagerung auf, die ähnlich aufgebaut ist. Etwa

beim Berghaus (985 m) lässt sich diese Ablagerung auf der Südseite des Walchenbaches nicht mehr weiterverfolgen. Südlich des Baches wurden keine Untersuchungen im Berichtszeitraum vorgenommen. Der Bereich zwischen Berghaus und dem Talausgang des Mathildental ist von mehreren kleineren Massenbewegungen, vermutlich hauptsächlich Fließmassen, geprägt.

## Literatur

GRIESMEIER, G.E.U. (2024): Bericht 2021 über quartärgeologische Aufnahmen im Groß- und Kleinsölketal auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 195–198, Geosphere Austria, Wien. (dieser Band)

HEJL, E. (2012): Bericht 2011 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 264–265, Wien.

KREUSS, O. (2021): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 128 Gröbming: Stand 2020, Ausgabe: 2021/03. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

REITNER, J.M., OSTERMANN, M., SCHUSTER, R., BICHLER, M.G., KNOLL, T., ROBL, J. & IVY-OCHS, S. (2018): Der Bergsturz vom Auer-nig (Mallnitz/Kärnten), seine Altersstellung und Folgen. – Carinthia II, **208/128**, 503–548, Klagenfurt.

## Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Wölz-Komplex und im Ennstal-Komplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Aufnahmegebiet liegt zwischen dem Walchenbach und dem nördlichen Sölketal. Es erstreckt sich vom Gumpeneck (2.226 m) im Süden bis Öblarn (668 m) im Norden. Es hat eine Fläche von ungefähr 24 km<sup>2</sup> und ist wie folgt umgrenzt: Öblarn – Walchenbach – Ghf. zum Bergkreuz – Matillenbach – Gumpeneck – Blockfeldspitz – Stausee Großsölk – Wachlinger – Koller – Moar zu Reitern – Öblarn. Das Hauptaugenmerk der geologischen Kartierung galt der genauen Abgrenzung des Ennstal-Komplexes gegen den Wölz-Komplex im unmittelbar Liegenden. Diese Liegendgrenze der sogenannten Ennstaler Phyllite wird als alpidische Deckengrenze interpretiert. Für die aus dem Ennstal-Komplex bestehende tektonische Einheit schlage ich, im Gegensatz zum zuletzt verwendeten Namen „Ennstal-Decke“ (PAVLÍK, 2020), die neue Bezeichnung „Öblarn-Decke“ vor. Im tektonischen Modell von PESTAL et al. (2009) wird diese Einheit gemeinsam mit den darunter befindlichen Gesteinen des Wölz-Komplexes dem Koralle-Wölz-Deckensystem zugeordnet. Daher wird die Basalfläche der Öblarn-Decke als Eoalpidische (?) Deckengrenze innerhalb des Ostalpinen Deckenstapels betrachtet.

Diese Deckengrenze zwischen Gesteinen des Ennstal- und Wölz-Komplexes ist in der Walchen (entlang des Walchenbaches) durch das Auftreten von Serzitschiefern und Serzitzquarziten mit sulfidischen Erzlagern (Pyrit und Kupferkies) charakterisiert. Diese vererzten Bereiche gehören