

ches und quert dieses im Bereich der Brücke ca. 330 m südöstlich der Häusergruppe bei Grünangerl. Bis dahin wird der Überschiebungskontakt der Lunz-Decke durch Lunzer Schichten markiert. Danach grenzt an der Westflanke des Neudorfer Baches zuerst Hauptdolomit der Lunz-Decke an Allgäu-Formation der Frankenfels-Decke. Ab Halbmersberg sind an der Basis der Lunz-Decke wieder geringmächtige Opponitzer Kalke aufgeschlossen, anhand derer die Deckengrenze über den oberen Mühlgraben bis zum Sattel südöstlich der Anhöhe 955 m nachgewiesen werden konnte.

Quartär

In Lindau ist im Bereich des Gehöfts Gaisberg und in einem Streifen, der vom Hang westlich Lohnsitz bis zum Lindaubach reicht, ein Kieskörper mit überwiegend gerundeten Komponenten aufgeschlossen. Das Komponentenspektrum wird von kalkalpinen Komponenten dominiert, es sind neben Quarzen aber auch kristalline Komponenten vorhanden, die einen Ferntransport anzeigen. Ein Teil der Komponenten oberhalb Lohnsitz ist gekritz und daher eindeutig glazial transportiert.

Diese Kiese wurden bereits von VAN HUSEN (1968) als Reißzeitliche Periglazialsedimente eingestuft.

Vergleichbare Kiese mit einem deutlichen Anteil an Kristallin-Komponenten konnten auch auf der Anhöhe 200 m ESE Pöchberg in 690 m Seehöhe angetroffen werden. Diese müssen wohl einer älteren Vereisung zugeordnet werden. Kleine Vorkommen von verlehnten, schlecht sortierten Kiesen mit angularen und gut gerundeten kalkalpinen Komponenten sind auch an einem Forstweg im Graben westlich Ferstleith in 630 m Höhe und am nördlich des Grabens verlaufenden Rücken in 700 m Seehöhe vorhanden.

Die Oberkante der Kiese der Hochterrassen beim Pichelbauer und Bachbauer liegt mit 480 m Seehöhe im Bereich der Unterkante der Kiese westlich Lohnsitz. Sie entsprechen vermutlich einer Reiß-Hochterrasse.

Die den Gaflenzbach begleitenden Sedimente und Terrassenflächen entsprechen nach VAN HUSEN (1968) der würmzeitlichen Niederterrasse.

Literatur

BRYDA, G. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Bereich Kleingschnaidt nördlich Gaflenz auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 336–338, Wien.

BRYDA, G. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Bereich Schnabelberg auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 431–434, Wien.

FAUPL, P. (1975): Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neokom) von Ober- und Niederösterreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **118**, 1–74, Wien.

GEYER, G. (1909): Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **59**/1, 29–100, Wien.

GEYER, G. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte SW-Gruppe, Nr. 12, Weyer, 1:75.000. – 60 S., Geologische Reichsanstalt, Wien.

HENRICH, R. (2011): Geländearbeiten im Rahmen der Erstellung einer Reinkarte des Gebietes um Glatzberg – Buchenberg – Schnabelberg – Redtenberg – Spindleben – Forstau – Lindauerberg im Maßstab 1:10.000 (ÖK 70 Blatt Waidhofen an der Ybbs). – 6 Kartenblätter 1:10.000 mit Legende, handkoloriert, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, A 16930-RA/70/2011]

HOMAYOUN, M. & FAUPL, P. (1992): Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **38**, 1–20, Wien.

PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.G., KRYSSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Stratigraphische Tabelle von Österreich. – 1 Blatt, Österreichische Stratigraphische Kommission – ÖAW, Wien.

SCHNABEL, W. (1970): Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **19**, 131–188, Wien.

TRAUTH, F. (1921): Ueber die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **14**/2, 105–265, Wien.

TRAUTH, F. (1948): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. (Mit 3 stratigraphischen Tabellen). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1948**/10–12, 145–218, Wien.

TRAUTH, F. (1954): Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. (Mit 1 geol. Profil [p. 122] und 1 geol. Karte [Taf. 1]). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1954**/2, 89–140, Wien.

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums – Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 576 S., Wien (Franz Deuticke).

VAN HUSEN, D. (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **18**, 249–286, Wien.

WAGREICH, M. (2003): A slope-apron succession filling a piggyback basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian – Cenomanian) of the eastern part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **93**, 31–54, Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

GERHARD BRYDA

Im Berichtsjahr 2020 wurde die langgestreckte Nordwestflanke der Ybbstaler Alpen zwischen dem Seebachtal bei Waidhofen an der Ybbs im Nordosten (Niederösterreich) und dem Saurüssel bei Weyer (Oberösterreich) begangen und geologisch neu aufgenommen.

Das Gebiet befindet sich tektonisch innerhalb der Lunz-Decke und besitzt einen vergleichsweise einfachen geologischen Aufbau aus rein triadischen Gesteinen. Die Schichtfolge beginnt mit Lunzer Schichten an der Basis, überlagert durch Opponitzer Rauwacke und Opponitzer Kalk, der den Großteil der Nordwestflanke des Bergzuges aufbaut und

wird durch typischen Hauptdolomit im Hangenden abgeschlossen. Der gesamte Bergzug folgt einer, näherungsweise SW–NE streichenden, langgezogenen Antiklinale, die vom Ennstal südlich Weyer über das Ybbstal bis in den Raum südwestlich Ybbsitz verfolgt werden kann. Im Ennstal wird die Antiklinale durch die Weyerer Linie und Blattverschiebung abgeschnitten, südwestlich Ybbsitz endet sie an der Überschiebung der Lunz-Decke auf die Frankenfels-Decke.

Außerhalb des kartierten Bereiches sind im „Ofenloch“, das ist der schluchtartig entwickelte Talabschnitt des Ybbstales östlich des Ofenberges (735 m), Kalke der Steinalm-Formation und Reifling-Formation als älteste Schichtglieder im Kern der Antiklinale aufgeschlossen (RUTTNER & SCHNABEL, 1988: Kartenblatt 71 Ybbsitz).

So wie das Ybbstal ist auch das südwestlich gelegene Seebachtal tief in die Antiklinale eingeschnitten. In der Geologischen Spezialkarte 1:75.000, Blatt Weyer (GEYER, 1912), ist hier nahe dem „Gaierspichl“ im unteren Abschnitt des Seebachtales ein Aufschluss mit Gutenstein- und Reifling-Formation eingetragen, der in späteren Kartenkompilationen übernommen wurde. Leider konnte dieser Aufschluss bei der Begehung im Sommer 2020 – vielleicht wegen der starken Vegetationsbedeckung und der schlechten Aufschlussverhältnisse – nicht aufgefunden werden. Die Stelle soll jedoch im Herbst 2021, nach dem Ende der Vegetationsperiode, nochmals begangen werden.

An den Flanken des Seebachtales sind die Lunzer Schichten in Form des Lunzer Sandsteines großflächig aufgeschlossen. Darüber folgt Opponitzer Rauwacke und Opponitzer Kalk. Da die Lunzer Schichten wenig standfest sind und zu Rutschungen neigen, trifft man hier auf eine klassische „Hart auf Weich Situation“, in der die steife Platte aus Opponitzer Rauwacke und Opponitzer Kalk über plastischen Lunzer Schichten lagert. Aus diesem Grund sind entlang der gesamten Talflanken des Seebachtales teilweise beeindruckende Massenbewegungen entwickelt, die in bisherigen Kartendarstellungen nicht erfasst und daher oft als anstehende Bereiche ausgeschieden worden sind.

Besonders oberhalb des Gehöftes Reithbauer sind abgeglittene Großschollen aus Opponitzer Rauwacke und Opponitzer Kalk in eine Gleitmasse am Übergang zum Schuttstrom eingebettet. Innerhalb der Gleitmasse sind zahlreiche weitere Abrisskanten angelegt, die diese in Teilbereiche gliedert. Der nördliche Teil der Massenbewegung bewegt sich in dem Graben, der zur Pichlerkapelle hinterzieht, als Schuttstrom zu Tal. Vergleichbare Schuttströme, die sich aus Gleitungen entwickeln, sind auf der nordöstlichen Talseite oberhalb Kolmleiten bis Reichenwaldberg/Seisenbach, aber auch oberhalb der ÖBB-Bahntrasse bei Griess im Waidhofenbachtal vorhanden. Die Schuttströme gehen an ihren talseitigen Enden teilweise in Erd-Murströme über. Gute Beispiele dafür sind beiderseits der Pichlerkapelle und unmittelbar südöstlich des Sägewerks im Seebachtal anzutreffen.

Auch das Tal des Klinglbaches südöstlich Gaflenz ist tief genug eingeschnitten, sodass die Lunzer Schichten beiderseits Wieden und am Talschluss bei Köhlerhaus aufgeschlossen sind. Im mittleren Abschnitt des Klinglbachtales sind wieder an beiden Talflanken große Glimmassen aus Felsblöcken der Opponitzer Schichten vorhanden, die in Schuttströme übergehen. Diese stellen vermutlich auch ei-

nen wesentlichen Teil des Einzugsgebietes der dort, an der westlichen Talflanke situierten Quelfassung dar, die in die Ortswasserversorgung von Gaflenz eingebunden ist. Große Massenbewegungen (Schutt- und Murströme, Gleitungen) verhüllen auch die nördliche und südliche Talseite bei Köhlerhaus und im Schindelmoos sowie im Schwarzbäckergraben östlich der Oscherhütte.

Die Vorkommen der Lunzer Schichten im Klinglbachtal werden durch eine massive, SSE–NNE streichende Felsrippe voneinander getrennt, die das Tal des Klinglbaches im Bereich der Einmündung des Schwarzbäckergrabens quert. Auch dürften die Lunzer Schichten mit vergleichbarer Streichrichtung bis in den oberen Teil des Schwarzbäckergrabens hinaufziehen, sind jedoch dort durch Hangschutt und die Massenbewegungen verhüllt bzw. lösen diese aus. Ein weiteres isoliertes Vorkommen von Lunzer Schichten befindet sich am Sattel ca. 650 m südwestlich der Oscherhütte. Die Struktur entlang der dieses Vorkommen angelegt ist, folgt der Streichrichtung des Felsriegels und verbindet als SSE–NNW streichende, gegen NNW abtauchende Antiklinale die Lunzer Schichten des Sattels mit den Vorkommen im mittleren Klinglbachtal. Die beschriebenen, wohl teilweise auch an Störungen angelegten Strukturen, wurden möglicherweise als Reaktion auf die „Eindrehung“ der Weyerer Bögen angelegt und überprägen den älteren SW–NE streichenden Faltenbau. Sie sind auf die Lunzer und Opponitzer Schichten beschränkt und werden spätestens an der Grenze zum auflagernden Hauptdolomit abgeschnitten. Die stratigrafische Grenze zwischen Opponitzer Schichten und Hauptdolomit muss daher tektonisch überprägt worden sein.

Betrachtet man nun die interne Gliederung der Opponitzer Schichten, so setzt der Opponitzer Kalk entweder direkt über den Lunzer Schichten ein oder wird durch die „Opponitzer Liegendrauwacke“ vertreten. Der Opponitzer Kalk ist als bräunlichgrauer, ebenflächiger und variabel (5–25 cm) gebankter, mikritischer und teilweise mergeliger Kalk anzusprechen. Mitunter ist der Kalk als Messerstichkalk mit Lösungsholräumen nach Gipskristallen ausgebildet oder enthält rauwackige Bereiche, die lateral schwer zu verfolgen sind. An mehreren Stellen konnten innerhalb des Opponitzer Kalkes außerdem bis 1 m mächtige, dunkelgraue Ton- und Mergellagen beobachtet werden, die jedoch in Folge der meist vorhandenen geringmächtigen Schuttbedeckung lateral nicht kartierbar sind.

Im Hangendabschnitt der Opponitzer Schichten treten vermehrt Rauwacken (Opponitzer Hangendrauwacke) auf. Diese sind im Liegenden des Hauptdolomits am Heiligenstein besonders mächtig entwickelt. Häufig ist in der Rauwacke am Übergang zum hangenden Hauptdolomit auch eine Kataklase erkennbar, die vermutlich auf eine teilweise Abscherung des Hauptdolomits vom besser deformierbaren Untergrund zurückzuführen ist.

Ein weiteres Charakteristikum der Opponitzer Schichten sind die darin auftretenden Gips/Anhydritlager und die daran gebundenen, häufigen Erdfälle. Diese sind im gesamten Gebiet anzutreffen, so auch am östlichen Rand des Siedlungsgebietes von Weyer. Einige dieser Erdfälle fungieren auch als Schwinden, wie beispielsweise jener große Trichter, der sich ca. 150 m westlich des Gehöfts Grub (nahe Breitenau) befindet. In diesen entwässert sowohl der Bach, der aus dem Graben nördlich Grub über die Fisch-

teiche zufließt als auch das kleine, westlich gelegene Gerinne. Eine weitere, größere Schwinde befindet sich im verkarsteten Opponitzer Kalk des Klinglbach Tales, ca. 250 m westlich Köhlerhaus.

Quartär

Ab der Einmündung des Breitenaubaches in die Gaflenz schneidet sich diese bis zu ihrer Mündung in die Enns sukzessive tiefer in die während der letzten Kaltzeit abgelagerte Kiese der Niederterrasse (VAN HUSEN, 1968: 262) ein. Ab dem Gehöft Reindlbauer westlich Gaflenz wird das gleichnamige Gewässer von einer sukzessive breiter werdenden holozänen Austufe begleitet. Auch der Gschnaidtbach hat sich in seinem Unterlauf ca. 5–6 m tief in die Terrassenkiese eingeschnitten und wird daher von deutlich sichtbaren Terrassenkanten begleitet. Gleiches gilt für den Unterlauf des Lindaubaches und den Neudorfer Bach, der im Stadtgebiet von Weyer in die Gaflenz mündet. Hier beträgt der Höhenunterschied zwischen der würmzeitlichen Terrassenfläche und der holozänen Austufe bereits 10 m. Ein großer Teil der Ortschaft Weyer wurde auf der südwestlich der Bundesstraße Platz bietenden Niederterrasse errichtet. Auch der höher gelegene Ortsteil nordwestlich des Bahnhofes steht auf dem Kies der dort in Resten vorhandenen Niederterrasse. Diese Kiesablagerungen enthalten offenbar nur Komponenten mit kalkalpiner Herkunft.

Von Weyer gelangt man über ein breites Tal und die Passhöhe des Saurüssels (552 m) in das südöstlich benachbarte Ybbstal. In diesem Talübergang befinden sich Moränenablagerungen und Terrassenkiese. Diese wurden nach VAN HUSEN (1968: 259–260) innerhalb der Reiß-Vereisung durch zwei Gletschervorstöße abgelagert. Ein erster Vorstoß führte zur Ablagerung einer Kristallin-Komponenten führenden Grundmoräne (Aufschlüsse nahe Gehöft Leitner), danach bestand über den Saurüssel eine Verbindung zum benachbarten Ybbstal und es kam zur Ausbildung von Hochterrassen im Ybbstal und im Hochtal über den Saurüssel, deren Kiesablagerungen durch ein ausschließlich kalkalpines Komponentenspektrum gekennzeichnet sind. Ein zweiter, schwächerer Vorstoß des Reißgletschers soll diese Terrassen überfahren und den Saurüssel erreicht haben. Die Passhöhe soll dort noch von einem leicht nach Osten gekrümmten Wall überragt werden (VAN HUSEN, 1968: 276), der nach PENCK & BRÜCKNER (1909: 225) einer Endmoräne entsprechen soll.

In der aktuellen Kartierung konnten der Niederterrasse entsprechende Kiese, deren Terrassenniveau bei Weyer in ca. 430–433 m Seehöhe liegt, auch in der unteren Verebnungsfläche der nordöstlichen Talseite bei Mühlein (440 m) angetroffen werden. In diesem Niveau ist auch unterhalb des Staudeck eine schmale talparallele Verebnungsfläche angelegt. Auch auf der nordöstlichen Talseite sind am Hang oberhalb der Straße noch entsprechende Kiesablagerungen anzutreffen. Der oberhalb Setzbauer an der nordöstlichen Talseite einmündende, deutlich unterschrittene Schwemmkegel sowie die untersten Terrassenflächen beiderseits des Dürrenbaches und bis ca. 150 m oberhalb der Einmündung des Gerinnes vom Saurüssel in den Dürrengraben können ebenso noch mit der Niederterrasse verbunden werden.

Die Verebnungsflächen in 670 m Seehöhe am Staudeck und beiderseits des Mühlbaches oberhalb der Mühlein markieren die Oberkante der Hochterrasse. Diese ist dann

auf der westlichen Talseite bis zur Kiesgrube Pichl unterhalb des Gehöfts Hartner verfolgbar. Vermutlich entsprechen auch die Kiese unterhalb Schwaighof und die Terrasse, die sich in 490 m Seehöhe südöstlich des Dürrenbaches befindet, dem gleichen Niveau. Der Kies der Hochterrasse enthält, wie bereits von VAN HUSEN (1968: 260, 275) beschrieben, praktisch nur kalkalpine Komponenten, die lokalen Liefergebieten zugeordnet werden können. Zusätzlich ist er im Bereich der Terrassenkanten meist stark verkittet, konglomeriert, oberflächlich verwittert und mit Lehm bedeckt. Dieses Material ist im Nordteil der Kiesgrube Pichl sehr gut aufgeschlossen und kann dort als korngestützter, sehr gut gerundeter, Sand reicher Kies angesprochen werden. Auch der tiefere Teil der bereits teilweise verfüllten Kiesgrube südöstlich Winkl zeigt vergleichbare Kiese, die zusätzlich Lagen mit Schrägschichtung aufweisen.

In der Grube Winkl wird der Kies im oberen Teil der Grube von einer aushaltenden, ca. 1 m mächtigen Lage aus grauem siltigen Ton überlagert, die vermutlich in einem stehenden Gewässer abgelagert worden ist (Bottomset). Darüber folgt zuerst sandiger, horizontal geschichteter Feinkies und dann teilweise konglomerierter und gerundeter gröberer Kies (Topset?).

An der südwestlichen Abbaukante der Kiesgrube Pichl trifft man auf schluffreiche, sehr gut gerundete nicht sortierte Kiese bis Blöcke mit polymikter Zusammensetzung. In Teilbereichen überwiegt der gelblich gefärbte Schluffanteil – teilweise sind intern feingeschichtete, Meter mächtige Schlufflagen vorhanden. Der Kies enthält Nester von angularen Komponenten, die teilweise Blockgröße erreichen und weist konglomerierte Partien auf. Das Fehlen von gekritzten Komponenten und der sehr gute Rundungsgrad sprechen gegen eine Interpretation als Moränenablagerung. Die Kiesnester mit angularen Komponenten können jedoch nur eistransportiert sein. Vermutlich handelt es sich um glaziofluviale Sedimente, die in einer Eiszerfallsphase des Reiß-Gletschers abgelagert worden sind.

Im Komponentenspektrum treten neben kalkalpinen Bestandteilen auch Gangquarze, mittelkörniger, Biotit führender Granitgneis, (Granat)Amphibolit und Quarzit sowie Grünschiefer und grünlicher Porphyroid (Blaseneckporphyroid?) auf, die aus dem ostalpinen Kristallin und aus der Grauwackenzone abgeleitet werden können. Bei den in der Böschung steckenden großen Blöcken, die aus einem dunkelgrauen und feinkörnig-tonigen Kalkstein, der zerbrochene Bivalvenschalen enthält, bestehen, handelt es sich vermutlich um Deponiematerial aus Gosau-Sedimenten.

Die beschriebenen Sedimente sind im gesamten Wiesengelände oberhalb der Kiesgruben extrem schlecht aufgeschlossen. Sie konnten im Südwesten des Arbeitsgebietes oberhalb der Bauernhöfe Hartner und Heindl bis in eine Höhe von 600 m geschlossen nachgewiesen werden. Darüber sind im Hangschutt immer wieder einzelne gut gerundete Kristallingerölle und Flecken von teilweise konglomerierten Kiesen anzutreffen. Auch am Rücken von Kirchbichl bis zum Staudeck sind vergleichbare Kiese schlecht aufgeschlossen. Aus der ehemaligen Lehmgrube am Kirchbichl beschreibt AMPFERER (1924: 43) gekritzte Gerölle in einer sicheren Grundmoräne. Dieser Aufschluss ist jedoch heute nicht mehr vorhanden und wurde vermutlich verfüllt.

Am Güterweg, der vom Staudeck zum Gehöft Pöller führt, sind an der Böschung oberhalb des Güterweges, im Bereich des bei 550 m Richtung Winkl abzweigenden Forstweges, Kiese mit gelblicher Schluff-Matrix und zahlreichen gut gerundeten und angerundeten, teilweise eindeutig gekritzten Komponenten aufgeschlossen. Vergleichbare Kiese mit gekritzten Komponenten waren auch in kleinen Aufschlüssen von 700 bis 730 m Seehöhe nahe dem Ende der neuen Forststraße, die im Hauptdolomit am Hang südwestlich des Gehöfts Heindl verläuft, anzutreffen, enthielten dort aber nur kalkalpines Material. Gekritzte kalkalpine und exotische Gerölle waren auch im schluffreichen Dolomitmies an der Forststraße, die in 610 m Seehöhe aus dem Schroffental in Richtung Kirchbichlbach führt, anzutreffen.

Bei diesen Ablagerungen handelt es sich um Moränenreste – allerdings befinden sich die erwähnten Vorkommen an der Forststraße oberhalb Heindl und im Schroffental (umgelagert?) bereits in einer Höhenlage, die gegen eine Zuordnung zur Riß-Vergletscherung spricht.

Literatur

AMPFERER, O. (1924): Beiträge zur Glazialgeologie des Enns- und Ybbstales. – Sonderabdruck aus: Die Eiszeit, 1. Band, 38–46, Zeitschrift für allgemeine Eiszeitforschung, Institut für Eiszeitforschung in Wien, Leipzig (Verlag Karl W. Hiersemann).

GEYER, G. (1912): Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Kartenblatt Nr. 4853 Weyer. – 1 Blatt, Geologische Reichsanstalt, Wien.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 1. Band. – 393 S., Leipzig.

RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

VAN HUSEN, D. (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, 18, 249–286, Wien.

Bericht 2018–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

WOLFGANG PAVLIK

Im Berichtszeitraum 2018 wurde das Gebiet östlich der Ybbs zwischen Krenngraben – Urgäng und Opponitz und im Jahr 2019 das Gebiet westlich der Ybbs, zwischen Garnberg – Thanner Plan – Holzerkogel – Saurüssel – Dürrenbach – Altrappelsbach – Unkersbichl kartiert.

Der Großteil des Gebietes wird von hellgrauen bis dunkelgrauen, im Dezimeter- bis Meterbereich, selten im Zentimeterbereich gebankten, ebenflächigen Algenlaminiten des Hauptdolomits aufgebaut. Nördlich einer Linie Waidach – Kote 664 – mittlerer Luegergraben – südlich Bucheck – südlich Lucken wird das Kartierungsgebiet von Dolomiten und Rauwacken der Opponitzer Schichten aufgebaut. Die bräunlichen, gelblichen, teilweise grauen, ver-

einzelte auch weißlichen, zellig-porösen Rauwacken bilden Linsen unterschiedlicher Größe in hellgrauen bis weißlichen und beigen Dolomiten. Die Rauwacken wiederum werden von geringmächtigen Dolomitlinsen oder Dolomitzügen durchzogen. Nach Norden und Westen, in das Liegende, werden die Rauwackelinsen seltener und geringmächtiger. Im Gebiet südlich des Bahnhofs Opponitz sind gut gebankte, hellgraue bis hellbeige Kalkmergel, Kalke und kalkige Dolomite ausgebildet.

Im Graben südlich Waidach verläuft eine Abschiebung. Im Ybbstal verläuft eine ungefähr SSW–NNE verlaufende Blattverschiebung, mit ungefähr 1,5 km Versatz.

Südlich der Grenze zu den Opponitzer Schichten fällt der Hauptdolomit mittelsteil bis flach gegen Süden bis Osten. Die Linie Vorderalmer – Pichlhöhe – Graben – mittlerer Donnerkogelgraben – Garnberg bildet einen Synklinalkern. Südlich dieser Linie fällt der Hauptdolomit mittelsteil bis steil gegen SW – W – NW, und schwenkt weiter südlich auf südliche Richtungen und ist besonders nahe der Jura-Kreide-Mulden des Oisberges teilweise intensiv gefaltet und überkippt.

Faltenachsen tauchen östlich Altrappersbach flach gegen SW, südlich Breitenauer Spitze flach bis mittelsteil gegen SE und ESE, nördlich Sulzwiese flach gegen W und östlich Birkenkogel mittelsteil gegen W ab.

Breite Flussablagerungen füllen das Ybbstal zwischen Steinhauften und Opponitz. Großflächige Schotterterrassen der Niederterrasse begleiten im Bereich Steinhauften nördlich und südlich die Ybbs. Weitere Niederterrasse-Ablagerungen liegen am Hangfuß westlich Schmuckenhof, am Hangfuß Hohenlehen und Garnberg, östlich der Ybbs am Hangfuß gegenüber der Waldbauerschule, beim Meierhof, am Talausgang bei Waidach, Gstadt, Schloß Hohenlehen, Oberau und im Ortsgebiet und im Bereich des Bahnhofs Opponitz. Richtung Weyer liegen im Taleingang des Dürrenbaches ebenfalls Schotter der Niederterrasse.

Der Talbereich und die Hänge nördlich und südlich der Talung zwischen Unkersbichl – Saurüssel – Lechner wird von unterschiedlich mächtigen Staukörpern am Eisrand eingenommen. In der Schottergrube östlich Lechner sind mehrere unterschiedlich mächtige Schlufflagen aufgeschlossen. Die Eisrandablagerungen werden von teilweise mächtigen Lehmböden bedeckt. Reste der Eisrandstaukörper liegen im Seitental nordöstlich Saurüssel bis Geyersbichl. Auf den Hangschultern westlich und östlich der Ybbs sind südlich und östlich Ybbskogel bei 600 bis 660 m und bei 540 m, östlich Döstelberg bei 600 bis 650 m, östlich und südlich Kote 631 bei 520 bis 540 m, am Garnberg zwischen 610 und 690 m, südlich und östlich Meierhof zwischen 480 und 560 m, südlich Waidach zwischen 500 und 540 m, nordöstlich Einödsberg bei 480 m, nordöstlich Oberau bei 450 bis 510 m und südlich und östlich Opponitz zwischen 410 und 530 m Eisrandablagerungen erhalten. Im Schotterkörper auf der Hangschulter südlich Waidach ist eine mehrere Dezimeter mächtige Schlufflage aufgeschlossen.

Nordnordwestlich Birkenkogel ist eine große tiefgreifende Hangdeformation im Hauptdolomit ausgebildet. Die Abrisskante liegt bei ungefähr 650 m und die Massenbewegung reicht bis zum Hangfuß. Kleinere Gleitmassen liegen westlich und südwestlich Birkenkogel sowie östlich Steinhauften, ebenfalls im Hauptdolomit. Eine große, tiefgreifen-