

of the area consists of the Schattberg Formation and the southern half of Innsbrucker Quartzphyllite. The boundary between the two-nappe systems is just north of the Trattenbach creek. A band of augengneiss that is considered to be part of the Tirolic nappe system (HEINISCH & PANWITZ, 2008) occurs occasionally at the boundary.

### Trattenbach Quaternary geology

SSE of the Gasthof Wegscheid a double ridge structure consisting of a Dmm (diamicton matrix-supported massive) lithofacies with boulders on the crests was identified. The morphology and the lithofacies leads to the assumption that this is a lateral moraine deposit. Considering the lateral moraine deposit 250 m north of Gasthof Wegscheid this deposit could belong to the same system or be of a younger age. This means that this deposit is either from the Phase of ice-decay or, more likely, from the Gschnitz stadial.

A latero-frontal moraine deposit was identified (at ca. 1,500 m a.s.l.) on the southern side of the Trattenbach creek (the partnering deposit on the right side is missing due to a mass movement). The age of this latero-frontal moraine is difficult to estimate as reference points like moraines undoubtedly attributed to a stadial are missing in the vicinity. Considering the lateral moraine deposit just north of Gasthof Wegscheid (Kurzer Grund area) and the presence of terminal moraines of the Egesen stadial close to Schneegrubenalm (1,780 m a.s.l.), a Gschnitz age of the latero-frontal moraine is assumed.

Outside the bounds of the latero-frontal moraine deposits, the flanks are covered by patches of subglacial traction till up to an altitude of ca. 1,800 m a.s.l. Beyond this, bedrock and scree deposits cover the flanks.

### Trattenbach mass movements

Multiple double-crested ridges strike in a NNE–SSW direction just below the saddle of the Schneegrubenscharte. These features have been interpreted as extension gaps (*Zerrspalten*). On the southwest-facing flank, directly below the peak of the Steinbergstein, a mass movement that spans 400 m across in the crown area and 700 m

in the foot area was identified. The scarps vary in depth from north to south, with the scarps on the northern side not surpassing 10 m whereas the southern scarps reach depths of 100 m. Extension gaps occur also in the displaced mass that are comparable to those described in the Kurzer Grund area. These features cease in the lower half of the moved mass and bedrock outcrops become rare. The rock in the lower area is fractured and loose. This indicates slope creep (*Hangkriechen*) is the dominate process here. The mass movements are generally of post-LGM age according to the relation between glacial and gravitational features. Glacial erosion i.e. oversteepening of the valley flanks is regarded as the major cause of the large-scale mass movements.

## References

- DIPPENAAR, E. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-19 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 353–360, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **147/3–4**, 654–656, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2008): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148/2**, 254–257, Wien.
- REITNER, J.M. (2007): Glacial Dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – Quaternary International, **164/165**, 64–84, Oxford.
- REITNER, J.M. & LINNER, M. (2009): Formation and Preservation of Large Scale Toppling. – Austrian Journal of Earth Sciences, **120/2**, 68–80, Wien.
- REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – E&G – Quaternary Science Journal, **65/2**, 113–144, Hannover. <https://dx.doi.org/10.3285/eg.65.2.02>
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

## Blatt 126 Radstadt

### Bericht 2018 über geologische Aufnahmen und stratigrafische Untersuchungen im Bereich der Werfener Schuppenzone westlich St. Martin am Tennengebirge (Salzburg) auf Blatt 126 Radstadt

MICHAEL MOSER

Ziel der im Rahmen des Projektes „Gebietskartierung ÖK-Blatt 126 Radstadt“ durchgeführten Geländearbeiten war

eine stratigrafische Bearbeitung und teilweise Neukartierung der Werfen-St. Martin Schuppenzone (Nördliche Kalkalpen, Tirolikum) zwischen St. Martin/Tennengebirge–Lungötz–Oberes Lammertal–Korein–Naßberg–Helferalm.

Die bereits von ROSSNER (1972) im Detail durchaus richtig erkannte und auskartierte Mitteltrias-Schichtfolge des „St. Martin Schuppenlandes“ bedarf noch zusätzlich einer biostratigrafischen Fundierung der einzelnen Schichtglieder, einer mikrofaziellen Analyse der leider ausgesprochen stark dolomitisierten Karbonate sowie eine daraus resultierende Zuordnung zu einzelnen Formationen der kalkalpinen Mitteltrias.

## Quartär

Der gesamte Bereich der Werfener Schuppenzone, deren Mittelgebirgshöhen maximal 1.600 bis 1.800 m Seehöhe erreichen, ist von einer **starken Moränenbedeckung**, die dem hochwürmeiszeitlichen Eisstromnetz sowie der Lokalvergletscherung zugeordnet werden kann, betroffen. An zahlreichen Stellen ist eine dünne, nur wenige Meter mächtige Grundmoränendecke oder gar nur Moränenstreu auf dem anstehenden Fels vorzufinden. Niedrige Erhebungen, wie der Viehberg (Kote 1.248 m) oder der Eibensteinkopf (Kote 1.118 m) waren völlig von Gletschereis bedeckt, wie die zahlreichen Erratika aus zugerundetem Werfener Quarzsandstein und Tonschiefer, seltener auch aus Kristallingeschieben aus Orthogneis (bei Gehöft Unter-Harreith) oder milchig-weißem Gang-Quarzit aus den Werfener Schichten (am Schoberberg und im Bereich der Schwaigrotte) bezeugen.

Die Moränen zeigen meistens eine recht polymikte Zusammensetzung, wobei das kalkalpine Material bei weitem überwiegt, und nur sehr untergeordnet können sich zentralalpine Geschiebe und Gerölle hinzugesellen. Die maximale Komponentengröße sind Steine, während erratische Blöcke nur sehr selten sind. Meistens sind es ortsfremde, angerundete Brocken von Werfener Schiefer oder Quarzit, die das Moränenmaterial bestreiten. Die Komponenten des Moränenmaterials sind einerseits kantig, andererseits kantengerundet oder oft auch angerundet, häufig auch stark verwittert und gelegentlich deutlich facettiert. In guten Aufschlüssen stecken die kantigen und kantengerundeten Komponenten in einer feinkörnig-lehmigen und Wasser stauenden Matrix. Morphologisch nehmen die Moränenareale flaches, wiesenreiches oder nadelwaldbestandenes Gelände, häufig Almengelände (Karalm, Vorderschöberalm, Spießalm, Langeckalm) sowie feuchtes Wiesengelände mit Wollgrasbewuchs und auch das weite, auf etwa 1.200 m Seehöhe gelegene Moorgebiet des Haranger-Hochmoores oberhalb von Schoberberg, ein. Der Boden ist oft erdig und feinstoffreich. Zahlreiche Quellen, die in den Wasser stauenden Grundmoränengebieten entspringen, sind gefasst worden und dienen als Brunnen für die lokale Wasserversorgung oder auch als Viehtränke. Die Moränendecke scheint gebietsweise nicht allzu mächtig zu sein, da das Grundgebirge an verschiedensten Stellen darunter wieder zutage tritt. In vielen Gebieten ist auch nur Moränenstreu direkt den anstehenden Felsarealen aufgelagert.

Im Bereich des Schöberlbach-Grabens sind die Moränen sehr mächtig und ausgesprochen reich an Werfener Schieferkomponenten. Manche Moränenbereiche scheinen fast monomikt aus Werfener Schiefermaterial zusammengesetzt zu sein, sodass teilweise auch bei ROSSNER (1972) der Eindruck von „anstehenden Werfener Schichten“ geweckt wurde. Deutlich sind jedoch die Werfener Tonschiefer und Quarzite im Moränenmaterial oftmals angerundet oder zugerundet, bunt aus grünen oder rotvioletten Werfener Tonschiefern und Quarziten zusammengewürfelt und verschwinden sofort, wenn in den tieferen Gräben der anstehende Mitteltriasdolomit unter der auflagernden Moränendecke hervortritt. Ähnliches gilt auch für die sehr mächtige Moränendecke zwischen Schöberlbach, Köppelreitbach und Schoberberg, der am Bergrücken westlich Moosgut sogar zwei kleine Moränenwälle aufgesetzt sind. Hier ist das Moränenmaterial überall typisch polymikt und

kalkalpin, lokal können aber auch die Werfener-Schieferkomponenten so stark dominieren, dass sie von ROSSNER (1972) strichweise auch hier als „Anstehendes“ interpretiert worden sind. Sieht man sich jedoch das Werfener Schiefermaterial näher an, so ist dieses ebenso bunt gemischt aus violetten und grünen Tonschiefern sowie Quarziten zusammengesetzt, die noch dazu relativ häufig kantengerundet oder auch gerundet vorliegen können, und vereinzelt sind diesen immer wieder Mitteltrias-Karbonatkomponenten hinzugemischt worden. Der würmeiszeitliche Gletscher hatte also das einförmige Moränenmaterial teilweise nicht allzu weit aus den monotonen Werfener Schieferarealen westlich der Vorder- und Hinterschöberalm herantransportiert. Auch an der Nordflanke des Korein (Kote 1.850 m) haben sich einzelne Moränenreste zwischen 1.400 und 1.600 m Seehöhe erhalten. Sie sind gemischt aus kantengerundetem Annaberger- und Wettersteindolomit zusammengesetzt. Im Gebiet der Ostermaißalm gesellen sich auch vereinzelt Werfener Quarzitgeschiebe dazu. Im Gebiet der Langeckalm sind Moränensedimente weit verbreitet und nehmen den flachen Rücken, auf dem das Almgelände großteils liegt, ein. Sie setzen sich auch hier gemischt aus Werfener Schiefer-, Quarzit- und Annaberger Dolomit-Komponenten zusammen.

Im Gebiet von Kuhreit bis hinauf zum Naßberg (Kote 1.320 m) sind sehr schöne und typische Moränensedimente, die bunt und polymikt aus kantigen und kantengerundeten Komponenten von Werfener Schiefer, Quarzit, Annaberger Dolomit, Rauwacken und diversen kalkalpinen Kalken sowie, seltener, auch zentralalpinen Komponenten wie Marmoren, auch aus der Grauwackenzone, zusammengesetzt sind, verbreitet. Die Sortierung ist sehr schlecht, neben Blöcken aus Mitteltriasdolomiten tritt viel kantengerundetes Feinschuttmaterial und gelegentlich auch eine schluffig-feinsandige Matrix auf. Der Naßberg verdankt seinen Namen dem oft Wasser stauenden Untergrund der flachen Moränengebiete zwischen Naßberg (Kote 1.320 m) und Langeckalm (Kote 1.429 m).

In den Gebieten, die rein aus Werfener Schichten aufgebaut sind, wie entlang des Haslangergrabens, sind die Moränen durch reiche Geschiebeführung aus Annaberger Dolomit und Werfener Schichten zu erkennen.

Unterhalb der verschiedenen Mitteltriasfelsstufen, die gelegentlich auch kleine Wandstufen ausbilden, sammeln sich größere Mengen von rein gravitativ transportiertem **Hangschutt** an. Dieser ist sedimentologisch leicht von den daran angrenzenden Moränenarealen zu unterscheiden, indem der zum Teil blockige Hangschutt auf stets mittelsteilem Gelände und in im wesentlichen monomikter Zusammensetzung (maximal aus ein oder zwei verschiedenen Gesteinstypen, je nach Einzugsgebiet) und weitaus überwiegend kantiger Kornform zutage tritt. Aufgrund der Kleinklüftigkeit der anstehenden Dolomitgesteine der Mitteltrias ist die Ausbildung von Blockwerk eher selten und dann eher auf gravitative Massenbewegungen zurückzuführen.

An mehreren Stellen (z.B. Viehberg, Höheneckkopf) können in den Mitteltrias-Dolomiten der Werfener Schuppenzone **gravitative Massenbewegungen** beobachtet werden. Deren Ursache dürfte unter Umständen mit dem späteiszeitlichen Eiszerfall und den daraus resultierenden Ausgleichsbewegungen in der zum Teil geringfügig übersteilten Topografie zu suchen sein. Dabei ist jeweils

zu beobachten, wie der sich noch im Verband befindliche Felskörper aus Dolomit an diskreten Trennflächen, die als Zerrgräben erkennbar sind, in einzelne verrutschte Großschollen auflöst, die eine deutlich ausgeprägte Abtreppung hangabwärts bedingen. Gleichzeitig ist ein oberflächennahes Auflösen dieser Großschollen in Grobblockwerk zu sehen, das mit oft offenstehenden Hohlräumen zwischen den einzelnen Blöcken noch nachträgliche Hangabwärtsbewegungen anzeigt. Auch oberhalb der Abrisskante dieser Massenbewegungen sind offenstehende Klüfte im anstehenden Fels zu erkennen und hangabwärts darunter aus dieser herausgebrochenes Grobblockwerk. Auch diese Bewegungen dürften also auch heute noch anhalten. Auch an der Nordseite des Höheneckkopfes (Kote 1.430 m) sind deutliche Anzeichen von noch rezent aktiven gravitativen Massenbewegungen zu erkennen. Hier ist aufgrund der geologischen Situation (steilstehender Annaberger Dolomit, der im Norden an einer lotrecht stehenden Störung bzw. Schuppengrenze an inkompetente Tonsteinserien der Nordalpinen Raibler Schichten grenzt) ein Hin auskippen kompetenter und dickbankiger Dolomitklüfte nach Norden zu beobachten. Erkennbar ist dies an etwa kammparallel streichenden Zerrgräben im Dolomit, die lateral in stark kupiertes und blockig zerlegtes Gelände überleiten. Der steilstehende Mitteltriasdolomit wird dabei in einzelne, nach Norden abgleitende Schollen zerlegt (Abtreppung nach Norden), die sich gegen den freigewordenen Raum der bereits (glazial) stark erodierten, nachgiebigen Tonsteinserien der Nordalpinen Raibler Schichten bewegt haben, wodurch im Kammbereich eine starke Auflockerung des Felsverbandes an Schicht- und Klufflächen erzeugt wird. Ebenso wird der langsam in Bewegung befindliche Dolomit oberflächlich in grobes Felsblockwerk zerlegt, das durch offenstehende Zwischenräume aufgelockert erscheint. Dass diese gravitativen Massenbewegungen (Sackungen und Bergzerreibungen) auch rezent noch aktiv sind, ist am Säbel-, Krumm- und Schlangenvuchs der Bäume, an gespanntem Wurzelwerk zwischen den verrutschenden Blöcken und an Löchern, Mulden und Rissen in der Grasnarbe erkennbar.

Im Bereich der steilen, aus Werfener Schichten aufgebauten Waldhänge im Haslangergraben können immer wieder unterschiedlich stark ausgeprägte Kriech- und Buckelhänge beobachtet werden, wobei der kleinstückige oberste Verwitterungsschutt der Quarzite und Tonschiefer zu sehr geringer, „kriechender“ Hangabwärtsbewegung zu tendieren scheint. Gelegentlich kann an den Bäumen auch Säbelwuchs beobachtet werden. Auch im Almgebiet der Hinterschöberalm können verbreitet Kriechhänge in den Werfener Schichten ausgemacht werden. Dabei ist gut zu beobachten, wie hangabwärts eine zunehmende Auflösung des Verwitterungsschuttes in stark dislozierten Kriechschutt vor sich gegangen ist. Hanganrisse an Forstwegen zeigen daher im Bereich der Kriechhänge keinen anstehenden oder zusammenhängenden Fels mehr, sondern eine dicke Verwitterungsschwarte aus umgelagertem Kriechschutt.

Entlang des Köppelreitbaches können im Bereich des im Graben angerissenen Moränenmaterials, sowie des Haselgebirges, in den engen Seitengraben zahlreich **kleine Murgänge** beobachtet werden, die aufgrund ihrer geringen Größe kaum im Kartenmaßstab 1:10.000 dargestellt werden können. Anders hingegen sind die steilen, z.T. an Wildbachgerinne erinnernden, block- und schuttrei-

chen Murgänge an der Nordseite des Hofschoberberges (Kote 1.666 m), die dem steilen Felsgelände oberhalb entspringen und gemischt aus Dolomit- und Kalkschutt zusammengesetzt sind.

Ebenso in dem steilen Dolomitgelände oberhalb der Baumgrenze am Korein (Kote 1.850 m) kann an vielen Stellen eine lokale Umlagerung und Anhäufung des Dolomitfeinschuttes durch **Schnee- oder Lawinenschurf** beobachtet werden. Überhaupt sind am Korein – zum Schutz der weiter unten anliegenden Alm- und Weidegebiete – zahlreich bauliche Schutzmaßnahmen zur Verhinderung von Erosion und Zerstörung der Forst- und Güterwege oder auch des Schutzwaldes durch Lawinentätigkeit im Winter und im Frühjahr getroffen worden.

### Dachstein-Riffkalk (Norium)

Der Dachstein-Riffkalk des Hofschoberberges (Kote 1.666 m) ist ein hellgrauer-weißer, fossilreicher und teilweise reiner Kalkstein, der sich zumeist aus Korallen (*Thecosmilia* sp., *Thamnasteria* sp.), Kalkschwämmen (Inozoa), Solenoporaceen, Crinoiden, Bivalven, Brachiopoden und Gastropoden zusammensetzt. Nach KRZYSTYN (1985), der ein unternorisches Alter der Riffentwicklung im Tennengebirge nachweisen kann, sollte auch der Dachstein-Riffkalk des Hofschoberberges bereits im Norium einsetzen. Die Mächtigkeiten des Dachstein-Riffkalkes vom Hofschoberberg (mindestens 350 m) dürften mit jenen des Tennengebirge-Südrandes weitgehend übereinstimmen (400–500 m). Dennoch wären größere Mächtigkeiten am Südrand der Karbonatplattform des Dachsteinkalkes zu erwarten.

### Dachsteindolomit (oberstes Karnium/unteres Norium)

Über dem gut gebankten, kieseligen und grauen, oberkarnischen Dolomit ist ein rascher Übergang in einen massigen, grau-hellgrau gefärbten, körnigen, teilweise auch kalkigen Dolomit feststellbar. Seine Mächtigkeit dürfte ebenso, wie beim oberkarnischen Dolomit, an die 100 m betragen. Wie ROSSNER (1972: 28) schon richtig beschreibt, kann ein rascher Übergang des zum Teil schon Riff-Fossilien (Korallen) und Großoolithe führenden Dachsteindolomits in den darüber folgenden massigen, hellgrauen Dachstein-Riffkalk des Hofschoberberges beobachtet werden. Der Dachsteindolomit kann vor allem am Nordwestfuß, am Osthang und am südlichen Bergfuß des Hofschoberberges beobachtet werden. Überall ist nach oben hin ein rascher Übergang in den Dachstein-Riffkalk des Bergstockes erkennbar. In den Nordwänden des Hofschoberberges scheint der Dachsteindolomit zu fehlen oder nur sehr geringmächtig zu sein. Damit kann auch hier, wie bei SCHLAGER (1967b: 230), bestätigt werden, dass „Dolomit und Riffkalk sich seitlich vertreten können“. Ganz mit SCHLAGER (1967b: 230) kann auch am Hofschoberberg der Dachsteindolomit als heller und massiger, partiell oder völlig (sekundär) dolomitisierter Dachstein-Riffkalk definiert werden, wobei die „Typlokalität“ für den so definierten Dachsteindolomit im Gosaukammgebiet, und damit auch in der Dachstein-Region, liegen würde.

An der Südseite des Tennengebirges (z.B. am „Scharfen Steig“) ist der Dachsteindolomit in sehr ähnlicher Weise als massiger, hellgrauer und kleinklüftiger Dolomit entwickelt, sodass nicht, wie bei GRUBINGER (1953), von Hauptdolomit gesprochen werden kann. Letzterer dürfte sich erst gegen

Norden hin, unterhalb der Dachsteinkalk-Lagune des Tennengebirge-Plateaus, allmählich aus dem Dachsteindolomit am Tennengebirge-Südrand entwickeln. Als Hauptdolomit kann nur der graue oder braungraue, gut oder deutlich gebankte, primäre Dolomit einer eingeschränkten, intertidalen Lagunenfazies mit Algenmatten definiert werden, die weder am Südrand des Tennengebirges, noch am Hofschoberberg auftritt. Auch im Tennengebirge (z.B. Südwände des Lüftenecks, Kote 2.024 m) können völlig dolomitisierte Thecosmilien („Rhaetiophyllia“)-Korallenkalke dem Niveau des Dachsteindolomits zugeordnet werden. Die Mächtigkeit des Dachsteindolomits im Tennengebirge dürfte etwa 300 m betragen und ist daher größer als am Hofschoberberg (Kote 1.666 m).

### **Nordalpine Raibler Schichten (Oberkarnischer Dolomit, Tuvalium)**

In der Schichtfolge des Hofschoberberges folgt über den unterkarnischen Tonsteinen der Reingrabener Schiefer (Julium 2) ein etwa 100 m mächtiger, gut gebankter, dünn- bis mittelbankiger, ebenflächiger, grau-dunkelgrau gefärbter, öfters feinschichtiger, etwas kieseliger, feinkörniger Dolomit, der von ROSSNER (1972: 27) als „dunkelgrauer Plattendolomit“ bezeichnet worden ist. Nach KRYSZYN (1985: 264) kann der „dunkelgraue Plattendolomit“ im westlichen Tennengebirge indirekt mit Conodonten in das oberste Tuvalium eingestuft werden, wird jedoch dort noch von einem dunkelgrauen, massigen, oberkarnischen Riffdolomit unterlagert. Da dieser am Hofschoberberg nicht auftritt und daher der „dunkelgraue Plattendolomit“ wesentlich mächtiger entwickelt ist als im westlichen Tennengebirge (dort: 10 m), könnte dieser wohl vorbehaltlos das gesamte obere Karnium (Tuvalium) vertreten. Der oberkarnische Dolomit stellt also eine kieselige Beckenfazies dar, die südöstlich an die oberkarnische Karbonatplattform des westlichen Tennengebirges angeschlossen haben muss, während sich die gleiche kieselige Beckenfazies gegen den südöstlichen Rand des Tennengebirges zu (Gappenalm, Paßbrückgraben) in weitaus größerer Mächtigkeit fortgesetzt haben dürfte.

Der oberkarnische Dolomit kann sehr schön an der Nordseite des Hofschoberberges, wo er durch mehrere, etwa N-S streichende Brüche etwas hinauf- oder hinabversetzt wird, durchverfolgt werden. Er ist stets an seiner gut ausgebildeten Bankung zu erkennen. An der Südseite des Hofschoberberges dürfte er zumeist, tektonisch bedingt, fehlen.

Grauer, kieseliger, auch feinschichtiger, gut gebankter, teilweise auch Hornstein- und Biogenfeinschutt führender Karnischer Dolomit mit mehreren schwarzen Tonstein- und phyllitischen Tonschieferlagen kann an der gesamten Südostflanke des Tennengebirges, etwa zwischen dem südlichen Wandfuß des Lüfteneck (Kote 2.024 m) im Westen, dem „Scharfen Steig“ und dem Südhang vom Gappenkopf im Osten, beobachtet werden. Er erlangt hier eine große Mächtigkeit von etwa 300 m und ist von GRUBINGER (1953) fälschlicherweise als „Gutensteiner Dolomit“ angesprochen worden. Die dolomitisierte Beckenfazies des Karnischen Dolomits lässt also eindeutig einen tektonischen Zusammenhang zwischen Hofschoberberg im Süden und Tennengebirge-Südrand im Norden erwarten, da beide Bereiche durch eine ähnliche Faziesabfolge im Karnium charakterisiert werden.

### **Nordalpine Raibler Schichten (Reingrabener Schiefer, Julium 2)**

Als jüngstes Schichtglied in der Werfen-St. Martiner Schuppenzone treten die feinklastischen Gesteinsserien der Nordalpinen Raibler Schichten, meist in Form der schwarzen Tonsteine der Reingrabener Schiefer, auf. Sie bilden stets die hangendste stratigrafische Einheit der Schoberhof- und Göglhofschuppe am Schoberberg, im Goglgaben und in der Mulde NW' Viehberg. Weiters bilden sie einen tektonisch isolierten Span zwischen der Göglhofschuppe im Norden und der Frommerschuppe im Süden, der sich durchgehend von Ober-Harreith zur Vorderschöberalm verfolgen lässt (Schuppe VI bei ROSSNER, 1972). Weiters trennen die schwarzen Tonsteine der Nordalpinen Raibler Schichten die dunklen Annaberger Dolomite der Werfen-St. Martiner Schuppenzone tektonisch vom Wettersteindolomit des Korein (Kote 1.850 m) und bilden somit an der Nord- und Ostseite des Berges keine normale Schichtfolge. Lithologisch sind die Nordalpinen Raibler Schichten immer sehr tonreich, in Form von schwarzen, blättrig aufspaltenden und zerfallenden Tonsteinen entwickelt, denen nur selten kalkig-dolomitische Bänke zwischengeschaltet sind. Innerhalb der Tonsteine können dünne, dunkelgraue oder braungraue, feinkörnige Sandsteinlagen, mit Glimmerschüppchen und etwas Pflanzenhäcksel auf den Schichtflächen, vorkommen. Die Mächtigkeit der Nordalpinen Raibler Schichten ist in der Werfen-St. Martiner Schuppenzone relativ groß und dürfte um die 100 m betragen. In der Schichtfolge des Hofschoberberges sind die Nordalpinen Raibler Schichten ebenso als dunkelgraue Tonsteine, mit dünnen Sandsteinlagen, ausgebildet. Ihre Mächtigkeit ist hier allerdings gering und dürfte nicht mehr als 20 m betragen, da sie, ähnlich wie am Korein einer ladinisch-unterstkarnischen Karbonatplattformentwicklung auflagern.

Das karnische Alter der schwarzen Tonsteine konnte von FUGGER (1915: 407) biostratigrafisch mit Funden von *Trachyceras aon* MÜNSTER und *Halobia rugosa* GÜMBEL im Bereich der Koreinalm auf 1.710 m Seehöhe und von BITTNER (1884: 359) mit Funden von *Carnites floridus* WULFEN und *Halobia rugosa* GÜMBEL beim Gehöft Ober-Schober auf 1.100 m Seehöhe belegt werden.

### **Unterkarnischer Hornsteinknollenkalk (Dunkelgrauer Kieselknollenkalk bei ROSSNER, 1972)**

Dieser meist dunkelgrau, seltener mittelgrau gefärbte, dünn- bis mittelbankige, knollig-welligschichtige, feinkörnige Hornsteinknollenkalk (mit Tonmergelzwischenlagen) tritt stets im Liegenden der Nordalpinen Raibler Schichten auf. SCHLAGER (1967a: 56) konnte diese Hornsteinknollenkalke in der unmittelbaren Unterlagerung der Tonsteine der Nordalpinen Raibler Schichten im Gosaukammgebiet mit einer reichen Conodontenfauna in das unterste Karnium (Cordevolium) einstufen und diese dürften somit dem Julium 1 entsprechen. Mit zwei Conodontenproben (det. L. KRYSZYN) vom Viehberg (300 m NNE Kote 1.248 m, 1.155 m Seehöhe) und vom Eibensteinkopf (200 m SW Kote 1.118 m, 1.080 m Seehöhe) kann auch hier das unterstkarnische Alter mit

*Gladigondolella tethydis* (Illyrium-Julium 2)

*Gondolella* cf. *polygnathiformis* (Julium 1-Tuvalium 3)

belegt werden. Da die Nordalpinen Raibler Schichten in den gesamten Nördlichen Kalkalpen erst mit dem Julium 2 einsetzen, kann der unterkarnische Hornsteinknollenkalk somit nur in das Julium 1 gestellt werden.

Ein Dünnschliff aus dem unterkarnischen Hornsteinknollenkalk des Viehberges (Kote 1.248 m) zeigt eine typische Beckenfazies mit Radiolarien, etwas Bivalvenfilament und Nodosarien. Im Lösrückstand sind ebenso, neben Conodonten, auch Radiolarien, Fischzähnen, Kiesel-schwammnadeln und Halobienbrut vorhanden. Der unterkarnische Hornsteinkalk stellt daher eine Fortsetzung der Mikrofazies der Reifling-Formation (Reiflinger Dolomit) in das Karnium dar.

Aufgeschlossen ist der unterkarnische Hornsteinknollenkalk vor allem in der Nordflanke des Viehberges zwischen 1.100 und 1.200 m Seehöhe, weiters in schmalen Zügen im Nahbereich zu den Nordalpinen Raibler Schichten im Gebiet von Schoberberg, an der Südwestflanke des Eibensteinkopfes (Kote 1.118 m) an einer Forststraße in etwa 1.090 m Seehöhe und als schmales Band im Liegenden der Nordalpinen Raibler Schichten im Schöberlbachgraben in etwa 1.070 m Seehöhe.

Die Mächtigkeit des unterkarnischen Hornsteinknollenkalkes ist eher gering und dürfte zwischen 10 und 30 m liegen. Dies stimmt gut mit den Angaben von SCHLAGER (1967b: 222) von der Kamplbrunnspitze (Kote 2.190 m) überein, der von dort für den unterkarnischen Hornsteinplattenkalk 10–30 m Mächtigkeit angibt. ROSSNER (1972: Abb. 5, Tafel 3) wiederum gibt mittlere Mächtigkeiten von 15–25 m für den dunkelgrauen, karnischen Kieselknollenkalk an.

#### **Wettersteindolomit (oberes Ladinium/ unterstes Karnium)**

Der hellgrau-weiß gefärbte, oft grob-zuckerkörnige Dolomit, der sich vor allem an der Nordseite des Korein-Zuges (Kote 1.850 m) entwickelt, wurde auf der kompilierten Geologischen Karte des Tennengebirges 1:25.000 von KLAPPACHER & TICHY (1987) als Wettersteindolomit ausgetrennt. Auch dieser Dolomit ist, ähnlich wie der Stein-almdolomit der Werfen-St. Martin Schuppenzone, fossilfrei und stark rekristallisiert. Die lagunäre Fazies dieses Dolomits wird durch die sehr selten auftretenden und nur schlecht erhaltenen Feinschichtungsgefüge unterstrichen. An einer Stelle, nicht unweit des Hauptgipfels des Korein (mit dem Gipfelkreuz), konnten direkt am Wanderweg östlich unterhalb des Gipfels in etwa 1.800 bis 1.810 m Seehöhe sogar Dasycladaceen, in allerdings leider nur sehr schlechter und stark rekristallisierter Erhaltung, angetroffen werden. Nach freundlicher schriftlicher Mitteilung von Frau Dr. Olga Piros (Budapest) dürfte es sich bei den wenigen bestimmbar Exemplaren um *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA handeln. Damit ist oberladinisch bis unterst-karnisches Alter dieses Wettersteindolomits belegt sowie auch dessen lagunäre Fazies. Ebenso gibt GRUBINGER (1953: 149) vom Korein Wettersteinkalk mit „Diploporen“ an.

Die kleinen, am Verbindungsweg zwischen Karalm und Ostermaißalm in etwa 1.500 m Seehöhe aufgeschlossenen Vorkommen von schwarzen Reingrabener Schiefen, die auch schwarze, Sphärosideritknollen führende Kalkbänke enthalten, sowie auch die schwarzen Reingrabener

Schiefer der Koreinalm in etwa 1.700 m Seehöhe, dürften, NW-fallend, also normal-stratigrafisch dem oberladinisch-unterst-karnischen Wettersteindolomit des Korein auflagern. Daraus ergeben sich – tektonisch bedingt – relativ geringe Mächtigkeiten von etwa 400 m für den aufgeschlossenen Wettersteindolomit, der im Süden allseits tektonisch an den tieferanisichen Annaberger Dolomit grenzt.

Die kleinen, im Bereich des Korein-Hauptgipfels (mit dem Gipfelkreuz) gelegenen Reste eines im 17. und 18. Jahrhundert betriebenen Bergbaues, der vor allem Zink an das damalige Messingwerk in Ebenau bei Salzburg lieferte, können auch noch heute aufgefunden werden. Die Vererzung liegt im Wettersteindolomit, der hier nur gering bräunlich-gelblich durchsetzt ist. Mit etwas Glück kann man an Kluffflächen des Dolomits gebundenen gelben Galmei und andere Zn-Mineralien wie Smithsonit gewinnen. Die alten Stollenanlagen (Einbaue) sind heute zum Teil nicht mehr begehbar und völlig mit Geröll zugeschüttet.

Der in der Schichtfolge des Hofschoberberges am Nord- und Nordostfuß des Berges auftretende, meist hellgrau gefärbte Dolomit kann als unterst-karnischer Wettersteindolomit angesprochen werden. Es handelt sich um einen grau bis hellgrau gefärbten, fleckigen Dolomit, der nach seinem körnig-brekziösen Erscheinungsbild nach (grainstone, rudstone) einer riffnahen, stark lagunär ausgeprägten Rückriff-Fazies angehören dürfte. Für den lagunären Ablagerungsraum dieses Wettersteindolomits sprechen die gelegentlich auftretenden Feinschichtungsgefüge, das häufige Auftreten von sehr kleinen Dasycladaceen, auch von Bivalven und Crinoiden, sowie von onkoidischen Umkrustungen. Demgegenüber können aber auch intraklastenreiche Brekzien, die grapestone-Fazies und vereinzelte umgelagerte Riffbildner wie Kalkschwämme (Sphinctozoen) und Korallen beobachtet werden, die allesamt dem Rückriffbereich entstammen dürften. Unter den sphinctozoen Kalkschwämmen konnte von Senowbari-Daryan ein Exemplar von *Solenolmia manon manon* (MÜNSTER), eine Leitform für das Karnium, bestimmt werden.

Die aufgeschlossene Mächtigkeit des Wettersteindolomits des Hofschoberberges (Kote 1.666 m) dürfte nur etwa 200 bis 250 m betragen und ist wahrscheinlich tektonisch reduziert worden, da der ladinische Anteil gänzlich fehlt. Unter Umständen kündigt sich am Hofschoberberg bereits der Südrand der ladinischen-unterkarnischen Karbonatplattformentwicklung des Tennengebirgstirolikums an.

#### **Oberer Reiflinger Dolomit: knolliger Bankdolomit des Ladiniums (hell- bis mittelgrauer Platten- und Bankdolomit bei ROSSNER, 1972)**

Aufgrund seiner stratigrafischen Position im Profil konnte bereits ROSSNER (1972: 17, 18) den hellgrauen, kieselligen, meist deutlich gebankten (mittelbankigen) und oft knolligen Dolomit in das Ladinium stellen. Wegen dieser lithologischen Ausbildung und der von ROSSNER (1972: 17) beschriebenen Mikrofazies (Filamentmikrit), dürfte dieses meist vollkommen dolomitisierte Beckensediment am ehesten mit der Reifling-Formation („Reiflinger Dolomit“) zu vergleichen sein. Im Dünnschliff ist sowohl in den Kalken, als auch in den Dolomiten die für den Reiflinger Kalk charakteristische, radiolarienreiche und pelmikritische Filamentfazies zu erkennen. Auch der Essigsäure-Lösrückstand aus den Reiflinger Kalken, die dem knolligen

Bankdolomit eingeschaltet sein können, zeigt mit Conodonten, Radiolarien, Fischzähnen, Foraminiferen (Nodosarien, primitive agglutinierende Foraminiferen) und Schwammnadeln die typische Fauna einer Beckenentwicklung der Mitteltrias. Ebenso könnte ein völlig dolomitisiertes Äquivalent zum Raminger Kalk vorliegen (helle Gesteinsfarbe, Feinschichtung, kaum Hornstein), jedoch scheinen dem Dolomit sämtliche dazugehörigen Sedimentstrukturen eines allodapischen Karbonatsedimentes zu fehlen oder bei der Dolomitisierung verlorengegangen zu sein. Nur gelegentlich, und dann lagenweise, können aus dem knolligen Bankdolomit auch Hornsteinknollen beschrieben werden, meistens fehlen sie jedoch, und der Dolomit ist diffus verkieselt. Im Gelände ist der knollige Bankdolomit an seiner plattigen Absonderung und seinen meist knollig ausgebildeten Schichtflächen relativ leicht zu erkennen und so vom nicht so deutlich gebankten hellen Steinalmdolomit weitestgehend zu unterscheiden. Im Schöberlbachgraben ist am Ende eines Forstweges zwischen 1.080 und 1.100 m Seehöhe ein sehr schönes Straßenprofil durch den knolligen Bankdolomit des Ladiniums aufgeschlossen. Der tiefste Anteil dieses hellen, knollig-gebankten Dolomits ist hier mittelgrau gefärbt, mittelbankig, ist kalkig-mikritisch ausgebildet, reich an Filamenten und Hornstein, führt grüne Partnachmergellagen und steht dem grauen, höher-ladinischen Hornsteinknollenkalk der Reifling-Formation tatsächlich sehr nahe. Eine Conodontenprobe (det. L. KRYSZYN) aus dieser Partie kann mit

*Gladigondolella tethydis* ME (Illyrium–Julium)

*Neogondolella* cf. *excentrica* (oberes Fassanium 1–Fassanium 2)

*Paragondolella trammeri* (Fassanium 1–Langobardium 2)

*Paragondolella excelsa* (Illyrium–Fassanium 2)

*Paragondolella excelsa inclinata* (Fassanium 2)

exakt in das (höhere) Fassanium 2 eingestuft werden.

Der knollige, helle Bankdolomit tritt vor allem in der Gögelhofschuppe in einem breiten Streifen zwischen der Nordflanke des Viehberges (1.100–1.200 m SH) und am steilen Unterhang des Höheneck-Zuges (1.100–1.300 m SH) bis hin zum Schöberlbachgraben auf. Weiters kann dieser mit Hornsteinführung in der Schoberhofschuppe bei Gehöft Unter-Schober (1.030 m SH) und an der Bundesstraße nach Lungötz (900 m SH) angetroffen werden. Die selbe Schuppe dürfte sich unter Moränenbedeckung nach Westen fortsetzen und sich mit den hellen, knollig-kieseligen Bankdolomiten und knolligen, mittel- bis hellgrauen filamentreichen Hornsteinkalken im Schöberlbachgraben selbst verbinden. Ebenso Filament- und Hornstein führende, knollig-kieselige Bankdolomite sind an einer neu gebauten Forststraße an der Südwestflanke des Eibensteinkopfes (Kote 1.118 m) in etwa 1.080 m Seehöhe aufgeschlossen worden.

Die Mächtigkeit des Oberen Reiflinger Dolomits ist nicht allzu hoch und liegt in den Profilschnitten zwischen 70 und 80 m. ROSSNER (1972: Abb. 5, Tafel 3) gibt etwas geringere Mächtigkeiten von 45 bis 50 m an. Beide Werte entsprechen gut den Mächtigkeitsangaben von SUMMESBERGER & WAGNER (1972: Profiltafel) für den Oberen Reiflinger Kalk an der Typlokalität in Großreifling (Steiermark). In den verschiedenen Straßenprofilen (Schöberlbachgraben, Viehberg, Eibensteinkopf) ist die aufgeschlossene Mächtigkeit des Oberen Reiflinger Dolomits oft noch viel geringer (20 m) und lässt auf tektonisch bedingte Schichtreduktionen zurückschließen.

### **Buntdolomit (oberes Anisium/unteres Ladinium)**

Der Buntdolomit konnte in der Beschreibung von ROSSNER (1972: 13) und SCHLAGER (1967a: 55) vor allem an der Basis des hellgrauen, knolligen Bankdolomits des Ladiniums angetroffen werden und dürfte daher etwa an der Anisium/Ladinium-Grenze auftreten. Der Zuordnung des Buntdolomits zum Illyrium durch SCHLAGER (1967a: 55) ist voll und ganz zuzustimmen, dem Hinaufreichen des Buntdolomits in das Cordevolium (ROSSNER, 1972: 14) jedoch nicht. Eine Conodontenprobe (det. L. KRYSZYN) mit *Paragondolella excelsa* MOSHER von der NE-Flanke des Höheneckkopfes (1.430 m) auf 1.245 m ü. A. genommen, belegt den Grenzbereich oberstes Anisium–unteres Ladinium als chronostratigrafisches Alter des Buntdolomites. Im Gelände lässt sich ein an Klüften leicht rosa-rötlich, auch gelblich verfärbter, meist heller Dolomit beobachten, der vor allem im verwitterten Zustand rötliche Farbtöne zeigt. Sedimentologisch ist er eng mit dem basalen knolligen Bankdolomit des Ladiniums verknüpft und dürfte daher nur eine Faziesvariante dieses Schichtgliedes darstellen, wie es auch ROSSNER (1972: 14) annimmt. Da die rötlichen Verfärbungen mehr an Klufflächen gebunden sind, ist dessen lithostratigrafischer Aussagewert als eher gering einzustufen. Ein Vergleich mit dolomitisierten Hallstätter Kalken scheint dem Autor, trotz des mikritischen Sedimentes, daher nicht unbedingt möglich zu sein. Da der Buntdolomit besonders im Grenzbereich zwischen dem Unteren Reiflinger Dolomit des Illyriums und dem Oberen Reiflinger Dolomit des Fassaniums 1/2 auftritt, ist sein stratigrafisches Alter in der Werfen-St. Martiner Schuppenzone tatsächlich auf den Grenzbereich Anisium/Ladinium einzuengen.

Der Buntdolomit konnte als nur geringmächtiges, etwa 20 m mächtiges Band an der Basis des knolligen, hellgrauen Bankdolomits vom Almengebiet bei Ober-Harreith über den schmalen Bergrücken östlich Ramseckhütte bis zur Jagdhütte Ramseck durchverfolgt werden. In seinem unmittelbar stratigrafisch Liegenden konnte stellenweise der dunkelgraue Bankdolomit des Anisiums (Illyrium) angetroffen werden.

### **Unterer Reiflinger Dolomit: dunkelgrauer Bankdolomit des oberen Anisiums (Dunkel- bis schwarzgrauer Plattendolomit bei ROSSNER, 1972)**

Der dunkelgraue Bankdolomit des Anisiums kann vor allem im Viehberg-Profil (Gögelhofschuppe) an der Nordseite des Viehberges (Kote 1.248 m) zwischen 1.060 und 1.240 m Seehöhe angetroffen werden. Es handelt sich um einen dunkelgrauen-schwarzen, meist deutlich dickgebankten, ebenflächig-welligschichtigen, kieseligen, dichten, blockig verwitternden Dolomit, der am Viehberg direkt dem hellgrauen Steinalmdolomit des mittleren Anisiums auflagert. Eine Conodontenprobe (det. L. KRYSZYN), die aus einer Kalkbank am Top des dunkelgrauen Bankdolomits an der Nordseite des Viehberges (140 m NE' Kote 1.248 m, 1.190 m SH) entnommen wurde, lässt den dunkelgrauen Bankdolomit mit *Gondolella bifurcata* in das höhere Anisium (Ober-Pelsonium/Unter-Illyrium) einstufen. Im Dünnschliff kann man einen schwarzen, stark rekristallisierten Dismikrit (Wackestone), in den schemenhaft Radiolarien und etwa Crinoidenstreu eingelagert sind, gut erkennen. Eine weitere Conodontenprobe aus dunkelgrauen, anisischen Hornsteinknollenkalken, die an einem neuen Forststraßen-

anriss 200 m SW' Kote 1.118 m (Eibensteinkopf) genommen worden ist, enthielt mit

*Neogondolella cornuta* (Illyrium)

*Paragondolella liebermanni* (Illyrium–Fassanum 1)

*Neogondolella cf. pseudolonga* (Fassanum)

eine oberstanische Conodontenfauna des Illyriums.

Gegen Westen zu kann der dunkelgraue Bankdolomit als Linsen im unmittelbar Liegenden des Buntdolomits z.B. bei der Ramseckhütte beobachtet werden (Gögelhofschuppe). Besonders mächtig wird der dunkelgraue, welligschichtige, kieselige, auch dünner gebankte, auch Hornstein führende Bankdolomit offensichtlich durch Verschuppung im Schöberlbachgraben, wo er in einem breiten Streifen zwischen 1.100 und 1.200 m Seehöhe auftritt. Ein weiteres Vorkommen ist an einer neu gebauten Forststraße an der Südwestflanke des Eibensteinkopfes (Kote 1.118 m) in etwa 1.080 m Seehöhe aufgeschlossen worden.

Die Mächtigkeit des Unteren Reiflinger Dolomits liegt in den Profilschnitten zwischen 20 und 40 m, nach ROSSNER (1972: Abb. 5, Tafel 3) eher bei 20 m. Dies stimmt gut mit den Mächtigkeitsangaben zum Unteren Reiflinger Kalk an der Typlokalität in Großreifling (SUMMESBERGER & WAGNER, 1972: Profiltafel) überein. Höhere Mächtigkeitsangaben sind eindeutig auf tektonisch bedingte Schichtverdopplungen, wie an der Nordostflanke des Viehberges (Kote 1.248 m), zurückzuführen.

#### **Steinalmdolomit, mittleres Anisium (Mittel- bis hellgrauer Massendolomit bei ROSSNER, 1972)**

Der meist hellgraue, auch weiße, zuckerkörnige Dolomit ist massig oder undeutlich gebankt ausgebildet und leider aufgrund der gänzlich (vielleicht auch mehrfach) erfolgten Dolomitierung ziemlich fossilarm. An nur wenigen Stellen können lagunäre Feinschichtung und einige wenige Crinoidenstielglieder beobachtet werden. Dasycladaceen, die ja einen Thallus aus leicht löslichem Aragonit besitzen, und andere Algenstrukturen, sind diagenetisch bedingt völlig ausgelöscht worden und nicht mehr vorhanden sowie können auch keinerlei Sedimentstrukturen mehr beobachtet werden.

Der helle Steinalmdolomit tritt am Viehberg (Kote 1.248 m), Eibensteinkopf (Kote 1.118 m), am Höhenzug nördlich der Karalm (Kote 1.438 m) sowie in der steilen Klamm im oberen Schöberlbachgraben (etwa 1.170 m) auf.

Die mittlere Mächtigkeit des Steinalmdolomits dürfte um die 100 m betragen. Auch aus den Mächtigkeitsangaben für den „hellgrauen bis weißen Massendolomit“ sowie dem „mittel- bis hellgrauen Massendolomit“ bei ROSSNER (1972: 13) lässt sich eine mittlere Mächtigkeit von 100 m errechnen. Aus der „Geologischen Karte der westlichen Dachstein-Gruppe 1:25.000 von SCHLAGER (1967b) sowie der „Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut“ von PLÖCHINGER (1982) lässt sich fast die exakt gleiche Mächtigkeit von etwa 100 m für den Steinalmdolomit im Bereich Buchberg-Riedel, Riedelkar und Hopfürglhütte-Rinderfeld ablesen.

#### **Annaberger Dolomit, unteres-mittleres Anisium (Mittel- bis dunkelgrauer Massendolomit bei ROSSNER, 1972)**

Als Annaberger Dolomit wurde ein meist dunkelgrauer, bituminöser, dünn-, mittel- oder dickbankiger, ebenflächiger, etwas fossilführender Dolomit kartiert. Mit dieser Ausbildung entspricht dieser voll und ganz der Erstdefinition durch TOLLMANN (1966: 114). Gegenüber ROSSNER (1972: 11) kann man sagen, dass der Annaberger Dolomit (bei ROSSNER, 1972: 11 als „dunkelgrauer Massendolomit“ bezeichnet) stets gebankt in Erscheinung tritt, jedoch entweder durch tektonische Beanspruchung oder durch Dickbankigkeit ein mehr massiges Erscheinungsbild haben kann. Wichtig dabei mag es erscheinen, die teilweise regelmäßig erscheinende Durchklüftung des Dolomits nicht mit der sedimentären Bankung zu verwechseln. Schichtflächenmessungen wurden daher immer nur an Bänken mit sicher sedimentär ausgebildeten Feinschichtungsgefügen durchgeführt. Im Gegensatz zum Steinalmdolomit sind im Annaberger Dolomit immer wieder Fossilreste wie vor allem Crinoiden und gelegentlich kleine Bivalven sowie – ganz selten – Kleingastropoden zu beobachten. Auch Sedimentstrukturen wie Feinschichtung, teilweise bedingt durch feinen Crinoidenschutt, können öfters beobachtet werden. Feinschichtung mag als Hinweis auf zeitweise sehr lebensfeindliche und anaerobe Ablagerungsbedingungen gelten. Ebenso können jedoch manche Bänke deutlich bioturbat als Dismikrite mit Ausbildung von Pseudointraklasten in Erscheinung treten. Die Größe dieser Wühlspuren spricht wiederum für zeitweise relativ hohe Sauerstoffgehalte in dem die bituminösen Sedimente überlagernden Meerwasser (SAVRDA & BOTTJER, 2014). Nach freundlicher schriftlicher Mitteilung von Richard Hofmann (Museum für Naturkunde, Berlin), kann man einige der Wühlspuren als *Thalassinoides*, *Palaeophycus* und *Planolites* bezeichnen. Es handelt sich hierbei höchstwahrscheinlich um Grab- und Fressbauten von Krebsen, die im Flachwasserbereich, d.h. im Ablagerungsbereich unterhalb der Normalwetterwellenbasis (etwa 10 m Wassertiefe) angetroffen werden können und somit gut zum Ablagerungsmilieu des Annaberger Kalkes/Annaberger Dolomits gerechnet werden können. Auch das deutlich bituminöse, zum Teil dysaerobe und somit lebensfeindliche Sediment des Annaberger Dolomits passt gut zum Lebensmilieu dieser Spurenfossilien, da diese über Röhren und offene Gänge eine permanente Verbindung zum Sauerstoff führenden Meerwasser herstellen konnten und dabei nebenbei auch genügend organisches Material im Sediment vorfinden konnten. Einige wenige Lagen zeigen auch Rutschfaltung. Mikrofaziell können die Annaberger Dolomite als mud-, wacke- und grainstones, meist mit feiner Crinoidenstreu, beschrieben werden. Dünnere Dolomitbänke sind fossilärmer und als dunkelgraue mudstones, manchmal auch mit dünnen, dunkelgrauen Tonmergellagen an den Schichtflächen, entwickelt, während die dickeren Dolomitbänke oft als crinoidenschuttreiche pack- oder grainstones ausgebildet sind, die nicht selten auch kleine Bivalvenschalen führen können sowie gelegentlich auch tempestitische Sturmflutlagen mit feinem Bivalvenschill. Als Besonderheit können auch dickere Brekzienbänke, die sich aus einer matrixarmen, sedimentären Internbrekzie, mit unterschiedlich grauen, kantigen oder angerundeten, sehr schlecht sortierten, millimeter- oder dezimetergroßen Dolomitkomponenten als Intraklasten, und einer ge-

ring entwickelten, feinsandigen Matrix als Zwickelfüllung, erwähnt werden. Dünnere Brekzienlagen sind oft nicht so grobklastisch entwickelt wie die dickeren Brekzienbänke. Gelegentlich sind im Annaberger Dolomit onkoidähnliche Allocheme zu beobachten, die den Seichtwassercharakter der meisten dieser Ablagerungen unterstreichen. Viele dieser lithologischen und mikrofaziellen Elemente sind auch im Annaberger Kalk in den niederösterreichischen Kalkvorbergen enthalten und daher erscheint eine Ansprache als „Annaberger Dolomit“ durchaus als gerechtfertigt. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt auch BRUNNER (2013: 126) in der Werfener Schuppenzone westlich der Salzach.

Annaberger Dolomit tritt am südlichen und östlichen Viehberg (Kote 1.248 m), am Schnöllkopf (Kote 1.032 m), bei Gehöft Eibenstein und am Höheneggekopf (Kote 1.430 m) auf. Vom Höheneggekopf zieht der Annaberger Dolomit unter dem Moränengebiet der Karalm hindurch und baut dann in größerer Mächtigkeit die zum Teil steilen und felsigen Hänge zwischen der Vorderschöberalm und der Koreinalm auf. Auch unterhalb der Ostermaißalm (Korein, Kote 1.850 m) sind zwischen 1.200 und 1.400 m Seehöhe dünn- und mittelbankige, ebenflächige Annaberger Dolomite in ebenso größerer Mächtigkeit aufgeschlossen. In sehr großer Mächtigkeit hingegen bauen dünn- bis dickbankige und dunkelgraue Annaberger Dolomite einen großen Teil des Korein sowie den Naßberg (Kote 1.320 m) auf. Auch hier lassen sich immer wieder dunkle, feinschichtige Crinoidenschuttdolomite oder dunkelgraue wackestones mit Crinoidenstreu sowie, seltener, dickere Bänke mit Bivalvenschill beobachten. In der Schichtfolge des Hofschoberberges (Kote 1.666 m) tritt am nordöstlichen Bergfuß geringmächtig dickbankig bis massig ausgebildeter, dunkelgrauer Annaberger Dolomit des Anisiums auf („dunkelgrauer Massendolomit“ bei ROSSNER, 1972: 26). In der Umgebung der Hinterschöberalm können in einzelnen, den Werfener Schichten eingeschuppten Schollen, auch dünn- bis mittelbankige und ebenflächige, dunkelgraue Kalke und Dolomite beobachtet werden, deren Sedimentstrukturen wie Feinschichtung, feinschichtige Crinoidenschuttkalke und bioturbate Wurstelkalke für eine mehr kalkig-dolomitische Ausbildung in Form von Annaberger Kalken sprechen. Eine Zuordnung zur Gutenstein-Formation, wie bei ROSSNER (1972: 26), wurde zurzeit noch nicht getroffen, da die dünnbankig-kieselige Ausbildung, wie an der Typlokalität in Gutenstein oder in Großreifling, nicht anzutreffen war.

Die Gesamtmächtigkeit des Annaberger Dolomits dürfte stark schwanken und liegt meistens zwischen 200 und 300 m. Die Mächtigkeitsangaben zum „mittel- bis dunkelgrauen Massendolomit“ bei ROSSNER (1972: 11, 22) scheinen zu groß zu sein und liegen über 400 m. Solch große Mächtigkeiten, wie sie zum Beispiel an der Südseite des Viehberges auftreten dürften, sind sicherlich tektonisch bedingt. Auch bei SCHLAGER (1967b) sowie bei PLÖCHINGER (1982) lassen sich keine größeren Mächtigkeiten des „bituminösen Bankdolomits“ bzw. „Gutensteiner Dolomits“ als 100 bis 200 m ablesen. Bei GRUBINGER (1953: 148) werden bis zu 300 m Mächtigkeit für den „Gutensteiner Dolomit“ angegeben.

### **Reichenhaller Rauwacke (unterstes Anisium)**

Auf dem flachen Bergrücken südlich unterhalb der Langeckalm (Kote 1.429 m) sind immer wieder schmale Züge

einer mittel- bis hellgrauen, kalkig-dolomitischen, gelblich verwitternden, harten und zähen Rauwacke mit kantigen Dolomitkomponenten, die in einer kalkigen Matrix schwimmen, zu beobachten. Sie dürften einem deutlich ausgeprägten Horizont zwischen den Werfener Schichten im Westen und dem anisischen Annaberger Dolomit im Osten entsprechen und daher der Reichenhaller Rauwacke zuzuordnen sein. Ebenso der Reichenhaller Rauwacke zugeordnet werden die eindeutig stratigrafisch zwischen den Werfener Schichten im Liegenden und dem sicher tieferanisischen Annaberger Dolomit im Hangenden auftretenden Rauwacken an der Westflanke des Naßberges (Kote 1.320 m). Ihre Mächtigkeit dürfte nur wenige Meter betragen. Nach TRAUTH (1926: 171) soll ein kleines Eisenerzlager im Haslangergraben an diesen Horizont gebunden gewesen sein. Dunkelgraue Reichenhaller Rauwacken treten auch entlang einer Störungszone in einer etwa N-S streichenden Mulde südlich unterhalb der Ostermaißalm (Kote 1.410 m) auf und sind bis oberhalb von Bichlberg zu verfolgen. Die kleine, wahrscheinlich im Wettersteindolomit liegende Vererzung von Bichlberg dürfte an diese Störungszone gebunden sein. In einer kleinen Scholle oberhalb der Hinterschöberalm sind in etwa 1.400 m Seehöhe dunkelgraue Rauwacken, die sich beim Anschlagen als dunkle Dolomimbrekzien entlarven, in die Werfener Schichten des Almgebietes eingeschuppt worden. Deren dunkelgraue Farbe sowie deren Vorkommen zusammen mit dunkelgrauem, dolomitischem Annaberger Kalk sprechen für deren anisisches Alter. Dunkelgraue Rauwacken und grobe Dolomimbrekzien grenzen den tektonisch in die Werfener Schichten eingeschuppten dunkelgrauen Annaberger Dolomit nördlich Gehöft Sittler gegen die Werfener Schichten ab. In der streichenden Verlängerung dieser Schuppe können limonitisch vererzte Werfener Schichten und Rauwacken am Nordostkamm des Schwarzeneggs (Kote 1.598 m) beobachtet werden. Die schwache Vererzung entspricht dem Typ der „Brauneisenerzlagerstätten“ an der Untertrias/Unter-Anisium-Grenze (HEISSEL, 1955). Mittelgraue, kalkige Rauwacken mit hellen, kantigen Dolomitkomponenten sind zusammen mit Annaberger Dolomit auch in einem schmalen Zug an der Nordostkante des Schwarzeneggs, NE-SW streichend, in die umgebenden Werfener Schichten eingeschuppt worden. Ockergelbe und dunkelgraue, kalkige Rauwacken sind in sehr schmalen Zügen auch in Werfener Schichten der Helferalm tektonisch eingespießt. Relativ mächtig (50–100 m) lagern mittel- bis dunkelgraue, auch ockergelb verwitternde, kalkig-dolomitische Rauwacken, mit dunkelgrauen, kantigen Kalk-, beigegrauen, kantigen Dolomit- und, selten, auch kantigen, grünen Werfener Schiefer und Quarzit-Komponenten den nordfallenden Werfener Schichten des Weyerberges (Kote 1.455 m, „Sonnberg“) auf.

### **Werfener Schichten (Untertrias)**

Die vorwiegend feinklastischen, in den hangendsten Partien lageweise auch kalkigen Werfener Schichten wurden in erster Linie unterhalb des Naßberges (Kote 1.320 m), im Gebiet zwischen der Tonialm und Langeckalm (Kote 1.429 m), im Bereich der Lochalm, im Haslangergraben, im Bereich zwischen Tonialm, Haslangeralm, Sittleralm, Helferalm und Harmlalm sowie im Gebiet der Hinterschöberalm angetroffen. In den meisten Fällen sind die Werfener Schichten feinsandig-quarzitisch ausgebildet und zwar als grüngraue, auch hellgraue oder rotviolette, manchmal et-

was schiefrige, dünn- oder mittelbankige, ebenflächige, fein- bis mittelkörnige Quarzite und Quarzsandsteine, denen selten im Zentimeterbereich oder auch Meterbereich grüne oder rotviolette Tonschiefer eingelagert sein können, stets mit im Sonnenlicht glitzernden detritären Glimmerschüppchen auf den Schicht- und Schieferungsflächen. Nur ein geringerer Anteil der Werfener Schichten ist hier tonig, als grüner, mit feinkörnigem Quarzit wechsellagernder Ton- und Siltschiefer oder als rotvioletter, auch feinsandiger Tonschiefer, ebenso mit Glimmerschüppchen auf den Schicht- und Schieferungsflächen, anzutreffen. Ebenso grün-rotviolette Tonschiefer mit Glimmerschüppchen konnten im Wildbachgerinne westlich der Vorderschöberalm zwischen 1.320 und 1.360 m Seehöhe aufgefunden werden. Eine generelle Differenzierung in Tonschiefer- und Sandstein-reiche Werfener Schichten scheint zumindest im kartierten Gebiet aufgrund der engen sedimentären Wechsellagerung zwischen den beiden Lithologien (schon im Aufschlussbereich) miteinander nicht möglich zu sein. Wegen der stark quarzitischesandigen Ausbildung der Werfener Schichten können diese mit Hilfe der zahlreichen Lesesteine und auch Blöcke, die diese verwitterungsresistenten, quarzreichen Gesteine ausbilden, leicht auch in schlecht aufgeschlossenem Gelände auskartiert werden. Auch der Bewuchs mit säureliebenden Flechten, dichten Heidelbeerstauden, Moosen und Farnen ist für die Gebiete, wo die quarzitisches Werfener Schichten auftreten, charakteristisch. Weiters bildet das relativ harte, quarzreiche und damit eher standfeste Gestein oft Steilhänge, in die dann tief und mit ausgesprochen steilen Flanken Gräben eingeschnitten sind, die aufgrund ihrer Steilheit dann auch unbegehbar sein können. Nur in flacheren Bereichen neigt der quarzitisches Verwitterungsschutt zur Ausbildung von Kriechhängen. Sedimentstrukturen sind vor allem in den quarzitischesandigen Werfener Schichten als Feinschichtung (Parallelschichtung), Schrägschichtung und Rippelschichtung, alle mit wechselnden Korngrößen, zu beobachten. Sie deuten allesamt auf einen sehr seichtmarinen, strömungsreichen und küstennahen Watt-ähnlichen Ablagerungsraum mit starker Aufarbeitung und rascher Ablagerung des Sedimentes hin. Nicht selten können auf den Schichtflächen auch Rippelmarken, Spurenfossilien und die Abdrücke von leider nur sehr schlecht erhaltenen Molluskenschalen beobachtet werden. Auch die Aufarbeitung der tonigen Lagen zu Tonschieferklasten („mud chips“), die lageweise angereichert sein können, sowie die Zurundung von Tonklasten zu Tonschiefergeröllen, die im sandigen Sediment schwimmen, kann beobachtet werden. In den hangendsten Partien der Werfener Schichten sind stellenweise Kalkbänke angetroffen worden. Und zwar als mittelgraue, eher feinkörnige, gut dünngebankte Kalke am Verbindungskamm zwischen Naßberg (Kote 1.320 m) und Langeckalm (Kote 1.429 m) in 1.310 m Seehöhe sowie als mittelgraue, dünn- bis mittelbankige, ebenflächige, feinspätige Kalke, die teilweise als feinschichtige grainstones ausgebildet waren, und als tonige, feinschichtige, fossilarme Kalke am markierten Wanderweg zwischen Tonialm und Langeckalm in 1.440 bis 1.450 m Seehöhe.

In einigen Bereichen sind die Werfener Schichten bekannterweise durch Eisen-Vererzungen geprägt. Am bedeutendsten davon war eine kleine, eisenreiche Vererzung an einer Forststraße südlich unterhalb des Hofschoberberges in 1.240 bis 1.280 m Seehöhe anzutreffen. Die hier anstehenden Werfener Schichten sind hier über eine Länge

von etwa 100 m intensiv rotbraun-limonitisch durchsetzt und führen eine für die Eisen-Vererzungen der Werfener Schichten typische Paragenese von Hämatit (fein verteilt in nur kleinen Flitterchen), Calcit (in kleinen Gängen), selten auch Pyrit, Kupferkies und natürlich vor allem Limonit. Die Vererzungszone dürfte etwa W-E streichen und keilt nach oben hin rasch wieder aus. Hämatit, in kleinen Schüppchen, konnte auch an anderen Stellen (Bichlberg, Sittleralm, Helferalm), und zwar deutlich an limonitisierte Kleinklüfte gebunden, in den Werfener Schichten angetroffen werden. Nicht selten sind auch weiße Quarzitadern, welche die Werfener Schichten deutlich diskordant durchschlagen, etwas mineralisiert anzutreffen gewesen (Kupferkies und Calcit oberhalb der Sittleralm, Hämatit in Bichlberg und bei der Helferalm). Aus den Lagerungsverhältnissen lässt sich, auch nach WEBER (1973: 124–125), eine zur alpidischen Orogenese gehörende syntektonisch-epigenetische Vererzung, die im Zusammenhang mit Stoffwanderungen bei der eoalpidischen Metamorphose (METZ, 1948) gesehen werden kann, ableiten. Dazu passend können Bildungstemperaturen von Hämatit, die nach WEBER (1973: 122) zwischen 200° und 300° C liegen sollen und die auch gut mit dem CAI-Wert von 4 bei den Conodonten aus der Mitteltrias der Werfen-St. Martiner Schuppenzone in Einklang zu bringen sind, angegeben werden. Auch GRUBINGER (1953: 148) ist bereits eine schwache Metamorphose in den Werfener Schichten der Werfen-St. Martiner Schuppenzone aufgefallen, so wie auch KRIEBER et al. (2018) auf Metamorphose-Temperaturen von > 300° C in den Werfener Schichten derselben Region hinweisen. In einem kleinen Aufschluss am Sonnberg (südlich Helferalm) kann man schön beobachten, dass sich im Faltenkern von NNE-vergenten Kleinfalten in den Werfener Schichten limonitisch vererzte, weiße Quarzite ange-reicht haben. Diese untermauern die syntektonische, vor allem aber auch vorgosauische, wahrscheinlich an die eoalpidische Orogenese gebundene Vererzung und Metamorphose der Werfener Schichten.

### Haselgebirge (Oberperm)

In den Gräben des Schöberlbaches und Köppelreitbaches sowie unterhalb der Hinterschöberalm ist an zahlreichen Stellen das blaugrün-tonige Haselgebirge aufgeschlossen. Teilweise handelt es sich um eine Brekzie aus grünen Tonsteinen sowie rotweiß gebändertem Gipsbrocken, die in einer grünen oder blaugrünen tonigen Matrix stecken. Im Köppelreitbach können zum Teil bis zu hausgroße Blöcke aus grauweißem Bändergips beobachtet werden.

### Tektonik

Im hier vorliegenden kartierten Gebiet zwischen dem Lam-mertal im Norden und dem Haslangerbach im Süden können folgende tektonische Einheiten (Schuppen) von Norden nach Süden unterschieden werden:

**A:** Die **Tennengebirge-Einheit** mit der **Trias-Schichtfolge des Hofschoberberges** (Kote 1.666 m), die lithologisch, faziell und paläogeografisch an den Südrand des Tennengebirges anschließt. Im Süden lagert die Obertrias des Hofschoberberges tektonisch auf einem Schollentep-pich von Werfener Schichten, Reichenhaller Rauwacken und Annaberger Kalk. Dass die Werfener Schichten, die vorbehaltlich noch zur Tennengebirgs-Einheit hinzuge-rechnet werden, tektonisch auch unter die Dachsteinkalk-

scholle des Hofschoberberges abtauchen, beweisen Zerrgräben und andere Bergzerreissungsstrukturen, die vor allem an der Südflanke des Hofschoberberges auftreten (Laserscan).

Der Bergstock des Hofschoberberges selbst wird von zwei markanten, N–S streichenden Störungen durchsetzt, welche die einzelnen Trias-Blöcke vertikal gegeneinander versetzen. Diese beiden Störungen sind älter als der Schuppenbau und könnten vielleicht schon während der Trias aktiv gewesen sein.

**B:** Die **Eibensteinschuppe** (bei ROSSNER, 1972: Schuppe I), die sich im Wesentlichen aus Annaberger Dolomit und Steinalmdolomit zusammensetzt, und von Gehöft Merlegg und Gehöft Eibenstein über den Eibensteinkopf (Kote 1.118 m) bis in den untersten Köppelreitbach zu verfolgen ist. Im Süden werden die anisischen Dolomite von Reiflinger Dolomit und Kalk sowie vom Unterkarnischen Hornsteinknollenkalk überlagert.

**C:** Die **Schoberhofschuppe** (bei ROSSNER, 1972: Schuppe II und III), die sich zunächst aus Reiflinger Dolomit, Unterkarnischem Hornsteinknollenkalk und Reingrabener Schichten zusammensetzt und sich von der Landesstraße B 166 (Pass Gschütt Straße) über Gehöft Unter-Schober und Gehöft Ober-Schober unter der Moränenbedeckung hindurch in den oberen Schöberlbachgraben fortsetzt. Hier komplettiert sich die Mitteltrias-Schichtfolge der Schoberhofschuppe, indem unter dem Reiflinger Dolomit auch Annaberger und Steinalmdolomit (Klamm) zum Vorschein kommen.

**D:** Die **Göglhofschuppe** (bei ROSSNER, 1972: Schuppe IV), die sich aus einer vollständigen, nach Norden einfallenden Schichtfolge von Annaberger Dolomit, Steinalmdolomit, Buntdolomit, Reiflinger Dolomit bis in die Reingrabener Schichten zusammensetzt und die sich vom Viehberg (Kote 1.248 m) nach Westen bis in das Gehänge N' Jagdhütte Ramseck erstreckt. Die Aufschlüsse im Schöberlbachgraben werden – im Gegensatz zu ROSSNER (1972: Schuppe III) – nicht zur Göglhofschuppe gezählt, weil dazwischen eindeutig ein tektonischer Kontakt nachgewiesen werden kann.

**E:** Die **Ramseckschuppe** (bei ROSSNER, 1972: Schuppe VI), die lediglich aus steilstehenden Reingrabener Schiefen aufgebaut wird und von Ober-Harreith über die Jagdhütte Ramseck bis zur Vorderschöberlalm durchverfolgbar ist.

**F:** Die **Höheneggkopfschuppe** (bei ROSSNER, 1972: Schuppe VIII), die sich vom Schnöllkopf (Kote 1.032 m) über den Südteil des Viehberges (Kote 1.248 m) zum Höheneggkopf (Kote 1.430 m) und über die Karalm bis in das steile Gehänge N' Koreinalm erstreckt und im Wesentlichen aus Annaberger Dolomit und Steinalmdolomit zusammengesetzt ist. In ähnlicher Art und Weise hatte bereits GRUBINGER (1953: 154, Tafel 1) den „Gutensteiner- und Wettersteindolomit“ des „Höheneckluzes“ zu einer zusammenhängenden strukturellen Einheit zusammengefasst.

**G:** Die **Frommerschuppe** (sensu GRUBINGER, 1953) des Korein (Kote 1.850 m), die sich aus einer in sich verschupperten und muldenförmig angeordneten Abfolge von Werfener Schichten, Annaberger Dolomit, Wettersteindolomit und Reingrabener Schichten zusammensetzt. Kleinere Quer-

störungen zeigen horizontale und vertikale Verstellungen in N–S-Richtung an. Der Kontakt zwischen dem Annaberger Dolomit unterhalb der Ostermaißalm und dem Wettersteindolomit des Korein-Hauptgipfels ist sicher ein tektonischer, da in einer seichten Mulde südlich unterhalb der Ostermaißalm Rauwacken und Werfener Schichten zwischen beiden Gesteinsserien eingeschuppt worden sind und auch die schwache Vererzung im Wettersteindolomit von Bichlberg an diese Störungszone gebunden zu sein scheint. Auf der anderen Seite muss auch der Kontakt zwischen dem Annaberger Dolomit des Korein und dem Wettersteindolomit des Korein (Hauptgipfel) ein tektonischer sein, weil dazwischen sowohl das obere Anisium, als auch ein Großteil des Ladiniums tektonisch bedingt zu fehlen scheint. Aus diesem Grund ist es schwierig, zu entscheiden, ob die Frommerschuppe, mit ihrem oberladinisch–unterkarnischen Wettersteindolomit, wie der Hofschoberberg der Tennengebirgs-Einheit angehört, oder ein Element darstellt, das zwischen der Tennengebirgs-Einheit im Norden und dem Werfener-St. Martin Schuppenland im Süden vermittelt. Die Reingrabener Schichten hingegen, die im Bereich der Koreinalm und östlich davon (an der Forststraße zur Ostermaißalm) auftreten, könnten dem Oberen Wettersteindolomit altersmäßig auch sedimentär-stratigrafisch auflagen.

Generell zeigen die Schuppengrenzen steiles Nordfallen, seltener auch Südfallen. Damit kann der Schuppenbau generell als steil südvergent aufgefasst werden und einer jungen, „tertiären“, nach Norden gerichteten, kompressiven Phase mit Übersteilung und Überkipfung von Schichtpaketen am Kalkalpensüdrand zugeordnet werden.

An der Südseite des Tennengebirges kann eine tektonisch bedingte, deutlich ausgeprägte Schichtlücke zwischen den Werfener Schichten im Liegenden und der darüber folgenden Obertrias (Nordalpine Raibler Schichten) im Hangenden festgestellt werden. Meistens fehlt die gesamte Mitteltrias dazwischen, nur gelegentlich sind noch Späne von Wettersteindolomit erhalten geblieben (z.B. im Passrückgraben). Höchstwahrscheinlich kann man zwischen der Obertrias des Tennengebirges und den Werfener Schichten darunter größere, in südliche Richtung gerichtete Überschiebungsbeträge annehmen, vielleicht doch auch noch im Sinne einer „Hochalpenüberschiebung“ im Sinne von HEISSEL (1955).

Demgegenüber ist der tektonische Bau innerhalb der Frommerschuppe (Korein, Kote 1.850 m) deutlich nord- bis nordostvergent aufzufassen. Einerseits lagern hier die Annaberger Dolomite, die den Hauptkamm und den Südabfall des Korein und der Ostermaißspitze (Kote 1.682 m) aufbauen, an einer mittelsteil nach Südwesten einfallenden internen Schuppengrenze dem Wettersteindolomit, der nur die Nord- und Ostflanke des Berges aufbaut, auf und beweisen damit eine nach Nordost gerichtete Einengungsrichtung in der Frommerschuppe. Andererseits belegen zueinander konjugiert verlaufende Querbrüche in der Gegend des Hauptgipfels des Korein (Gipfelkreuz) eindeutig NNE-gerichtete Kompression innerhalb dieses Scherflächenpaares. Dies steht in guter Übereinstimmung mit den von ROSSNER (1972: 30–31) beobachteten Kleinstrukturen, die größtenteils deutlich nordostvergent ausgerichtet sind und die nach ROSSNER (1972: 37) einer früheren tektonischen Phase eines zumindest vorgosauischen Decken- und Schuppenbaues zugeordnet werden können.

## Literatur

BITTNER, A. (1884): Aus den Salzburger Kalkgebirgen: Die Ostausläufer des Tännengebirges. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1884**, 358–367, Wien.

BRUNNER, R. (2013): Die Werfener Schuppenzone westlich der Salzach (Nördliche Kalkalpen). – Masterarbeit, Universität Salzburg, 111 S., Salzburg.

FUGGER, E. (1915): Das Tennengebirge. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **64**, 369–442, Wien.

GRUBINGER, H. (1953): Geologie und Tektonik der Tennengebirgs-Südseite. – Skizzen zum Antlitz der Erde: Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. Kober, Universität Wien, 148–158, Wien.

HEISSEL, W. (1955): Die „Hochalpenüberschiebung“ und die Brauneisenerzlagerstätten von Werfen – Bischofshofen (Salzburg). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **98**, 183–202, Wien.

KLAPPACHER, G. & TICHY, W. (1987): Geologische Karte des Tennengebirges, 1:25.000. – Salzburger Höhlenbuch, 4, Salzburg.

KRIEBER, M., NEUBAUER, F. & FRIEDL, G. (2018): A black shale facies in the upper Werfen Formation: Indication of an anoxic event during the rifting of the Meliata Ocean? – In: NEUBAUER, F., BRENDDEL, U. & FRIEDL, G.: *Geologica Balcanica, XXI International Congress of the Carpathian Balkan Geological Association (CBGA)*. – Abstracts – Advances of Geology in southeast European mountain belts, Salzburg, Austria, September 10–13, 2018, 62, Sofia.

KRYSTYN, L. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 94 Hallein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **128/2**, 263–264, Wien.

METZ, K. (1948): Eisen- und Magnesitlagerstätten in den Ostalpen. – *Geologiska Föreningens*, **70**, 363–368, Stockholm.

PLÖCHINGER, B. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut, Wien.

ROSSNER, R. (1972): Die Geologie der nordwestlichen St. Martin Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). – *Erlanger Geologische Abhandlungen*, **89**, 57 S., Erlangen.

SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D.J. (2014): Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. – *Geology*, **14**, 3–6, Washington.

SCHLAGER, W. (1967a): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1967**, 50–70, Wien.

SCHLAGER, W. (1967b): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II: Geologische Aufnahme von Unterlage und Rahmen des Obertriasriffes am Gosaukamm. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **17**, 205–282, Wien.

SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L. (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). – *Ehrenberg-Festschrift (1972)*, 515–538, Wien.

TOLLMANN, A. (1966): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **58**, 103–207, Wien.

TRAUTH, F. (1926): Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes: Erster Teil. – *Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien*, **100**, 101–212, Wien.

WEBER, L. (1973): Das Alter der Sideritvererzung im Westteil der Gollrader Bucht (Stmk.). – *Dissertation, Universität Wien*, 206 S., Wien.

## Blatt 128 Gröbming

### Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz- und Greim-Komplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Zeitraum von Mitte Juli bis Anfang September 2018 wurde ein ca. 25 km<sup>2</sup> großes Gebiet geologisch neu aufgenommen. Es umfasst den Talschluss des Strickerbachs (Strickerkar), die Südosthänge des Ahrspitzes (2.014 m) und des Niederecks (1.829 m), die Gebirgsstöcke des Kleinen und Großen Knallsteins (2.378 m bzw. 2.599 m), die Umgebung des Weißensees (2.229 m) und des Ahornsees (2.069 m), die Kare des Grünsees (1.983 m) und des Schwarzensees (1.918 m) sowie die Umgebung des Hohensees (1.543 m). Das Gebiet ist wie folgt umgrenzt: Gjoadeck (2.525 m) – Schusterstuhl – Karlspitz (2.212 m) – Karlscharte – Strickeralm – Oberkar – Knallalm (1.355 m) – Knallkar – Steinkarlscharte – Kaltherberghütte (1.608 m) – Riedlbach – Bräualm (1.165 m) – Schimpelbach – Schimpelrücken – Schönkarlsnitz (2.349 m) – Gjoadeck (2.525 m).

### Schladminger Gneiskomplex einschließlich Strickerkar-Fenster

Auf die Revisionsbedürftigkeit der Grenzziehung zwischen dem nordöstlichen Teil des Schladminger Gneiskomplexes und dem Wölz-Komplex wurde schon in den Vorjahren hingewiesen (HEJL, 2016a, b). Durch die Entdeckung eines bislang unbekanntes tektonischen Fensters von Schladminger Gneisen innerhalb der Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes wird diese Thematik um eine weitere Facette bereichert. Die auf dem Grat Karlspitz–Schusterstuhl anstehenden, mittel- bis grobschuppigen Granatglimmerschiefer des Wölz-Komplexes überlagern an dessen Westabdachung in rund 2.100 m über NN die achsial nach Osten abtauchenden Gneise. Vom Grat unmittelbar nördlich des Karlspitzes (2.212 m) ist deutlich zu sehen, dass der aus Granatglimmerschiefern bestehende Hang östlich des Grates mehrere, nur mäßig steile Felsrippen aufweist. Unterhalb von ca. 1.900 m über NN wird das Relief wesentlich schroffer. Der anstehende Fels bildet dort erkerartig vorspringende Türme und Pfeiler, die offensichtlich nicht aus Glimmerschiefer bestehen. Dieser Eindruck bestätigt sich im Talgrund des Strickerkars. Der Blockschutt im Umkreis von Kote 1.484 m und am westlich anschließenden Hangfuß besteht fast ausschließlich aus Gneisblöcken, deren lithologisches Spektrum Plagioklasgneise, Biotitplagioklasgneise und Hornblendegneise umfasst. Diese