

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. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

HUET, B., SCHNEIDER, D., GELINAS, B., SCHUSTER, R., IGLSEDER, C., RANTITSCH, G., ROCKENSCHAUB, M., HOLLINETZ, M. & KLÖTZLI, U. (2018): Pressure, temperature and time constraints for the Wildkogel Nappe (Steinkogelschiefer, Oberpinzgau, Salzburg, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO Austria 2018, 24–26/09/2018, Abstracts, 63, Wien.

HUET, B., IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2019): Eine neue tektonische und lithostratigraphische Gliederung im Ostalpin auf der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C.: Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt: Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost: Murau, 24.–27. Juni 2019, 221–227, Geologische Bundesanstalt, Wien.

KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – V + 204 S., Wien (Springer).

KREUSS, O. (2008): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 121 Neukirchen a. G. Venediger: Stand 1999, Ausgabe 2008/11. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

NEUBAUER, F. (1987): The Gurktal Thrust System within the Austroalpine region – Some structural and geometrical aspects. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 226–236, Wien (Deuticke).

OHNESORGE, T. (1908): Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über Tektonik dieser Gebiete. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1908, 119–136, Wien.

RATSCHBACHER, L. & NEUBAUER, F. (1989): West-directed decollement of Austro-Alpine cover nappes in the eastern Alps: geometrical and rheological considerations. – Geological Society Special Publication, 45, 243–262, London.

SATIR, M. & MORTEANI, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – Geologische Rundschau, 68, 1–40, Stuttgart.

SCHULZ, B. (1992): Microstructures, mineral chemistry and P-T-deformation path from micaschists in the hangingwall of a Variscan thrust (Steinkogel area, Eastern Alps, Austria). – Neues Jahrbuch für Mineralogie: Abhandlungen, 164, 1–28, Stuttgart.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich – Band I: Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien (Deuticke).

Bericht 2018–2019 zur Kartierung der Deckengrenze zwischen Königsleiten- und Wildkogel-Decke auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 151 Krimml

BENJAMIN HUET, RALF SCHUSTER & CHRISTOPH IGLSEDER

Dieser Bericht beschreibt Geländebeobachtungen aus der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“, die in den Jahren 2018 und 2019 bei der Kartierung auf den Kartenblättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 151 Krimml gemacht wurden. Im kartierten Bereich sind die liegende Königslei-

ten-Decke im Süden und die hangende Wildkogel-Decke im Norden zu unterscheiden. Drei Hauptthemen werden in dem Bericht behandelt: (1) Kriterien für die Kartierung der Deckengrenze, (2) Verlauf der Deckengrenze und (3) Argumente, die für eine eo-alpidische Deformation an der Deckengrenze sprechen.

Der kartierte Bereich der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ besteht aus siliziklastischen Metasedimenten, die auf Grund ihrer Ähnlichkeit lange Zeit nicht weiter untergliedert wurden (AMPFERER & OHNESORGE, 1918; TOLLMANN, 1977). Erst HEINISCH (2013) bemerkt, dass die Gesteine des Gebietes Königsleiten besondere Merkmale zeigen und schied diesen Bereich als „phyllonitischen Quarzphyllit“ mit einer Übersignatur aus. Im Rahmen der Neukartierung des Blattes 121 Neukirchen am Großvenediger wurden strukturgeologische, petrologische und geochronologische Untersuchungen durchgeführt. Diese führten zu einer neuen tektonischen und lithostratigraphischen Gliederung im östlichen Teil der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ durch HUET et al. (2019). Der hier behandelte Abschnitt gliedert sich demnach in die liegende Königsleiten-Decke und die hangende Wildkogel-Decke. Die Königsleiten-Decke wird vom Müllachgeier-Lithodem aufgebaut, das durch eine monotone Wechsellagerung von grauem bis graugrünem Phyllit/Glimmerschiefer und Quarzit charakterisiert ist. Das Sedimentationsalter der Gesteine reicht vom Perm bis in die Untertrias und sie zeigen eine grünschieferfazielle eo-alpidische (kretazische) Metamorphose (siehe unten). Die Wildkogel-Decke besteht aus dem Trattenbach-Komplex. Dieser umfasst die „Steinkogelschiefern“ von OHNESORGE (1908), welche Granat und/oder Biotit führen, sowie nördlich und westlich angrenzende Anteile aus größtenteils phyllonitischem Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Marmor und Amphibolit/Grünschiefer. Das Sedimentationsalter der Gesteine ist prä-variszisch, da sie eine variszische Metamorphose in oberer Grünschieferfazies und eine grünschieferfazielle eo-alpidische Überprägung erfuhr (HUET et al., 2019; SATIR & MORTEANI, 1979; SCHULZ, 1972). Bei der Abgrenzung der Decken im Gelände sind neben lithologischen Kriterien besonders Deformations- und Strukturmerkmale von Bedeutung.

Kriterien für die Kartierung der Deckengrenze

Innerhalb der liegenden Königsleiten-Decke ist vorwiegend eine monotone Wechsellagerung von grauem bis graugrünem, teilweise silberigem Phyllit bis Glimmerschiefer und unreinem, hellglimmerreichem Quarzit des Müllachgeier-Lithodems aufgeschlossen. Die Wechsellagerung ist sehr variabel. Einerseits finden sich von Quarzit dominierte Abschnitte mit bis zu mehreren Millimeter dicken hellglimmerreichen Lagen, andererseits Glimmerschiefer mit 5 mm bis 10 cm mächtigen Quarzitlagen. Beim Kartieren können Quarzit dominierte Abschnitte von mehreren Zehnermetern Mächtigkeit innerhalb der Phyllit/Glimmerschiefer-Matrix ausgeschieden werden. Gelände- bzw. Dünnschliffbeobachtungen zeigen, dass die Gesteine des Müllachgeier-Lithodems zum allergrößten Teil aus Quarz, Hellglimmer (Muskovit und Paragonit) sowie Chlorit aufgebaut sind. Kleine Feldspatkristalle (Albit?) sind untergeordnet vorhanden. Im Gleichgewicht mit diesen Phasen findet sich regelmäßig Rutil und Ilmenit (siehe unten), seltener

ist auch Chloritoid anzutreffen. Fe-Mg-Karbonat tritt systematisch als Einschluss in Chloritoid auf. Trotzdem sind die Gesteine makroskopisch karbonatarm. Ein Karbonatquarzit wurde nur in den Felsstufen nordöstlich vom Gipfel der Königsleiten als verwitterte, bräunliche Lage mit 50 cm Mächtigkeit beobachtet (Aufschluss BH-18-0118).

Sedimentäre Strukturen (Schichtung, Gradierung) sind manchmal trotz der Deformation noch erkennbar, vor allem im Gebiet östlich vom Gipfel der Königsleiten (um den Aufschluss BH-17-0090). Die Hauptschieferung ist am Aufschluss ebenflächig ausgeprägt, stellt die einzige (erkennbare) penetrative Schieferung dar und ist meist in einem Winkel größer als 50° zur sedimentären Schichtung orientiert. Die Intersektion zwischen Schichtung und Schieferung bildet eine charakteristische Intersektionslineation, die als zentimeterbreite, graublau, gelbe bzw. bräunliche Streifung auf den Schieferungsflächen zu erkennen ist. Die graublauen Streifen entsprechen feinkörnigen hellglimmerreichen Lagen (ursprünglich pelitische Lagen von einigen Zentimetern Mächtigkeit), während die bräunlichen Streifen aus mittelkörnigen, quarzreichen Lagen mit verwittertem Eisenoxid bzw. Eisenhydroxid (ursprünglich psammitische Lagen von einigen Zentimetern Mächtigkeit) bestehen. Selten sind Quarzmobilisate als dünne (< 1 cm) Lagen konkordant in der Hauptschieferung vorhanden. Manchmal sind sie isoklinal verfaultet, wobei die Hauptschieferung die Achsenebene bildet. Die Intersektionslineation ist von einer einzigen, etwa senkrecht darauf orientierten, feinen Krenulationslineation, als auch von breiten Kinkbändern mit kleinen Amplituden und Verzweigungen der Faltenachsen überprägt. Zudem wurden regelmäßige dünne Adern (2–3 mm) aus grobschuppigem (mm-großem), grünlichem Hellglimmer beobachtet, welche etwa senkrecht auf die Hauptschieferung orientiert und von einem gebleichten Halo umgeben sind. Wegen der relativ einfachen Deformation brechen die Gesteine des Müllachgeier-Lithodems meist plattig und bilden Parallelepiped.

Als Besonderheit beschrieb und kartierte HEINISCH (2013) Lagen von Glimmerschiefer mit makroskopisch sichtbarem Chloritoid. Diese treten unterhalb der nördlichsten Liftstraße auf der Königsleiten auf. Im Zuge der vorliegenden Kartierung konnten drei weitere isolierte Fundorte derselben Lithologie neu kartiert werden. Sie befinden sich in einer Blockhalde bei der nördlichsten Bergstation nordöstlich vom Gipfel der Königsleiten (vermutlich Aushubmaterial vom Fundamentbau, Aufschluss BH-18-0082), am Weg östlich von der Bruchheck Hochalm (BH-18-0076) und am Weg südlich der Bergeralm (Aufschluss BH-19-0320, Le-sestein).

In der hangenden Wildkogel-Decke ist der phyllonitische Glimmerschiefer des Trattenbach-Komplexes durch eine komplizierte und mehrphasige Deformation charakterisiert. So sind mehrere Schieferungsgenerationen verschiedenster Art (Krenulationsschieferung, disjunktive Schieferung, diskrete oder penetrative Schieferung) beobachtbar. Die dominante Schieferung bildet keine regelmäßigen Trennflächen und ist durch mechanische Interaktion mit Quarzmobilisatknollen und Interferenzen mehrerer Krenulationen uneben ausgebildet. Typischerweise sind auf den Schieferungsflächen mehrere, unterschiedlich orientierte Lineationsarten (Intersektions-, Krenulations-, Mineral- bzw. Streckungslineation) sichtbar. Im Trattenbach-Komplex

konnte makroskopisch sichtbarer Chloritoid beim Gipfel des Frühmesser (BH-17-0126), bei der Bergeralm südlich der Gensbichlscharte (Aufschluss BH-16-0341.5, entdeckt von H. Heinisch und C. Panwitz) und bei Hohenneukirchen (Aufschluss BH-16-0602, entdeckt von G. Pestal) aufgefunden werden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass für die Unterscheidung der siliziklastischen Metasedimentgesteine des Müllachgeier-Lithodems von jenen des Trattenbach-Komplexes vor allem strukturelle Kriterien hilfreich sind. Die für das Müllachgeier-Lithodem typische farbige Streifung fehlt im Trattenbach-Komplex, der wiederum häufiger deformierte Quarzmobilisate enthält. Das Auftreten von makroskopisch sichtbarem Chloritoid ist kein eindeutiges Unterscheidungskriterium, da Chloritoid in beiden Einheiten vorhanden ist.

Die oben präsentierten Kriterien erlauben die Ausscheidung einer bis zu 100 m mächtigen Scherzone. Vom Liegenden kommend nimmt die Deformation innerhalb des Müllachgeier-Lithodems gegen die Deckengrenze zu. Der Deformationsgradient wird durch das progressive Verschwinden von sedimentären Strukturen sowie eine Zunahme an Quarzmobilisaten und eine kontinuierliche Zunahme der Korngröße von Hellglimmer unterstrichen. Über der Deckengrenze, an der Basis des Trattenbach-Komplexes, ist der Deformationsgradient nicht so stark ausgeprägt. An der Deckengrenze ist systematisch eine starke Mylonitisierung zu beobachten. Besonders gut sichtbar ist diese auf der Ostflanke des Bruchhecks (50 m oberhalb des Salzachflusses, Aufschluss BH-19-0022) und südlich vom Gipfel des Ronachgeier (Aufschluss BH-19-0307). Im Quarzit sind in diesem Bereich oft graue, teils durchscheinende (ultra-)mylonitische Lagen zu beobachten, die ein typisches Geländekriterium für dynamische Rekristallisation darstellen (z.B. Aufschlüsse BH-19-0307, BH-19-0317). Mit zunehmendem Abstand zur Deckengrenze treten die (ultra-)mylonitischen Lagen merklich zurück. Sowohl im Quarzit als auch im phyllonitischen Glimmerschiefer ist deutlich eine WNW–ESE-Streckung erkennbar. Makroskopische Schersinnindikatoren sind selten und oft widersprüchlich. Einerseits sind diese sinistral und Top-nach-Osten, andererseits dextral und Top-nach-Westen. Dies ist bedingt durch die Tatsache, dass die gesamte Basis des Ostalpins am Nordrand des Tauernfensters und damit auch die Deckengrenze von einer starken W–E orientierten, koaxialen Streckung während der frühen Stadien der Exhumation des Tauernfensters überprägt wurde. So konnten Scherbänder reaktiviert oder scheinbar von konjugierten Scherbändern geschnitten werden. Um die Kinematik der Deckengrenze besser zu definieren, wäre eine ausführliche Analyse der Quarzgefüge von Quarzmobilisaten entlang der Deckengrenze hilfreich.

Verlauf der Deckengrenze

Die Deckengrenze zwischen der Königsleiten-Decke und der Wildkogel-Decke wurde vom Salzachtal (auf Blatt 151 Krimml) bis zum westlichen Rand des Blattes 121 Neukirchen am Großvenediger kartiert. Sie liegt etwa an der Grenze, bzw. etwas hangend des von HEINISCH (2013) mit Übersignatur dargestellten Bereichs des „phyllonitischen Quarzphyllits“. Im Folgenden wird der Verlauf von Osten nach Westen beschrieben.

Die Deckengrenze ist immer aufrecht, liegt subparallel zum planaren Hauptgefüge und schneidet spitzwinkelig den lithologischen Lagenbau innerhalb der Decken. Vom Salzachtal, westlich Wald im Pinzgau, bis zur alten Gerlos Straße (B165) wurden keine Aufschlüsse gefunden. Aufschlüsse, die auf Blatt 151 Krimml dargestellt sind, wurden vermutlich seit der Kartierung während der 1950er Jahre verbaut. Die Deckengrenze konnte somit erst vom Gasthof Gröbl an der Gerlos Straße weiter gegen Westen verfolgt werden. Die Deckengrenze fällt auf dem Südhang des Gernkogels flach bis mittelsteil nach Ostnordost bis Osten ein und verläuft mehr oder weniger gerade Richtung Westnordwest bis zum Brandschlag auf 1.820 m Seehöhe (SW-Rücken des Gernkogels). Der Verlauf ist hier von einer Massenbewegung beeinflusst. Auf der orografisch linken Talseite des Nadernachbachtals zieht sie Richtung Norden bis in die Nähe der Bergeralm (1.650 m Seehöhe). Auf der gegenüberliegenden Talseite ist der Verlauf gegen Westen bedingt durch den Verschnitt mit der Morphologie etwas gewunden. Am gegen Süden abfallenden Rücken des Ronachgeier (2.236 m Seehöhe) kommt die Deckengrenze bei Watschkarl (ca. 2.100 m Seehöhe) zu liegen. Von hier gegen den Talgrund des Salzachtals wird die Deckengrenze steiler (von 20–30° bis 80–90°) und zeigt ein Einfallen Richtung Nordnordost. Zwischen der Mülleralm und der Salzachjochhütte quert sie das Salzachtal bei fast senkrechtem Einfallen. Weiter gegen Westen zieht sie nördlich etwas unterhalb des Gipfels des Bruckeck (2.100 m Seehöhe) bis zum Müllachbach auf 1.820 m Seehöhe, wobei sie mittelsteil bis steil gegen Nordnordost einfällt. Im Müllachbachtal wird sie durch eine dem Talverlauf folgende, saiger stehende und N–S verlaufende Störung sinistral versetzt. Gegen Westen streicht die Deckengrenze mit steilem bis fast senkrechtem Einfallen gegen Norden hangaufwärts und erreicht dann den Grat südlich des Ochsenkopfs (2.469 m Seehöhe) auf Blatt 120 Wörgl.

Die Änderung des Fallwinkels an der Deckengrenze südlich des Ronachgeiers (2.236 m Seehöhe), mit Einfallen von 20–40° nach Nordnordosten im östlichen Teil und einem fast senkrechten Einfallen nach Norden im westlichen Teil, ist durch eine großräumige „Kniefalte“ mit WNW–ESE streichender und nach WNW abtauchender Faltenachse sowie nach Süden einfallender Achsenfläche bedingt. Solche Falten treten im Aufschlussmaßstab als späte Kinkfalten nicht nur in der Königsleiten- und Wildkogel-Decke, sondern auch in den subpenninischen und penninischen Einheiten im südlich angrenzenden Tauernfenster auf. Die Faltung entstand daher erst nach der Überschiebung des Ostalpins auf die letztgenannten Einheiten im Oligozän oder Miozän.

Argumente für eine eo-alpidische Deformation an der Deckengrenze

Dünnschliffanalysen von Chloritoid führenden Proben und einer einzelnen Granat führenden Probe (Aufschluss BH-16-0345, Weg unmittelbar südlich des Königsleiten-Gipfels) aus dem Müllachgeier-Lithodem weisen auf eine einphasige Metamorphose in oberer Grünschieferfazies hin. Nach HOLLINETZ et al. (2019) wurden zum Metamorphosehöhepunkt Bedingungen von etwa 530° C bei 9 kbar erreicht. Die einphasige Metamorphose ist konsistent

mit der beobachteten, einphasigen duktilen Deformation. U-Pb-Datierung von detritären Zirkonen aus dem Quarzit lieferten Altersspektren mit einigen im Perm kristallisierten Zirkonkristallen (bis ~250 Ma). Diese Alter stellen damit ein maximales Sedimentationsalter dar. Hingegen lieferten U-Th-Pb-Datierungen von Allanit aus zwei Chloritoid führenden Proben ein kretazisches Alter ($80,2 \pm 3,2$ Ma, für das U-Pb-System ohne gemeine Blei-Korrektur, von $90,0 \pm 1,7$ Ma, für das U-Th-Pb-System mit gemeiner Blei-Korrektur; VERMEESCH, 2020). Paragenetische Argumente lassen vermuten, dass dieses Alter den Höhepunkt der Metamorphose widerspiegelt. Alle Daten zusammen genommen weisen darauf hin, dass das Müllachgeier-Lithodem aus permischen bis untertriassischen siliziklastischen Sedimenten hervorgegangen ist.

Der Trattenbach-Komplex zeigt eine polymetamorphe Entwicklung, wobei die höchsten Metamorphosebedingungen während des Variszischen Ereignisses erreicht wurden (HUET et al., 2019; SATIR & MORTENANI, 1979; SCHULZ, 1972). Die eo-alpidische Überprägung spiegelt sich in Ar-Ar-Muskovitaltern zwischen 90 und 105 Ma und Rb-Sr-Biotitaltern um 80 Ma (HUET et al., 2019) wider.

Prinzipiell wäre es möglich, dass der Trattenbach-Komplex den sedimentären Untergrund des Müllachgeier-Lithodems darstellt. Das würde eine inverse Lagerung der heutigen Abfolge implizieren. Die Grenze zwischen dem Müllachgeier-Lithodem und dem Trattenbach-Komplex wird jedoch durch die oben beschriebene Scherzone gebildet. Entlang dieser wurde nie eine Art Transgressions-Konglomerat gefunden und es ist nahezu auszuschließen, dass das Müllachgeier-Lithodem die permomesozoische Bedeckung des Trattenbach-Komplexes darstellt. Demnach ist die tektonische Grenzfläche eine Deckengrenze, die nach der Ablagerung der Sedimente des Müllachgeier-Lithodems in der Untertrias entstanden ist. Die Mylonite an der Deckengrenze zeigen duktile Deformation und weisen auf eine Bildung während einer metamorphen Überprägung hin. Dafür kommt nur die eo-alpidische Metamorphose in der Kreide in Frage und es muss sich daher um eine eo-alpidische Deckengrenze handeln.

Literatur

- AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1918): Rattenberg 1:75.000. – 1 Blatt, k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.
- HEINISCH, H. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 392–395, Wien.
- HOLLINETZ, M., HUET, B., SCHNEIDER, D. & GRASEMANN, B. (2019): Geodynamic setting of rocks above and below the Eo-Alpine extrusion wedge (Innsbruck Quartzphyllite Zone, Eastern Alps, Austria). – Emile Argand Conference on Alpine Geological Studies 2019, 4th–6th September 2019, Sion, Switzerland: Abstract Volume, 34, Sion.
- HUET, B., IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2019): Eine neue tektonische und lithostratigraphische Gliederung im Ostalpin auf der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C.: Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt: Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, Murau 24.–27. Juni 2019, 221–227, Geologische Bundesanstalt, Wien.

OHNESORGE, T. (1908): Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über Tektonik dieser Gebiete. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1908**, 119–136, Wien.

SATIR, M. & MORTEANI, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – Geologische Rundschau, **68**, 1–40, Stuttgart.

SCHULZ, B. (1992): Microstructures, mineral chemistry and P-T deformation path from micaschists in the hanging wall of a Variscan thrust (Steinkogel area, Eastern Alps, Austria). – Neues Jahrbuch für Mineralogie: Abhandlungen, **164**, 1–28, Stuttgart.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band I: Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien.

VERMEESCH, P. (2020): Unifying the U–Pb and Th–Pb methods: joint isochron regression and common Pb correction. – Geochronology, **2/1**, 119–131.

Blatt 122 Kitzbühel

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von BENJAMIN HUET, ANNA ROGOWITZ, MANFRED LINNER & CHRISTOPH IGLSEDER.

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming

GERIT GRIESMEIER

Das im Aufnahmsjahr 2019 kartierte Gebiet befindet sich auf dem BMN Kartenblatt ÖK50 128 Gröbming. Nach einer Geländeeinführung durch Jürgen Reitner wurden verschiedene Areale des Großsölktales in den zentralen Niederen Tauern ausgewählt. Von Norden kommend sind dies der Westhang und untere Bereiche des Osthangs um den Stausee Großsölk, weiters das Stricker- und Knallkar und die Talböden an deren Talausgängen. Weiter südlich wurden die unteren Talabschnitte in der Umgebung von St. Nikolai – bis etwa zur Mautneralm sowie das Tal, das von St. Nikolai nach Südwesten abzweigt, quartärgeologisch untersucht. In diesem Tal wurden vor allem die oberen Karbereiche, in der Umgebung des Weißensees und der Klafterseen sowie des Schwarzensees, Hohensees, als auch des Schimpelsees bearbeitet. Zusätzlich wurden noch Begehungen bei den Kaltenbachseen und am Gröbminger Mitterberg durchgeführt. Es wurden nur quartärgeologische Untersuchungen angestellt, für Festgesteinsaufnahmen sei auf Berichte von Ewald Hejl verwiesen (z.B. HEJL, 2017, 2018 und Referenzen darin).

Quartäre Ablagerungen und Formen

Im Folgenden werden die verschiedenen quartären Ablagerungen beschrieben, die im kartierten Gebiet erfasst wurden.

Moränenablagerungen

Im Gebiet kommen verschiedene Moränenablagerungen, zum Teil in großer Verbreitung, vor. Klassische Grundmoränenablagerungen treten mancherorts flächendeckend auf

und weisen häufig eine sanfte Morphologie auf. In den höhergelegenen Karen befinden sich oft End- und Seitenmoränenablagerungen, die durch markante Wälle auffallen und teilweise sind auch Ablationsmoränenablagerungen erkennbar.

Grundmoränenablagerungen

Zumeist zeichnen sich Grundmoränenablagerungen durch überkonsolidierte, matrixgestützte Diamikte aus. An steilen Hängen und in Bereichen mit dichter Vegetation sind diese Sedimente jedoch nicht selten verwittert und dadurch etwas aufgelockert. In flacheren Bereichen hingegen, vor allem also in Kar- und Talböden, führt die Überkonsolidierung und der hohe Ton- und Siltgehalt zu oberflächlichem Abfluss und Vernässungszonen. Die Matrix der Grundmoränenablagerungen ist zumeist tonig bis siltig, nur in seltenen Fällen auch sandig. Farblich überwiegen rotbraune Töne, die durch Oxidation von eisenreichen Partikeln entstehen, die aus den anstehenden (Granat-)Glimmerschiefern – vermutlich vor allem aus Biotit – stammen. Selten, vermutlich im unverwitterten Zustand, ist die Matrix auch graubraun. Die Sedimente sind schlecht sortiert und die Korngrößen der Komponenten variieren zwischen Kies und Blöcken. Diese Komponenten sind in den meisten Fällen angular bis subangular, aber auch angerundete Kiese und Steine können nicht selten beobachtet werden. Die Lithologien in den Sedimenten setzen sich zumeist aus Granat-Glimmerschiefer, (Granat-)Amphibolit und seltener auch aus Marmor zusammen.

Ablationsmoränenablagerungen

In manchen höher gelegenen Talböden und Karen gibt es bereichsweise große (1 m³ bis 10er m³) Blöcke, die verteilt auf zum Teil stark verfestigten Sedimenten mit tonig-siltiger Matrix liegen. Oft zeichnen diese Blöcke zudem eine Form nach, die der einer Gletscherzunge ähnelt. Zwischen den großen Blöcken gibt es keine Matrix. Es hat eher den Anschein, dass die Blöcke obenauf abgelagert wurden, bzw. beim Abschmelzen der Eismasse auf die darunterliegen-