

## **Bericht 2020–2021 über geologische Aufnahmen auf den Kartenblättern 98 Liezen, 127 Schladming, 128 Gröbming und 129 Donnersbach**

CHRISTOPH IGLSEDER

### **Einleitung**

Der vorliegende Bericht beschreibt Ergebnisse von Kartierungen, strukturgeologischen Aufnahmen und Probenahmen für RSCM (Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials), Geochemie und Ar/Ar Geochronologie auf den BMN-Kartenblättern 98 Liezen, 127 Schladming, 128 Gröbming und 129 Donnersbach.

Probenahmen auf BMN-Kartenblatt 98 Liezen fanden südöstlich Aigen im Ennstal bei Ritzmannsdorf, an der Landesstraße Richtung Oppenberg, sowie südlich Döllach, am Schattenberg (südlich Lassing) und östlich Atlassing statt.

Proben auf BMN-Kartenblatt 127 Schladming wurden im Bereich südlich Oberhaus bzw. Haus sowie bei der Zauernalm (nördlich des Bodensees) und beim Gradenbach (nordwestlich Sonnberg) genommen.

Probenahmen wurden auf BMN-Kartenblatt 128 Gröbming im Feistergraben (östlich Stoderzinken), zwischen Thalhamm und Kunagrünberg (südöstlich Freienstein – 1.279 m), am südlichen Mitterberg zwischen Ratting und Strimitzen, sowie nordwestlich St. Martin am Grimming durchgeführt. Weiters südwestlich St. Nikolai im Sölketal am Riedlbach, vom Kreuzsteg Richtung Schwarzensee, sowie um die Wildenkarseen und von der Rudolf-Schober-Hütte Richtung Schimpelscharte.

Probenahmen mit Vergleichsbegehungen auf BMN-Kartenblatt 129 Donnersbach wurden entlang des Lärchkarbaches bzw. der Lärchkaralm, nördlich Finstergraben, am Mölbegg (östlich Donnersbach) und im Stubegggraben (westlich Donnersbach) durchgeführt.

Die Ergebnisse einer Vergleichsbegehung im Greim-Komplex im hinteren Katschbachtal wurden bereits in einem Kartierungsbericht beschrieben (GRIESMEIER et al., 2021). Die bei Probenahmen und Vergleichsbegehungen gemachten Beobachtungen ergänzen die anschließenden Beschreibungen zu lithodemischen Einheiten.

Ein besonderes Augenmerk lag auf der strukturgeologischen Charakterisierung und Kartierung der Deckengrenze zwischen dem Wölz- und dem Ennstal-Komplex. Diese wurde im hinteren Walchenbachtal, nördlich Schlein bei Großsölk, im Mühlgraben, Posserwald, Hörndl und Kollersieben (nördlich Kleinsölk), sowie am Michaelerberg durchgeführt. Im hinteren Sattental zwischen Peterbaueralm und Lahntalrinne sowie im Kainachwald Richtung Schneetalalm wurde die Deckengrenze zwischen Riesach-, Speik- und Wölz-Komplex kartiert.

Im Folgenden werden zunächst die lithodemischen Einheiten und Festgesteine der untersuchten Gebiete vom Liegenden zum Hangenden, danach strukturelle Aufnahmen an der Deckengrenze zwischen Donnersbach- und Öblarn-Decke beschrieben. Zum besseren Verständnis wird eine Definition für die Öblarn-Decke erstellt.

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

### **Lithodemische Einheiten und Geologie der Festgesteine**

Die untersuchten Gebiete werden von Gesteinen der ostalpinen Decken aufgebaut und zeigen einen Querschnitt über vier Deckensysteme:

Das tektonisch tiefste Silvretta-Seckau-Deckensystem wird von der Obertal-Decke repräsentiert und von Gesteinen des Riesach-Komplexes aufgebaut. In diesem sind zwei Intrusionsereignisse von magmatischen Gesteinen beschrieben (HAAS, 2021, 2022): ein früh-variszisches im Südwesten des Kartenblattes und ein permisches im südlichsten Teil des Kartenblattes. Im Bereich der Lahntalrinne im hinteren Sattental konnten basische und ultrabasische Gesteine des Speik-Komplexes (Serpentinit, Amphibolit) gefunden werden, die tektonisch dem Silvretta-Seckau-Deckensystem zugeordnet werden. Die Beschreibung einer Decke, die den Speik-Komplex beinhaltet, fehlt.

Tektonisch hangend folgt das Koralpe-Wölz-Deckensystem mit der Donnersbach-Decke, die von Gesteinen des liegenden Greim- und hangenden Wölz-Komplexes aufgebaut ist. Diese nehmen den größten Bereich des Kartenblattes im zentralen und südöstlichen Teil ein.

Im Ennstal, südwestlich und südlich Liezen, konnten bei einer Vergleichsbegehung Gesteine des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems, genauer der Steilbachgraben- und Sunk-Formation in der Veitsch-Decke beprobt werden.

Kontrovers und bisher unterschiedlich behandelt ist der nördlich des Wölz-Komplexes anschließende Bereich des Ennstal-Komplexes (HEJL, 2024). Diese Einheit wurde auch als „Ennstaler Phyllite“ (nach FRITSCH, 1953a; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984), „Ennstaler Phyllitkomplex“ bzw. „Ennstaler Phyllitzone“ (nach PESTAL et al., 2005, 2009; RUPP et al., 2011; KREUSS, 2021) beschrieben. Tektonisch wurden die Gesteine des Ennstal-Komplexes zur oberostalpinen Grauwackenzone gezählt (TOLLMANN, 1977), in neueren Arbeiten (PESTAL et al., 2009; RUPP et al., 2011) wurden sie dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet. Ihre erste Benennung als Ennstal-Decke (KREUSS, 2021) wird nun, um eine Namensgleichheit zu verhindern, als Öblarn-Decke (HEJL, 2021) bezeichnet. Ihre tektonische Position im Oberostalpin, als hangende Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems bzw. liegende Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems (IGLSEDER et al., 2022) ist in Diskussion.

## Lithologische Beschreibungen

### **Riesach-Komplex**

Der Riesach-Komplex besteht aus Paragneis, Amphibolit und Granitgneis bis Orthogneis. In den kartierten Gebieten wurde der Riesach-Komplex im hinteren Sattental sowie zwischen Wildenkarseen und Schimpelscharte aufgenommen.

Der **Paragneis** ist feinkörnig ausgebildet und bricht grobblockig bis plattig. Charakteristisch ist seine hellgraue Farbe bedingt durch einen hohen Feldspat-Quarzgehalt. Meist ist Biotit und Muskovit auf den Schieferungsflächen erkennbar, wobei, abhängig vom Grad der (retrograden) Überprägung, Biotit oft chloritisiert ist, dadurch das Gestein eine grünliche Farbe zeigt. Auch der Gehalt an Muskovit variiert stark, mit einer Zunahme in hangenden Bereichen des Riesach-Komplexes. Typen mit Granatführung sowie Typen mit Hornblendestängeln auf den Schieferungsflächen konnten an der Forststraße Kainachwald Richtung Jagdhütte Schneetalalm beobachtet werden. Relikte eines migmatischen Gefüges sind spärlich erhalten. In der Nähe zu Deckengrenzen ist im Paragneis eine deutliche Zunahme der Mylonitisierung erkennbar.

**Amphibolit** konnte im Kessel NW des Oberen Wildenkarsees in unmittelbarer Nähe zu Granitgneis beprobt werden (R: 497492, H: 236562). Der Amphibolit ist gebändert und dunkelgrün-grau gefärbt. Er zeigt einen hohen Anteil von Hornblende, Feldspatlagen, selten Glimmer und Granat. Unter dem Mikroskop wurde ein deutliches zweiphasiges Granatwachstum identifiziert. **Granitgneis** bis **Orthogneis** wurde in zwei Gebieten angetroffen. An Granitgneis um die Wildenkarseen im südlichen Kartenblatt wurde bereits von SCHERMAIER et al. (1997) eine A-Typ Signatur beschrieben und neueste Datierungen zeigen permische bis mitteltriadische Intrusionsalter (HAAS et al., 2021, 2022; HUANG et al., 2022). Das Gestein kann, abhängig vom Grad der Mylonitisierung, als Granitgneis bis Orthogneis klassifiziert werden. Dieses ist meist leukograt ausgeprägt mit einem charakteristischen eckigen Bruch. Es zeigt einen hohen Gehalt an Quarz und Feldspat, die sowohl lagig, als auch als (Augen-)Porphyroklasten bis mehrere cm ausgebildet sind. Oft sind Aggregate von Biotit mit variierender Häufigkeit und Größe erkennbar, Muskovit ist meist auf (mylonitischen) Schieferungsflächen neugebildet. Selten sind eine Granat- und Turmalinführung beobachtbar, dann als größere Ansammlungen von Turmalin. Entlang von Scher- und Bruchflächen ist eine Bildung von schwarzen Bahnen beobachtbar, die als Ultrakataklasit beschrieben werden. Für Pseudotachylite typische Apophysengängchen wurden nicht gefunden, jedoch konnten westlich des Oberen Wildenkarsees mm-mächtige Fluoritadern beobachtet werden. Wie schon vorher erwähnt, ist bei der Beschreibung dieses Gesteins die Deformation und der damit verbundene Grad der Mylonitisierung wichtig, die in das Hangende Richtung Deckengrenzen deutlich zunimmt und aufgrund des Intrusionsalters eoalpidisch sein muss.

Im hinteren Sattental wurde südlich der Lahntalrinne ein weiterer **Granitgneis** bis **Orthogneis** aufgenommen. Dieser Granit wird durch eine I-Typ Signatur und Intrusionsalter zwischen 370–350 Ma charakterisiert (HAAS et al., 2021, 2022). Deutlich ist ein magmatisches Gefüge mit hohem Quarz-Feldspat-Anteil und Porphyroblasten von Feldspat und Hornblende erkennbar, wobei manchmal eine

Wechselagerung von grauem Granitgneis mit hellen Orthogneislagen ausgebildet ist. Diese hellen Bereiche werden als ursprüngliche Aplitgänge interpretiert, die später in die Schieferung eingeregelt wurden. Teilweise sind im Granitgneis grobkörnige pegmatoide Lagen mit cm-großem Muskovit ausgebildet, wohingegen auf den Schieferungsflächen selten Glimmer erkennbar ist. Durch seine Position an einer grünschieferfaziellen Deckengrenze sind eine deutliche Chloritisierung und damit verbundene Vergrünung sowie mylonitische Scherbahnen ausgebildet. Entlang der Lahntalrinne konnten auf einer Länge von etwa 300 m, mit bis zu 2,5 m Mächtigkeit, schwarze kohäsive (Ultra-)kataklasite mit Quarzkomponenten und Pseudotachylit mit selten Apophysengängchen beobachtet werden.

### **Speik-Komplex**

Der Speik-Komplex besteht aus Serpentin, Amphibolit sowie Grünschiefer und wurde nur an einer Stelle der Aufnahmegebiete im oberen Teil der Lahntalrinne im hinteren Sattental identifiziert. Dieses bereits auf einer GEOFAST-Kompilation (PAVLIK, 2009) dargestellte Vorkommen konnte neu kartiert und die Verbreitung besser dargestellt werden.

Der **Serpentin** tritt als Leseblöcke entlang der Lahntalrinne auf und wurde auf einer Seehöhe von 1.660 m als metermächtige Lage anstehend gefunden (R: 489017, H: 246892). Der Serpentin ist fein- bis mittelkörnig und zeigt eine charakteristische graublau-grüne Farbe mit massigeren und schiefrigen Bereichen abhängig vom Grad der Serpentinisierung. Deutlich sind dispers verteilte bis mm-große dunkelbraun-schwarze Magnetitblasten erkennbar, die magnetisch sind und selten Lagen ausbilden. Vergesellschaftet ist der Serpentin mit Talkschiefer, der auch entlang orthogonal orientierter Adern auftritt. Unter dem Mikroskop wurde reliktsch Olivin und Pyroxen identifiziert. Der Serpentin ist wechsellagernd und vergesellschaftet mit **Amphibolit** und **Grünschiefer**. Amphibolit tritt anstehend als metermächtige Lagen auf und es konnten verschiedene Typen (v.a. auch als Leseblock) identifiziert werden. Massiger dunkelgrüner hornblendereicher Amphibolit und teilweise gebänderter karbonatischer Amphibolit bilden die Hauptmasse, seltener ist Aktinolithschiefer auffindbar. Durch ihre Position an einer tektonischen Grenze wird der Amphibolit überprägt und Richtung Hangendes sind metermächtiger Grünschiefer und Chloritschiefer beobachtbar. Diese oft grün-schwarzen Gesteine sind meist stark deformiert und zeigen eine charakteristische Paragenese von Chlorit und Epidot mit einer deutlichen Albitblastese. Insgesamt wird die Mächtigkeit basischer und ultrabasischer Gesteine auf ca. 100 m geschätzt. Mylonitischer Quarzit und phyllonitischer Granat führender Glimmerschiefer trennen den Speik-Komplex von hangenden Einheiten.

### **Greim-Komplex**

Der Greim-Komplex besteht aus Paragneis, Granatglimmerschiefer, Marmor und Amphibolit. Er wurde bei Aufnahmen und Beprobungen östlich des Unteren Kaltenbachsees, vom Hohenseebach bis zum nördlichen Schwarzensee und bei einer Vergleichsbegehung im nördlichen hinteren Katschbachtal (GRIESMEIER et al., 2021) angetroffen. **Paragneis** ist meist monoton mit Quarz-Feld-

spat- und teilweise hellglimmerreichen Lagen, die zweiphasige Granatporphyroblasten führen. Nördlich des Hohenseebaches konnten im Paragneis Lagen mit Hornblendegarben beobachtet werden. Der **Granatglimmerschiefer** ist quarzreich und zeigt zweiphasigen mm-großen Granat sowie bis cm-große Pseudomorphosen von Hellglimmer und Disthen nach Staurolith. Aufschlüsse von diesem Gestein wurden östlich der Kaltenbachseen, nördlich des Hohenseebaches und als Leseblöcke südsüdöstlich der Bräualm gefunden. Ein wichtiges Leitgestein des Greim-Komplexes ist **Marmor**. Unmittelbar nordöstlich des Hohensees sind zehnermetermächtiger mittel-grobkörniger manchmal dolomitischer Kalzitmarmor aufgeschlossen. Dieser zeigt eine Wechsellagerung, manchmal Bänderung von reinen weißen Lagen und unreinen hellglimmerreichen rosa Lagen. Charakteristisch ist das Auftreten von bis zu 3 cm-großem farblosem Tremolit, der an Marmorflächen herauswittert (R: 501281, H: 239123). Manchmal sind die Schieferungsflächen talkführend. Oft sind dem Marmor metermächtige Quarz- und Granatglimmerschieferlagen zwischengelagert. **Amphibolit** tritt meist als gebänderter Amphibolit mit oder ohne Granatführung auf. Abhängig vom Plagioklasgehalt sind sie dunkel-hellgrün im Erscheinungsbild. Granat ist rot gefärbt und zeigt einen Rand aus Plagioklas. Meist ist der Amphibolit isoklinal verfaltet und führt olivgrünen Epidot entlang von Adern und Spalten. Im Bereich von stärkerer Überprägung ist Biotit und Hellglimmer beobachtbar.

#### **Wölz-Komplex, Sölk-Marmor-Lithodem, Gumpeneck-Marmor-Lithodem**

Der Wölz-Komplex besteht in den bearbeiteten Gebieten aus Granatglimmerschiefer und Glimmerschiefer, Amphibolit, Dolomit- und Kalzitmarmor, Grafitschiefer, Hornblendegarben-Schiefer und Quarzit. Generell ist im Wölz-Komplex eine Zunahme der Metamorphose Richtung Süden und Osten beobachtbar. Die Aufnahmen waren hauptsächlich auf Bereiche entlang der Deckengrenze zum Ennstal-Komplex, im westlichen Sattental zwischen Bottinghaus und Lahntalrinne sowie entlang der Marmorvorkommen zwischen Gumpeneck-Großsölk und Kollerseben konzentriert. Einzelne Aufschlüsse wurden im Bereich nördlich Riedlbach, beim Kreuzsteg am Hohenseebach sowie westlich der Zauneralm, am Mölbegg und im Kernbereich des Wölz-Komplexes entlang des Lärchkarbaches bzw. der Lärchkaralm beprobt und bearbeitet.

Der **Granatglimmerschiefer** variiert stark in seinem Aussehen und Mineralbestand. In zentralen Bereichen des südlichen und östlichen Wölz-Komplexes ist er meist grau, massig, fein-mittelkörnig, mit einem charakteristisch silbrig-grauen Glanz der Schieferungsflächen ausgebildet. Der Granatglimmerschiefer zeigt eine Wechsellagerung von quarz-feldspatreichen und glimmerreichen Lagen, wobei die Korngröße der Minerale stark variiert. Granat tritt meist in Glimmerlagen auf und kann bis zu Zentimetergröße erreichen. Hier ist meist ein Zonarbau erkennbar und manchmal ist Granat von Plagioklas umwachsen. Teilweise bildet Granat Lagen mit Muskovit und Biotit. In hangenden Bereichen des nördlichen Wölz-Komplexes nimmt der Granatanteil ab und oft ist Granat nur noch reliktitisch mit einem Chloritrand erhalten. Das Gestein wird quarz- und chloritreicher und das Aussehen wird feinkörniger mit phyllitischen Schieferungsflächen. **Glimmerschiefer** ist meist zwischen den Marmoren des Wölz-Komplexes und

der Deckengrenze zum Ennstal-Komplex aufgeschlossen. Charakteristisch ist seine grau-grünliche Farbe und Wechsellagerung von phyllitischen feinkörnigen Hellglimmer-Chlorit- und Quarzlagen. Biotit und Granat ist selten erhalten und durch Chlorit ersetzt, manchmal ist eine Karbonatisierung beobachtbar. Die Scheelit-Lagerstätte von Fastenberg (FRIEDRICH, 1975) ist in diesem Gestein des Wölz-Komplexes anzufinden.

**Amphibolit** tritt wechsellagernd mit Granatglimmerschiefer auf. Die Mächtigkeit schwankt im Dezimeter- bis Meterbereich. Häufig ist gebänderter Granatamphibolit in „höhergradigen“ Bereichen des Wölz-Komplexes beobachtbar. In hangenden Arealen ist der Amphibolit meist alteriert, stark vergrünt, mit einem zunehmenden Gehalt von Chlorit, Epidot, Hellglimmer und Biotit. Drei verschiedene Varietäten von **Marmor** können im Wölz-Komplex beschrieben werden. Im zentralen Bereich ist meist graublau gebänderter, unreiner, teilweise dolomitischer Kalzitmarmor mit unterschiedlichen Mächtigkeiten und bis 5 cm großem Tremolit beobachtbar (R: 502304, H: 241755). Im Unterschied zum Tremolitmarmor des Greim-Komplexes ist der Tremolit idiomorph ausgeprägt, zeigt eine grauweiße Farbe und ist meist in Richtung der Streckungslineation eingeregelt. Im hangenden Bereichen des Wölz-Komplexes treten zwei markante Marmorhorizonte auf (FRITSCH, 1953b; LELKES-FELVÁRI et al., 1999), die in den liegenden Dolomitmarmor des Gumpeneck-Lithodems und den hangenden Kalzitmarmor des Sölk-Lithodems gegliedert werden können. Der dunkelgraue und feinkörnige Dolomitmarmor des Gumpeneck-Lithodems ist nur im Gipfelbereich des Gumpenecks aufgeschlossen. Seine maximale Mächtigkeit wird auf ca. 450 m geschätzt. Der Kalzitmarmor des Sölk-Lithodems tritt im hangenden Bereich des Wölz-Komplexes etwa 1.000 m unterhalb der Deckengrenze zum überlagernden Ennstal-Komplex und variierenden Mächtigkeiten bis ca. 500 m auf. Dieser mittel-grobkörnig ausgebildete Kalzitmarmor ist teilweise unrein und zeigt eine weiß-rosa-gelblich-grüne Bänderung. Manchmal sind Chloritschiefer und stark alterierter Granat führender Glimmerschiefer zwischengelagert, selten sind in grau-schwarz-gebänderten Bereichen eine Grafitführung beobachtbar. Charakteristisch ist sein strukturreiches Erscheinungsbild, bedingt durch mehrmalige Verfaltung und Deformation während des Eoalpidischen Ereignisses. Der hochreine, meist schneeweiße mittel-grobkörnige Kalzitmarmor an der Weißen Wand im hinteren Walchenbachtal wird auch dem Sölk-Lithodem zugeordnet (LELKES-FELVÁRI et al., 1999; PUHR, 2013). Wirtschaftlich wird der Kalzitmarmor als Bau- und Dekorstein genutzt.

Selten treten im Wölz-Komplex andere Gesteine auf. Es sind dies **Grafitschiefer**, die als zentimetermächtige Lagen beziehungsweise in Linsen auftreten. Dem Granatglimmerschiefer eingelagert sind manchmal Lagen von **Hornblendegarben-Schiefer** beobachtbar. Meist in den liegenden Bereichen des Wölz-Komplexes nahe der Deckengrenze zum unterlagernden Riesach- und Speik-Komplex sind Lagen von mylonitischem **Quarzit** aufgeschlossen.

#### **Ennstal-Komplex**

Der Ennstal-Komplex besteht aus Glimmerschiefer, (Quarz-)Phyllit, (Serizit-)Quarzit, Grafitschiefer und Grünschiefer. **Glimmerschiefer** konnte an einer Stelle im Stubbegggraben beprobt werden (R: 508461, H: 258642). Er

zeigt schiefrige Lagen mit Muskovit, Biotit, wenig Chlorit und parallel zur Schieferung orientierte Quarzlagen. Auffallend ist das Vorkommen von Biotit- und Granatporphyroblasten bis 1 mm Durchmesser. Unter dem Mikroskop sind Akzessorien von Zirkon und Apatit sowie Illmenit mit Plagioklaseinschlüssen und Allanit erkennbar. Das Hauptgestein des Ennstal-Komplexes ist **(Quarz-)Phyllit**. Charakteristisch sind die grauschwarze Farbe und feinkörnige Phyllitlagen aus Serizit und Chlorit, die ein blättriges Gefüge ausbilden. Häufig sind schieferungsparallele Quarzlagen, die in ihrer Mächtigkeit von Millimeter bis Dezimeter variieren können und meist boudiniert bzw. sigmoidal ausgeprägt sind. Abhängig vom Quarz-Feldspatgehalt ist der Quarzphyllit massig. Selten sind alterierte, chloritisierte Granatreliekt bis mm-Größe erkennbar, die auf einen ursprünglich höheren Grad der Metamorphose hinweisen. Im Bereich südlicher Michaelerberg und Posserwald führt der (Quarz-)Phyllit Biotit als Porphyroblasten und auf den Schieferungsflächen. Im (Quarz-)Phyllit ist selten **Grafit-schiefer** eingeschaltet. Dieser bildet geringmächtige Lagen von bis zu 1,5 m oder Linsen. Nur im Bereich nordöstlich Forsthaus Walchenhof erreicht er größere Mächtigkeiten. Der (Quarz-)Phyllit ist wechsellagernd mit **Quarzit**, der im Bereich des hinteren Niederöblarnbachgrabens und am südlichen Mitterberg mehrere Meter misst. Dieser ist feinkörnig ausgebildet und hellgrau-weiß gefärbt. Die Hauptgemengteile sind Quarz und Hellglimmer mit schieferungsparallelen Quarzmobilisatlagen und Quarzadern quer dazu. Ein spezieller Leithorizont ist im hinteren Walchental und im Freibachgraben aufgeschlossen. Es handelt sich um einen hellglimmerreichen **(Serizit-)Quarzit**, der die Sulfidlagerstätte Walchen markiert (UNGER, 1968; SCHLÜTER et al., 1984) und mehrere 100 m Mächtigkeit erreicht. Er ist weiß gefärbt und durch Scherung mylonitisch deformiert. Meist handelt es sich um feinste Wechsellagerungen von Quarz- und Hellglimmerlagen. Selten sind Porphyroklasten von chloritisiertem Granat und Karbonat erkennbar. Unter dem Mikroskop konnten Feldspatlagen und -porphyroklasten beobachtet werden, die manchmal Zirkon führen. **Chloritschiefer** konnte beim Hochhörndl, östlicher Pruggerenberg, bei Stein ob der Enns und im Niederöblarnbachgraben kartiert und beprobt werden. Dieses dunkel-olivgrüne Gestein ist, abhängig vom Chlorit- bzw. Plagioklasgehalt, schiefrig oder massig ausgeprägt. Häufig sind Quarzmobilisatlagen, ein hoher Anteil von Pyritblasten und selten etwas Biotit auf den Schieferungsflächen beobachtbar. Als Ausgangsmaterial wird ein Tuff mit basischer Zusammensetzung angenommen. Selten sind im Ennstal-Komplex feinkörnige, geringmächtige dm-Lagen von dunkelgrauem, grafitischem **Kalzitmarmor** beobachtbar. Eine Lage wurde im Taddäusstollen der Lagerstätte Walchen gefunden.

#### **#, „Norische Gruppe“ – Gesteine der Norischen Decke**

Die stratigrafischen Einheiten der „östlichen Grauwackenzone“ wurden von HUBMANN et al. (2014) erläutert. Leider sind diese innerhalb der Norischen Decke nur bis in das Palental beschrieben und westlich davon gibt es noch keine klare stratigrafische Zuordnung. Deshalb wird hier auf einen historischen Begriff zurückgegriffen, der Gesteine der Norischen Decke um Kalwang als „Norische Gruppe“ bezeichnete (HERMANN, 1992). Er wird hier als Arbeitsbegriff mit Raute (#) verwendet.

Die #, „Norische Gruppe“ besteht aus teils karbonatischem oder grafitischem Phyllit, Quarzit, Metasandstein, Metabasalt, Metatuff, Marmor und Magnesit. **Phyllit** ist die Hauptlithologie und wurde zwischen Assachberg und Gröbming sowie nordwestlich St. Martin am Grimming angetroffen. Meist ist er silbrig-dunkelgrau-grünlich gefärbt mit variierendem Anteil von Serizit, Chlorit und Grafit. Manchmal ist er karbonatisch und führt schieferungsparallele Quarzlagen und Quarzlinsen, die reich an Eisenhydroxid sind. Der Phyllit wechsellagert mit teils mächtigen Lagen von dunkelgrauem **Quarzit**, hellem quarzreichem **Metasandstein** und violett-grünlichem **Metatuff**. Letztgenannter führt selten neugebildeten Biotit auf den Schieferungsflächen. In einem Steinbruch westlich Niedergstatt konnte ein massiger **Metabasalt** (R: 499798, H: 260197) beprobt werden, der stark deformiert ist. **Marmor**, der innerhalb des Phyllits auftritt, ist als eisenreicher dunkelgrauer Dolomitmarmor und feinkörniger hellgrauer Kalzitmarmor charakterisierbar. Von besonderem Interesse ist ein Vorkommen von **Spatmagnesit** nordwestlich von St. Martin am Grimming (ASCHER, 1917), der auf einer Länge von fast einem Kilometer aufgeschlossen ist. Dieser ist wechsellagernd mit Grafitphyllit, Serizitphyllit und dunkelgrauem feinkristallinem Kalzitmarmor. An Letztgenannten ist anhand von Conodonten eine chronostratigrafische Zuordnung in das Oberdevon beschrieben (BÖHM, 1988). Die bisherige Annahme einer Zuordnung dieses Bereiches zur karbonen Steilbachgraben-Formation ist somit nicht mehr haltbar. Zusätzlich zeigt der Grafitphyllit, der bisher auch in das Karbon eingestuft wurde, keine Anzeichen von detritärem Hellglimmer.

#### **Lagerungsverhältnisse, Strukturprägung und Kretazische Decken**

Detaillierte strukturgeologische Aufnahmen wurden entlang der Deckensystemgrenze zwischen Wölz- und Ennstal-Komplex durchgeführt. Des Weiteren wird eine Definition für die Öblarn-Decke präsentiert.

Entlang einer Strecke von fast 10 km konnte eine bis zu mehrere 100 m mächtige Scherzone zwischen den Gesteinen des Wölz-Komplexes und des Ennstal-Komplexes aufgenommen werden. Diese wurde bereits von FRITSCH (1953a) beschrieben und erfuhr in den 1970er- und 1980er Jahren erste Bearbeitungen (PEER, 1988, 1989; PRIEWALDER & SCHUHMACHER, 1976). Von der Deformation sind sowohl Gesteine des unterlagernden Wölz-Komplexes, als auch des überlagernden Ennstal-Komplexes erfasst. Generell fällt die mylonitische Schieferung mittelsteil bis steil Richtung N(NW). Die mylonitische Streckungslineation liegt meistens subhorizontal oder taucht flach Richtung W(NW) oder E(SE) ab. Der Grad der Deformation nimmt im Wölz-Komplex in das Hangende zu, wohingegen die Deformation im Liegenden des Ennstal-Komplex am stärksten ist. Auffallend ist eine generelle Zunahme der Deformation Richtung Osten. Im Wölz-Komplex ist davon vorwiegend Glimmerschiefer im Hangenden des Sölk-Marmor-Lithodems betroffen. Er zeigt eine starke deformative Beanspruchung mit mylonitischen Bereichen und Scherbandgefügen. Die Mächtigkeit dieses Bereiches wird auf bis zu 500 m geschätzt. Der Glimmerschiefer ist hier stark isoklinal verfaultet und bildet eine neue penetrative Ach-

senflächenschieferung, die in Richtung der Deckengrenze immer diskreter ausgebildet ist (d.h. der Abstand, sogenannte „spacing“, der Achsenflächenschieferung wird immer enger). Diese Schieferung kann im unmittelbaren Bereich der Deckengrenze in Millimeterbereich liegen. Das „spacing“ der Achsenflächenschieferung ist in Gesteinen des Ennstal-Komplexes durch ihr phyllitisches Aussehen schwerer zu erkennen. Es kann jedoch im (Quarz-)Phyllit durch Überschneidungskriterien die spätere steil Richtung N-fallende Schieferung von einer früheren flachen N-fallenden Schieferung unterschieden werden. Bestens ist die mylonitische Deformation in hellglimmerreichem (Serizit-) Quarzit, v.a. im Bereich der Lagerstätte Walchen studierbar. Hilfreich war dabei die Befahrung des Thaddäusstollens, wo entlang von über 600 m ein zusammenhängendes Profil mit teils (ultra-)mylonitischen Gesteinen im Wölz- und Ennstal-Komplex aufgenommen werden konnte. Auch an der Oberfläche konnte die Scherzone auf ca. 800 m (ca. 450 m im Wölz- und ca. 350 m im Ennstal-Komplex) verfolgt werden. Hier ist auffallend, dass ultramylonitische Gesteine in höheren Anteilen der Scherzone im Ennstal-Komplex zu beobachten sind. Ähnliche Mächtigkeiten der Scherzone von ca. 600 m konnten zwischen Schlein und Freibachgraben, im Mühlgraben und Posserwald sowie östlich Michaelerberg kartiert werden. Anhand des rheologischen Verhaltens der Gesteine, von Dünnschliffuntersuchungen und Schersinnindikatoren wird die Bildung der Scherzone unter grünschieferfaziellen Bedingungen zwischen 300 und 450 °C angenommen. Quarz und Kalzit deformiert dynamisch, Granat, Feldspat und Ankerit sind als Porphyroklasten ausgebildet. In phyllosilikatreichen Gesteinen ist die Ausbildung von Scherbandgefügen (C-Typ und C'-Typ Gefügen) beobachtbar. Der untersuchte Schersinn ist generell top-nach-W(NW). Anhand von Ar-Ar-Datierungen an neu gebildetem grobem Muskovit in boudinierten Quarzlagen sowie an Muskovit in der mylonitischen Schieferung kann die Bildung der Scherzone in das Turonium gestellt werden. Großtektonisch ist diese nun gut definierte duktile Scherzone eine Deckensystemgrenze zwischen Koralpe-Wölz- (Donnersbach-Decke) und Tirolisch-Norischen Deckensystem (Öblarn-Decke). Selten ist entlang der Scherzone auch spröde Deformation beobachtbar. Diese ist in Form von steilen EW streichenden spröden Störungen in Glimmerschiefer und Phyllit, sowie an NE-SW streichenden Harnischflächen mit fault-gouge aufgeschlossen. Ihre Entstehung wird mit der Bildung des Ennstal-Störungssystems in Verbindung gebracht.

Im Zuge dieser Arbeit wurde, für das bessere Verständnis, eine Definition für die **Öblarn-Decke** erstellt: Die Öblarn-Decke (HEJL, 2021) ist eine hangende Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems am Nordrand oder eine liegende Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems (IGLSEDER et al., 2022). Namensgebend ist die Marktgemeinde Öblarn (östlich von Gröbming). Die Öblarn-Decke ist im Bereich von Forstau bis Schladming, dann in einem Richtung Osten mächtiger werdenden Abschnitt von Oberhaus, über den Pruggerer- und Michaelerberg bis Stein ob der Enns aufgeschlossen. Anschließend Richtung Osten ist sie an den nördlichen Talausgängen der Sölkttäler, dem südlichen Mitterberg, großen Bereichen des Walchen- und Donnersbachtales bis Aigen im Ennstal und dem nördlichen Gullinggraben aufgeschlossen. Im Westen wird sie vom Silvretta-Seckau-Deckensystem, im zentralen Teil und Osten von der Donnersbach-Decke des Koralpe-Wölz-De-

ckensystems unterlagert. Überlagert wird sie von der Norischen Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems und im Nordosten von der Veitsch-Decke des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems. Die Öblarn-Decke wird von Gesteinen des Ennstal-Komplexes aufgebaut, der sich aus teilweise phyllonitischem Glimmerschiefer, (Quarz-)Phyllit, Quarzit, Grafitschiefer und Chloritschiefer zusammensetzt. Untersuchungen an detritären Zirkonen in den Metasedimenten ergaben Neoproterozoische Alter (STUMPF et al., 2022). Die Öblarn-Decke ist durch (obere-)grünschieferfazielle permische und kretazische Hauptmetamorphosen charakterisiert (STUMPF et al., 2022). Ihre strukturelle Hauptprägung ist eoalpidisch mit einer mehrere 100 m mächtigen Scherzone zur liegenden Donnersbach-Decke mit einer subhorizontalen, teilweise flach nach W(NW) und E(SE) abtauchenden Streckungslineation. Schersinnindikatoren zeigen eine top-nach-W(NW) gerichtete Transportrichtung.

## Literatur

- ASCHER, F.H. (1917): Der kristallinische Magnesit bei St. Martin a. d. S., am Fuße des Grimming in Steiermark. – Zeitschrift für praktische Geologie, **25**, 66–69, Berlin.
- BÖHM, F. (1988): Geologie des Grimming-Westabschnittes. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **34/35**, 151–184, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.R. (1984): Geologische Karte der Steiermark 1:200.000. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **45**, Graz.
- FRIEDRICH, O.M. (1975): Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming: III. Teil. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **15**, 29–63, Leoben.
- FRIEDRICH, W. (1953a): Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum „Joanneum“, **10**, 13–20, Graz.
- FRIEDRICH, W. (1953b): Die Gumpeneckmarmore. – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum „Joanneum“, **10**, 3–12, Graz.
- GRIESMEIER, G., SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 196–200, Wien.
- HAAS, I., KURZ, W., GALLHOFER, D. & HAUZENBERGER, C. (2021): A U/Pb zircon study on the Schladming Nappe and its implications for the pre-Alpine evolution of the Austroalpine Basement. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **167**, 100, Wien.
- HAAS, I., KURZ, W., GALLHOFER, D., HAUZENBERGER, C. & SKRZYPEK, E. (2022): The Austroalpine Schladming Nappe – a key area revealing the pre-Alpine evolution of the Eastern Alps. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **143**, 60, Wien.
- HEJL, E. (2024): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Wölz-Komplex und im Ennstal-Komplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 201–203, GeoSphere Austria, Wien. (dieser Band)
- HERMANN, S. (1992): Die Steirische Grauwackenzone am Kaintaldeck: Geologie, Petrographie, Struktur, Geochemie und Rb-Sr-Datierungen. – Dissertation, Universität Graz, 225 S., Graz.

- HUANG, Q., NEUBAUER, F., LIU, Y., GENSER, J., GUAN, Q., CHANG, R., YUAN, S. & YU, S. (2022): Permian-Triassic granites of the Schlading complex (Austroalpine basement): Implications for subduction of the Paleo-Tethys Ocean in the Eastern Alps. – *Gondwana Research*, **109**, 205–224, Amsterdam.
- HUBMANN, B., EBNER, F., FERRETTI, A., KIDO, E., KRAINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H.-P. & SUTTNER, T.J. (2014): The Paleozoic Era(them), 2<sup>nd</sup> edition. – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) – Vol. I. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 9–133, Wien.
- IGLSEDER, C., RANTITSCH, G., STUMPF, S., SKRZYPEK, E., SCHUSTER, R. & HUET, B. (2022): An adapted tectonic model for the “Central and Eastern Greywacke Zone” – new geochronological and RSCM-data (Styria/Austria). – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **143**, 83, Wien.
- LELKES-FELVÁRI, G., LOBITZER, H. & MOSHAMMER, B. (1999): Beiträge zur Petrologie, Geochemie und Weißmetrik des Sölker und Gumpeneck-Marmors (Niedere Tauern, Steiermark). – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **56/1**, 213–228, 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.
- PAVLIK, W. (2009): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 128 Gröbming: Stand 1999, Ausgabe: 2009/05. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R., EGGER, H., LINNER, M., MANDL, G.W., MOSER, M., REITNER, J., RUPP, C., SCHUSTER, R. & VAN HUSEN, D. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PEER, H. (1988): Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, **34/35**, 243–262, Wien.
- PEER, H. (1989): Rekristallisierte Blastomylonite aus Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen als deckentektonisches Trennelement zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben südlich von Öblarn (Steiermark). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **132/2**, 475–487, Wien.
- PUHR, B. (2013): Metamorphe Entwicklung und Geochemie von Metakarbonaten des Austroalpinen Basements (Ostalpen). – *Dissertation, Universität Graz*, 167 S., Graz.
- PRIEWALDER, H. & SCHUHMACHER, R. (1976): Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1976/2**, 95–113, Wien.
- RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B. & FINGER, F. (1997): Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. – *Tectonophysics*, **272/2–4**, 315–333, Amsterdam.
- SCHLÜTER, J., TARKIAN, M. & STUMPF, E.F. (1984): Die stratiforme Sulfidlagerstätte Walchen, Steiermark, Österreich: Geochemie und Genese. – *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **33**, 287–296, Berlin.
- STUMPF, S., SKRZYPEK, E., IGLSEDER, C. & STÜWE, K. (2022): U/Pb zircon, U/Pb allanite dating and petrology of the Ennstal Phyllite Zone (Eastern Alps). – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **143**, 179, Wien.
- UNGER, H.J. (1968): Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Oeblarn im Ennstal. – *Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen*, **7**, 2–52, Wien.
- TOLLMANN, A. (Ed.) (1977): *Geologie von Österreich, Band I: Die Zentralalpen*. – 766 S., Wien.

## Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

### Bericht 2016–2017 über geologische Aufnahmen von gravitativen Massenbewegungen in der Windau auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

MICHAEL LOTTER & JÜRGEN M. REITNER

Auf Basis des GEOFAST-Kartenblattes 121 Neukirchen am Großvenediger (Kompilation: KREUSS, 2008; siehe dort die zur Kompilation verwendete Literatur), den Aufnahmsberichten und Manuskriptkarten im Maßstab 1:10.000 der seit 1996 auf dem Kartenblatt tätigen Arbeitsgruppe Heinish (Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg) und der quartärgeologischen Arbeit von REITNER (2005) wurden in den Jahren 2016 und 2017 großräumige und tiefgreifende gravitative Massenbewegungen im Windautal aufgenommen. Darüber hinaus wurde in den Jahren 2018 und 2019

ein möglichst vollständiges Inventar derartiger Massenbewegungen in der Kelchsau, im Spertental und im Pinzgauer Anteil des Kartenblattes auf der Nordseite des Salzachtalles erarbeitet, das aber Gegenstand eigener Berichte ist.

Nach der bisher verwendeten tektonischen Gliederung des Oberostalpins befinden sich die im Rahmen dieses Berichts untersuchten Massenbewegungen überwiegend in Metapeliten und Metabasiten der Westlichen Grauwackenzone sowie in den Gesteinen der Innsbrucker Quarzphyllitzone. Aktuelle Untersuchungen und Kartierungsarbeiten von B. Huet und C. Iglseeder revidieren diese tektonische Gliederung bzw. die in Verwendung befindliche Nomenklatur. Dem tektonischen Konzept von HUET et al. (2019) ist zu entnehmen, dass in die Massenbewegungen des Windautals Gesteine der hangenden Staufens-Höllengebirge-Decke und der liegenden Windau-Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems involviert sind. Weit verbreitet und teilweise in die Massenbewegungen miteinbezogen sind