

Bericht 2017–2019 zur Kartierung der Deckengrenze zwischen Wildkogel- und Windau-Decke auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 122 Kitzbühel

BENJAMIN HUET, ANNA ROGOWITZ (Auswärtige Mitarbeiterin),
MANFRED LINNER & CHRISTOPH IGLSEDER

Dieser Bericht präsentiert Geländebeobachtungen, die zwischen 2017 und 2019 im Laufe einer Kartierung der Deckengrenze zwischen der liegenden Wildkogel-Decke im Süden und der hangenden Windau-Decke im Norden auf den Kartenblättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 122 Kitzbühel gewonnen wurden. Fünf Hauptthemen werden in diesem Bericht behandelt: (1) die Merkmale der Deformations- und Metamorphosegradienten senkrecht zur Deckengrenze, (2) die Kartierungskriterien für die Deckengrenze, (3) der Verlauf der Deckengrenze, (4) die Deformation der Deckengrenze und (5) Argumente für eine eo-alpische Aktivität der Deckengrenze.

Im Rahmen der Neukartierung des Kartenblattes 121 Neukirchen am Großvenediger wurden strukturgeologische, petrologische und geochronologische Untersuchungen durchgeführt, um eine einheitliche sowie moderne, tektonische und lithostratigrafische Gliederung und Nomenklatur der untersuchten Einheiten herzustellen. Die neue lithostratigrafische und tektonische Nomenklatur der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ und der „Westlichen Grauwackenzone“ in den Kitzbühler Alpen von HUET et al. (2019) wird hier angewendet und die Hauptpunkte dieser neuen Nomenklatur sind hier kurz angeführt. Die Wildkogel-Decke besteht aus dem Trattenbach-Komplex. Dieser entspricht dem „Steinkoglschiefer“ nach OHNESORGE (1908), welcher Granat und/oder Biotit führt, sowie nördlich angrenzende Anteile der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“, die größtenteils aus phyllonitischem Glimmerschiefer aufgebaut sind. Die Windau-Decke umfasst den nördlichen Anteil der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ inklusive dem „Windau-Halbfenster“ (z.B. TOLLMANN, 1977), welche keine Hinweise auf eine Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies liefert, sowie höhergradige metamorphe Anteile der „Westlichen Grauwackenzone“ (z.B. HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008). Lithostratigrafisch beinhaltet die Windau-Decke vom Liegenden in das Hangende drei Hauptelemente: (1) den Kreuzjoch-Komplex, (2) den Metagranit des Kellerjoch-Lithodems und (3) paläozoische siliziklastische Einheiten der „Westlichen Grauwackenzone“ (hauptsächlich Löhnersbach- und Schattberg-Formation im Glemmtal-Komplex). Diese wurden in der Staufer-Höllengebirge-Decke definiert (HEINISCH et al., 2015), treten aber auch in der Windau-Decke auf.

Merkmale der Deformations- und Metamorphosegradienten senkrecht zur Deckengrenze

Das Hauptargument für die Existenz einer Deckengrenze stammt aus N–S verlaufenden Deformations- und Metamorphosegradienten sowohl in der Wildkogel-Decke im Trattenbach-Komplex, als auch in der Windau-Decke zwi-

schen Glemmtal- und Kreuzjoch-Komplex. Die Merkmale dieser Gradienten werden hier entlang repräsentativer Profile beschrieben.

Im Skigebiet Wildkogel-Arena gibt es ein leicht erreichbares N–S-Profil auf dem Weg über dem Grat von der Bergstation bis zur Herrensteigscharte, durch den überkippten Hangenteil der Wildkogel-Decke. Von der Bergstation bis zum Braunkogel sind Paragneise und Glimmerschiefer mit untergeordnet Orthogneis aufgeschlossen. Sie sind grobkörnig beziehungsweise grobschuppig, führen, wenn vorhanden, gut erhaltenen Granat und/oder Biotit und verwittern gelb-bräunlich. Vor dem Braunkogel taucht eine W–E streichende, diskrete Krenulationsschieferung auf, die großräumig verfaultet wird. Der Granat ist teilweise statisch in Chlorit umgewandelt. Chloritoid kann in feinen Aggregaten, möglicherweise Pseudomorphosen nach Staurolith (Aufschlüsse BH-16-0341.5 – entdeckt von H. Heinisch und C. Panwitz – und BH-17-0126), oder als makroskopisch sichtbare Einzelkristalle beobachtet werden (Aufschluss BH-17-0126). In der Gegend vom Frühmessergipfel wird die Krenulationsschieferung mit engerem Abstand immer deutlicher ausgeprägt und bildet dann die Hauptschieferung. Der Glimmerschiefer wird zunehmend phyllonitisch. Er ist silbrig, die Korngröße der Hellglimmer wird geringer und mm- bis cm-lange Streifen von Chlorit auf der Schieferung deuten auf dynamische Umwandlung von Granat hin. Nach dem Gipfel tritt ein feiner, chloritreicher Grünschiefer mit kleinen (< 0,5 mm) Albitblasten (Aufschluss BH-17-0152) auf. Am nordöstlichen Grat vom Frühmesser gibt es keine Anzeichen mehr für Granat und/oder Biotit. Die Phyllonitisierung ist noch stärker und W–E gestreckte, teils verfaultete, cm-dicke, graue Quarzlinsen sind häufig. Seltene und teilweise unklare Schersinnindikatoren, wie Sigmoide oder C'-Typ Scherbandgefüge, weisen auf eine sinistrale Scherung hin.

Die Deckengrenze ist nicht als eine scharfe Linie ausgebildet, sondern in Form einer 50 bis 100 m mächtigen Scherzone in grauem bis silbrigem, sehr feinkörnigem Glimmerschiefer südwestlich der Herrensteigscharte (Aufschluss BH-17-0157). Nördlich dieser Scharte sind stark deformierter Quarzphyllit, Phyllit und untergeordnet Paragneis des Kreuzjoch-Komplexes aufgeschlossen. Auf dem Grat Richtung Laubkogel (Aufschluss BH-16-0446) ist ein rötlicher, Karbonat führender Chloritschiefer mit Albitblasten in einer isolierten, metermächtigen Lage aufgeschlossen. Er wird als Fortsetzung der teilweise karbonatischen Grünbeziehungsweise Chloritschieferhorizonte betrachtet, die im Nassentalgraben und im Mühlbachtal entlang der Deckengrenze innerhalb von Phyllit des Kreuzjoch-Komplexes auftreten. Zusammenfassend zeigt das beschriebene Profil kontinuierliche Deformations- und Metamorphosegradienten und weist auf eine nach Norden in Richtung der Deckengrenze zunehmend lokalisierte Deformation hin, die räumlich mit einer retrograden Metamorphose übereinstimmt. Solche Merkmale kann man ebenfalls in Profilen nördlich vom Wildkogel und nördlich vom Speikkogel beobachten.

N–S-Profile innerhalb der Windau-Decke im Hangenden der Deckengrenze erlauben eine gute Dokumentation dieser Gradienten zwischen Gesteinen, die traditionell der „Westlichen Grauwackenzone“ beziehungsweise der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ zugeordnet waren (z.B. TOLLMANN, 1977). Einfach erreichbare und gut aufgeschlossene

Profile befinden sich auf dem Grat zwischen Steinbergstein und Schneegebirgsspitze oder auf dem Forststraßennetzwerk westlich des Kreuzjoches. In den nördlichen Teilen der Profile sind Metasandstein, Metasiltstein und Tonschiefer aufgeschlossen, die zur Löhnersbach- und Schattberg-Formation des Glemmtal-Komplexes zugeordnet wurden (HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008). Diese Lithologien sind wenig deformiert und die Schichtung bildet das dominierende planare Gefüge. Detritäre Hellglimmer und sedimentäre Gradierungen sind noch erkennbar. Neu gesprossener Hellglimmer und Chlorit sind selten mit freiem Auge erkennbar. Nach Süden stellt sich progressiv eine diskrete Schieferung entweder als disjunktive Schieferung oder Krenulationsschieferung ein, welche die Schichtung schneidet. Dabei werden Quarzmobilisate und glänzende Schichtsilikate nach Süden häufiger.

In dieser Übergangszone tritt oft der Metagranit des Kellerjoch-Lithodems in 10 bis (?)100 m mächtigen, diskontinuierlichen Körpern und Zügen auf (Aufschlüsse BH-18-0171 und BH-18-0186). Seine Matrix ist graugelb bis bräunlich, oft alteriert und feinkörnig. Die Kalifeldspatkristalle sind zentimetergroß, hell und oft von einem Chloritsaum ummantelt. Der Metagranit zeigt selten ein penetratives planares Gefüge; Mylonitisierung wurde nicht beobachtet. Südlich dieses Metagranits erkennt man fast keine sedimentären Strukturen mehr und das dominante planare Gefüge ist eine enge Krenulationsschieferung, die subparallel zur Deckengrenze liegt. Die intensive Deformation und Metamorphose hat die Metasedimente in Phyllit, Quarzphyllit und Quarzit des Kreuzjoch-Komplexes umgewandelt. Diese enthalten zahlreiche deformierte Quarzmobilisate, führen leicht glänzenden Hellglimmer und auf der Schieferung neu gesprossenen Chlorit. Diese Merkmale sind die klassischen Kartierungskriterien für die „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ (HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008). Es ist trotzdem schwierig, eine scharfe lithologische Grenze zwischen Glemmtal- und Kreuzjoch-Komplex darzustellen. Die Abwesenheit von lokalisierter Deformation an der fließenden lithologischen Grenze zwischen den beiden Komplexen und auch im Metagranit des Kellerjoch-Lithodems widerspricht eindeutig der Gliederung von KOBER (1938) und TOLLMANN (1977): der „Kellerjoch-Orthogneis“ stellt keinen Deckenscheider dar! Zudem haben bereits HEINISCH & PANWITZ (2007, 2008) zuerst erkannt, dass es lokal keine tektonische Grenze zwischen den Gesteinen gibt, die traditionell der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ beziehungsweise der „Westlichen Grauwackenzone“ zugeordnet waren. Nichtsdestotrotz weisen die kontinuierlichen Deformations- und Metamorphosegradienten auf eine nach Süden in Richtung der Deckengrenze zunehmende, lokalisierte Deformation hin, die räumlich mit einer progressiven Metamorphose einhergeht.

Kartierungskriterien für die Deckengrenze

Die Deformationsgradienten in Richtung der Deckengrenze und die Tatsache, dass der Metamorphosegradient im Süden, in der liegenden Einheit, retrograd und im Norden, in der hangenden Einheit, prograd ist, implizieren, dass der Trattenbach-Komplex (Wildkogel-Decke) einerseits und die Glemmtal- und Kreuzjoch-Komplexe (Windau-Decke) andererseits nicht den gleichen tektonischen Einheiten angehören können. Dies bedeutet aber nicht, dass die Decken-

grenze im Gelände einfach zu kartieren ist. Die primäre Herausforderung ist die Unterscheidung zwischen einem stark deformierten, feinkörnigen, retrograd überprägten, phyllonitischen, quarzreichen Glimmerschiefer im Trattenbach-Komplex und einem genauso stark deformierten, feinkörnigen, prograd kristallisierten Quarzphyllit im Kreuzjoch-Komplex. Zudem sind Leithorizonte meist abwesend. Der Amphibolizug im Trattenbach-Komplex im Gebiet Schafssiedel und die subparallel zur Deckengrenze liegenden, teilweise karbonatischen Grün- und Chloritschieferhorizonte im Kreuzjoch-Komplex im Gebiet Mühlbachtal bilden eigentlich Ausnahmen und sind diskontinuierlich. Es wurde deshalb versucht, Geländekriterien zu definieren, die eine Kartierung der Deckengrenze für den Zielmaßstab 1:50.000 erlauben.

Die Deckengrenze hat sich leicht morphologisch ausgeprägt. Wo sie einen Grat schneidet, befindet sie sich an flachen oder gerundeten, oft „erdigen“ Scharten zwischen spitzigen Felsen (z.B. Herrensteigscharte, Geigenscharte, Scharte südlich vom Gamskogel). Wo sie an einem Hang die Isohypsen schneidet, liegt sie oft in Gräben (z.B. westlich der Fleckl-Grundalm, westlich vom Steinkogel). Wo sie an einem Hang den Isohypsen folgt, bildet sie eine Geländestufe oder flachere Bereiche zwischen kleinen Felswänden (z.B. nördlich vom Speikkogel, nördlich vom Grat Freimöserkopf-Mitterkopf-Kröndlberg). An der Deckengrenze wurden oft milchig weiße, eckige, große Quarzmobilisate (> 50 cm) als Lesesteine gefunden. Es ist anzumerken, dass diese sehr selten im Kreuzjoch- beziehungsweise Trattenbach-Komplex anstehend gefunden wurden. Sinistrale Schersinnindikatoren, wie Sigmoide, C'-Typ Scherbandgefüge oder „flanking structures“, wurden auch nur in der unmittelbaren Nähe der Deckengrenze gefunden (z.B. Fleckl-Grundalm, Geige, Überlebenscharte).

Auch lithologische Eigenschaften und Beobachtungen weisen auf Unterschiede beiderseits der Deckengrenze hin. Der phyllonitische Glimmerschiefer (Wildkogel-Decke) hat einen gelben, blauen oder silbrigen Glanz und zeigt diffuse Chloritflecken auf der Schieferung. Auch sind einzelne, mit freiem Auge sichtbare Hellglimmerkörner und bis zu 2–3 mm mächtige Hellglimmerpakete in den Mikrolithon-Bereichen ausgebildet. Häufig sind grau durchscheinende, gestreckte und/oder verfaltete, feinkörnige Quarzmobilisate, die selten mehr als 50 % des Gesteinsvolumens bilden. Im Unterschied dazu ist der Quarzphyllit (Windau-Decke) grau, hat weniger Glanz und Chlorit taucht in bis zu 2–3 mm mächtigen, diskontinuierlichen Lagen auf. Einzelne Hellglimmerkörner sind fast nur in quarzarmen Lagen mit freiem Auge zu beobachten und die Hellglimmerpakete sind dünn (< 1 mm). Meistens sind sie in den Domänen mit Krenulationsschieferung, zwischen quarzreichen Mikrolithon-Bereichen, zu finden. Der Anteil der Quarzmobilisate kann mehr als 50 % erreichen und diese sind tendenziell milchig weiß und nicht durchscheinend. Auch Deformationsunterschiede wurden beobachtet. Im phyllonitischen Glimmerschiefer ist die Hauptschieferung gut geregelt, hingegen kann es schwierig sein, im Quarzphyllit eine gerade Fläche zu finden, um die Schieferung zu messen.

Die hier beschriebenen Kriterien ergeben auf jedem Fall keine vollständige Sammlung und Regel, können nur kombiniert angewendet werden und können sich teilweise auch in der jeweils anderen Einheit finden. Eine scharfe

Trennung mit Hilfe dieser Kriterien und stark lokalisierter Deformation wurde nur an einer Forststraße nördlich der Filzenhöhe im Mühlbachtal (Aufschluss BH-17-0100.5, sogar mit Fault Gouge) und an einer neu gebauten Straße im Lämmerbichl oberhalb vom Salzachtal (Aufschluss BH-19-0347) beobachtet. Es ist aber nicht auszuschließen, dass die Deckengrenze dort von späteren Störungen lokal reaktiviert wurde.

Um die Deckengrenze präzise zu kartieren, wurde folgende Vorgangsweise erfolgreich angewendet: Zuerst wurde eine 100 bis 500 m breite Scherzone mithilfe der Deformations- und Metamorphosegradienten, der Oberflächenmorphologie und/oder der großen milchweißen Quarzmobilisate identifiziert. Anschließend wurde durch wiederholtes Hin- und Zurückgehen, quer über die Scherzone, eine 10 bis 50 m breite Zone eingegrenzt, in welcher sich die Deckengrenze befindet. Dies genügt in der Genauigkeit für den Zielmaßstab 1:50.000. Die Breite dieser Zone und die periodische Wiederholung der genannten Kriterien im Grenzbereich weisen auf eine Mischung der Gesteine beider Decken durch Verschuppung an der Deckengrenze hin.

Verlauf der Deckengrenze

Die Deckengrenze zwischen der Wildkogel-Decke und der Windau-Decke wurde vom Salzachtal (auf Blatt 122 Kitzbühel) bis zum Langen Grund (auf Blatt 120 Wörgl) durch das Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger kartiert. Ihr Verlauf wird von Osten nach Westen beschrieben.

Die Deckengrenze liegt immer subparallel zum dominierenden planaren Gefüge und schneidet die lithologischen Züge der Decken, die sie begrenzt, nur spitzwinkelig. Vom Salzachtal bis Mühlbachtal ist die Deckengrenze steilstehend bis saiger (60–90° Fallwinkel). W–E bis WNW–ESE streichend, verläuft sie subparallel zur auf Blatt 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003) dargestellten Basis der Staufer-Höllengebirge-Decke. Ab dem Ort Perill liegt die Deckengrenze invers und folgt mehr oder weniger der auf dem Blatt 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003) dargestellten lithologischen Grenze zwischen der „Zone der Steinkogelschiefer“ und der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“. Sie ist zuerst steil bis senkrecht (60–90° Fallwinkel) und fällt nach S–SSW ein und wird progressiv flacher (30–60° Fallwinkel) mit einem Einfallen nach Südwesten. In diesem Gebiet liegt sie auch parallel und im Hangenden von teilweise karbonatischen Grün- beziehungsweise Chlorit-schieferhorizonten des Kreuzjoch-Komplexes. Diese sind auf dem Blatt 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003) kartiert und wurden im Nassentalgraben wiedergefunden. Auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger, nördlich vom Wildkogel, liegt die Deckengrenze zwischen 1.500 und 1.700 m Seehöhe. Sie folgt teilweise der auf der GEOFAST-Karte Neukirchen am Großvenediger (KREUSS, 2008) dargestellten lithologischen Grenze zwischen „Steinkogel-Komplex“ und „Innsbrucker Quarzphyllit-Decke“. Es ist anzumerken, dass vom Salzachtal bis in das Mühlbachtal und nördlich vom Wildkogel die Deckengrenze öfters von Grundmoränen- oder Eisrandablagerungen bedeckt ist. Trotzdem können in Flussläufen (Rettenbach, Mühlbach) beziehungsweise Gräben (Ht. Schlieflgraben, Nassentalgraben, Markgraben) gute Profile senkrecht zur Deckengrenze verfolgt werden.

Westlich vom Mühlbachtal ist die Aufschlusssituation deutlich besser. Die Deckengrenze liegt invers, streicht etwa in W–E-Richtung, steht mittelsteil bis steil (45–70° Fallwinkel) und folgt dem Bachbett bis rund 100 m südwestlich der Herrensteigscharte am Grat zum Frühmesser. Ab der Herrensteigscharte und bis zum Kröndlhorn verläuft die Deckengrenze über ca. 10 km teilweise entlang des Hauptkamms beziehungsweise der Landesgrenze. Sie fällt invers nach SSW–SSE mit einem Fallwinkel meistens zwischen 60° und 75° ein und läuft knapp nördlich der Geigscharte, weiter über die Geige und die Scharte südlich vom Gamskogel, schneidet das Trattenbachtal um 1.640 m Seehöhe und erreicht den Grünkogel. Die Deckengrenze wird von steilen Störungen nördlich vom Freimöserkopf scheinbar sinistral versetzt, streicht weiter W–E mit einem flachen Fallwinkel (25–50°) und setzt sich am nördlichen Fuß des Grates zwischen dem Freimöserkopf und dem Kröndlberg um 2.100–2.300 m Seehöhe bis zur Scharte in 2.305 m fort. Zwei von HEINISCH & PANWITZ (2011, 2016) kartierte Störungen unterbrechen die Deckengrenze, wodurch diese nur auf einer kurzen Strecke auf dem Hang südöstlich der Neuen Bamberger Hütte zu verfolgen ist.

Westlich der Neuen Bamberger Hütte lässt sich die Deckengrenze kontinuierlich verfolgen. Sie verläuft zunächst am Fuß des östlichen Schafsiedelrückens bis zur Überlebensscharte mit einem Einfallen nach SSW–SSE und einem Fallwinkel von 25° bis 50°. Am Küharnbachtrogl nördlich des Schafsiedels fällt die Deckengrenze dann mit einem sehr variablen Fallwinkel von 10° bis 60° in alle Richtungen. Von der Neuen Bamberger Hütte zum Küharnbachtrogl befindet sich die Deckengrenze im Liegenden eines von HEINISCH (2013) und HEINISCH & PANWITZ (2011, 2016) kartierten, markanten Amphibolitzuges im Trattenbach-Komplexes. Westlich des Schafsiedels ist die Deckengrenze verfaltet und wird dadurch wieder aufrecht mit einem Einfallen nach N bis NNW und einem Fallwinkel von 35° bis 70°. Sie streicht an den Rücken östlich der Hochheldenalm, quert den Frommbach auf 1.440 m Seehöhe, erreicht um 1.720 m Seehöhe den Kamm nördlich der Pailspitze (auf Blatt 120 Wörgl) und quert den Langen Grund nördlich der Martl-Erlaualm und südlich der Erlauerhütte. An der Forststraße zur Frommalm wurde südlich der Deckengrenze der charakteristische massive Amphibolit im Trattenbach-Komplex gefunden.

Deformation der Deckengrenze

Der komplizierte Verlauf im Kartenbild und die plötzlichen Änderungen der Fallrichtung beziehungsweise des Fallwinkels der Deckengrenze zwischen Wildkogel- und Windau-Decken weisen auf eine Deformation der Deckengrenze nach ihrer Bildung hin. Diese spätere Deformation, durch Falten und Störungen charakterisiert, wird im Folgenden erläutert.

Auf dem Kartenblatt 121 Neukirchen am Großvenediger ist die Deckengrenze fast durchgehend invers lagernd und nach SSW–SSE bis senkrecht einfallend. Nur westlich vom Schafsiedel und östlich vom Mühlbachtal (auf Blatt 122 Kitzbühel) ist sie aufrecht gelagert und mit N–NE Fallrichtung zu beobachten. Die inverse Lagerung ist zumeist durch großräumige Falten bedingt. Diese zeigen ungefähr W–E-streichende Faltenachsen und mittelsteil nach Süden

einfallende Achsenflächen. Solche Falten sind besonders gut nördlich der Mündung des Mühlbachtals beziehungsweise im Graben nördlich der Baumgart-Grundalm zu beobachten. Sie erklären die Fallrichtungsänderung zwischen der West- und Ostseite des Mühlbachtals sowie westlich des Schafsiedels. Sie erklären auch die Deformation des Marmorzuges innerhalb des Trattenbach-Komplexes zwischen dem Gernkogel und dem Mühlbachtal. Ebenfalls wurden Falten mit ähnlicher Geometrie, aber nach Norden einfallenden Achsenflächen beobachtet. Bisher ist es unsicher, ob diese einer anderen Falten- oder wieder verfaltete Falten mit nach Süden einfallenden Achsenflächen sind. Es ist anzumerken, dass das Erkennen dieser Falten das tektonische Bild der Kitzbühler Alpen radikal verändert. Es wurde bis jetzt angenommen, dass die „Steinkogelschiefer“ im Hangenden der „Innsbruck Quarzphyllitzone“ liegen (TOLLMANN, 1977; SCHULZ, 1992; SATIR & MORTEANI, 1979; HEINISCH et al., 2013). Diese Hypothese hatte zur Folge, dass der „Steinkogelschiefer“, anders als jetzt, als Element des Mittelostalpins (sensu TOLLMANN, 1977) angesehen wurde, was jedoch zu großräumigen geometrischen Komplikationen führte (TOLLMANN, 1977).

Während der Kartierung wurden einige Störungen identifiziert, welche die Deckengrenze schneiden. Dabei wurde versucht, nur jene Störungen darzustellen, die zu einem eindeutigen Versatz führen. Solche Störungen befinden sich westlich vom Grünkogel sowie zwischen dem Kröndlberg und der Neuen Bamberger Hütte. Drei der vier Störungen sind scheinbar steilstehend und streichen SSW–NNE. Es wird vermutet, dass sie der oligozänen bis miozänen W–E-Dehnung im Handenden vom Tauernfenster zuzuordnen sind. Störungen dieses Ereignisses wurden entlang des Salzachtals zwischen Gerlospass und Zell am See häufig beobachtet. Somit ist das „Auskeilen“ der Wildkogel- und Windau-Decken Richtung Südosten auf solche Störungen zuzuführen.

Argumente für die eo-alpidische Aktivität der kartierten Deckengrenze

Die metamorphe Geschichte des Trattenbach-Komplexes ist zweiphasig (SCHULZ, 1992; HUET et al., 2018). Das erste Ereignis ist in Paragneisen des Steinkogel-Lithodems aus einer Paragenese mit Kernen von Granat, anorthitreichem Plagioklas, Biotit, Muskovit und Ilmenit ableitbar. Im selten auftretenden, Al-reichen Glimmerschiefer ist der Granat einphasig und rechteckige Chloritoid-Aggregate werden als Pseudomorphosen nach Staurolith des ersten Ereignisses interpretiert. Die berechneten Bedingungen (~0.7 GPa, 530° C) liegen im Bereich der oberen Grünschieferfazies und sind konsistent mit Ergebnissen der Raman-Mikrospektroskopie an Kohlenstoffmaterial im Steinkogel-Lithodem. Ein Sm-Nd Granatalter von 327 ± 4 Ma, gemessen an einem Al-reichen Glimmerschiefer und ein U-Pb Apatit-Abkühlalter von 293 ± 12 Ma, gemessen an einem Paragneis, zeigen, dass diese Metamorphose während des variszischen Ereignisses erfolgte. In granat- und biotitfreien Gesteinen ist es nicht möglich, diesem ersten Ereignis eine eindeutige Paragenese zuzuordnen.

Einem zweiten Ereignis können im Paragneis die Ränder von Granat, anorthitarmer rekristallisierter Plagioklas, Bio-

tit, Muskovit, Paragonit, Chlorit, Epidot und Titanit zugeordnet werden. Die Chemie der zweiten Granatgeneration ist deutlich Ca-reicher und Mg-ärmer. Sie findet sich nicht nur als Ränder um die Kerne, sondern auch in Rissen („healed cracks“). Der Titanit umwächst den Ilmenit der ersten Paragenese. In Al-reichem Glimmerschiefer ist, wie oben erwähnt, Chloritoid in Pseudomorphosen nach Staurolith vorhanden. Eine Paragenese mit Chloritoid, Chlorit, Muskovit und Ilmenit sowie Raman-Mikrospektroskopie an Kohlenstoffmaterial aus den Granat und Biotit freien Lithologien deutet auf eine maximale Temperatur von 470° C für das zweite Ereignis hin. Ein U-Pb Apatit-Alter von 138 ± 25 Ma aus einem Orthogneis (125 ± 2 Ma mit Xenotim Anker), ein U-Pb Rutil-Alter von 96 ± 2 Ma, gemessen an einem Paragneis, und ein Rb-Sr Muskovitalter von 99 ± 1 Ma aus einem silikatisch verunreinigten Calcit-Marmor zeigen, dass die zweite Metamorphose während des eo-alpidischen Ereignisses stattfand. Ar-Ar-Muskovitalter aus phyllonitischen Glimmerschiefern ergaben zwischen 100 und 90 Ma. Sie werden als Deformationsalter interpretiert. Im Gegensatz dazu ergaben Ar-Ar-Muskovitalter aus Gesteinen des Steinkogel-Lithodems mit gut erhaltenen, variszischen Paragenesen Werte von 280 bis 90 Ma (HUET et al., 2018). Diese werden als teil- bis völlig verjüngte Alter interpretiert.

Diese geochronologischen Daten weisen darauf hin, dass die Phyllonitisation und retrograde Überprägung der variszischen Paragenesen während des eo-alpidischen Ereignisses erfolgten. Da die Kartierung andeutet, dass diese Prozesse durch die Deformation entlang der Deckengrenze kontrolliert sind, ist anzunehmen, dass die Bewegung an der Deckengrenze zwischen der Wildkogel- und Windau-Decke eo-alpidisch stattfand. Die sinistrale Kinematik an der steilen Deckengrenze weist, wenn die Überkipfung der Deckengrenze rückrotiert wird, auf eine Top-nach-WNW Kinematik hin. Diese Bewegungsrichtung ist konsistent mit der Kinematik der Deckenstapelung in der Kreide (NEUBAUER, 1987; RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989).

Literatur

- 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.
- 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**, 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**, 254–257, 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**, 125–126, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 262–267, 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. (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 lithostratigrafische 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 lithostratigrafischen 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 „Steinkogelschiefer“ 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