JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 161 | Heft 1–4 | S. 161–235 | Wien, Dezember 2021

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2015–2021

Im Zuge der Umstellung auf das neue topografische Kartenwerk im UTM-System werden die Kartierungsberichte in einen Abschnitt unterteilt, der sich auf das „alte“ BMN-System bezieht und einen, der sich auf das „neue“ UTM-System bezieht. Details zur Umstellung sind in KRENMAYR (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 150/3–4, 2010) erläutert. Die UTM-Kartenblätter werden ab 2016 im internationalen Blattnamenformat aufgelistet.

Kartenwerk im BMN-System

Blatt 21 Horn

Bericht 2020 über petrografische und geochemische Untersuchungen von Orthogesteinen im Moldanubikum auf Blatt 21 Horn

MARTIN LINDNER, ALEXANDER LÜFTENEGGER & FRITZ FINGER

(Auswärtige Mitarbeiter)

Auf Kartenblatt 21 Horn kommen innerhalb der moldanubischen Gföhl-Einheit mehrere kleine gangartige Vorkommen heller Granitgneise vor. Unsere Aufgabe war zu untersuchen, ob diese hellen Orthogesteine eine geochemische Verwandtschaft zum Wolfshof-Syenitgneis aufweisen. Die Beprobung umfasste Vorkommen nordwestlich Oberplank (Proben LA 19-01 und LA 19-02), nordwestlich Buchberg-Waldhütten (LA 19-03), südlich Thürneustift (LA 19-04 und LA 19-05), nordöstlich Thürneustift (ROE 21-474), nördlich Wanzenau-Bründlleiten (LA 19-06 und LA 19-07), sowie nordwestlich Völker (LA 19-12 bis LA 19-14). Weiters wurden drei Vergleichsproben aus dem Hauptkörper des Wolfshof-Syenitgneises eingeholt (Steinbruch nordöstlich Steinerne Stiege; LA 19-09 bis LA 19-11). Die geochemischen Analysen wurden mittels Röntgenfluoreszenzanalyse am Fachbereich Chemie und Physik der Materialien der Universität Salzburg durchgeführt. Nähere methodische Informationen sind in LINDNER & FINGER (2018) zu finden. Für die durchgeführten geochemischen Analysen erwiesen sich zudem Vergleiche mit den Daten aus der Dissertation von ALIASGARI (1988) über den Wolfshof-Syenitgneis als hilfreich.

Die beprobten kleinen Orthogneisvorkommen lassen in den meisten Fällen eine klare geochemische Verwandtschaft zum Wolfshof-Syenitgneis erkennen. Eine Ausnahme bilden die Proben nordwestlich von Oberplank, die sich auch durch ihren grobkörnig-pegmatoiden Charakter von den fein- bis mittelkörnig strukturierten Granitgneisen der anderen Vorkommen unterscheiden. Sie werden später noch extra besprochen. Für die übrigen beprobten Orthogneisvorkommen sind insbesondere die Kaliumgehalte diagnostisch. Diese liegen mit ca. 7–9 Gew.% K_2O signifikant höher als in anderen Orthogneisen des Waldviertels, wie z.B. dem Gföhl-Gneis, und sind somit deutlich an die syenitische Zusammensetzung des Wolfshof-Syenitgneises angenähert, auch wenn sie im Hauptvorkommen selbst noch etwas höher sind (um 10 Gew.%). Weitere Gemeinsamkeiten mit dem Wolfshof-Syenitgneis ergeben sich aus der schwach peralumischen Zusammensetzung, aus der magnesischen bzw. alkalischen Charakteristik im Sinn von FROST et al. (2001) und den auffällig hohen Thoriumgehalten. Obwohl die kleinen Orthogneisvorkommen nordwestlich Buchberg-Waldhütten, südlich Thürneustift, nordöstlich Thürneustift, nördlich Wanzenau-Bründlleiten sowie nordwestlich Völker geochemisch also klar zum Wolfshof-Syenitgneis tendieren, so bestehen doch einige systematische geochemische Unterschiede gegenüber dem Hauptvorkommen. So liegen die SiO_2-Gehalte in den kleinen Vorkommen tendenziell etwas höher, und auch die Na_2O- und CaO-Gehalte sind leicht erhöht. Auf die etwas geringeren K_2O-Gehalte wurde bereits zuvor hingewiesen.

Umgerechnet auf den Mineralbestand bedeutet dies, dass die kleinen Vorkommen im Vergleich zum Wolfshof-Syenitgneis der Typuslokalität etwas weniger Kalifeldspatanteile und leicht höhere Quarz- und Plagioklasgehalte

	a	b	c	d	e	f	g
Probe	**LA 19-01**	**LA 19-02**	**LA 19-03**	**LA 19-04**	**LA 19-05**	**LA 19-06**	**LA 19-07**
	Pegmatit	Pegmatit	Granitgneis	Granitgneis	Granitgneis	Granitgneis	Granitgneis
Koordinaten							
Rechtswert	700409,9	700529,5	698404,9	700534,5	700410,8	695785,5	695853,2
Hochwert	380396	380270,2	380891,2	378314,5	378381,4	387901,9	387858,9
SiO_2	71,52	74,68	71,31	69,94	69,28	67,36	68,64
TiO_2	0,05	0,01	0,22	0,30	0,33	0,21	0,38
Al_2O_3	17,82	15,02	15,25	15,73	15,83	17,72	15,87
Fe_2O_3	0,42	0,20	1,21	1,00	1,08	0,61	1,14
MnO	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01
MgO	0,17	0,00	0,40	0,49	0,65	0,26	0,73
CaO	1,59	1,17	0,87	0,77	0,83	0,76	0,79
Na_2O	4,33	5,14	3,34	3,51	3,19	4,35	3,10
K_2O	3,76	3,54	6,87	7,46	7,94	8,33	8,48
P_2O_5	0,08	0,07	0,17	0,27	0,33	0,08	0,35
SO_3	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02
F	0,04	0,02	0,09	0,24	0,22	0,05	0,17
GV	0,21	0,37	0,60	0,71	0,55	0,43	0,41
Sum	**100,02**	**100,23**	**100,35**	**100,43**	**100,26**	**100,16**	**100,09**
Rb	62	84	302	384	337	336	371
Sr	450	282	431	431	489	358	509
Ba	1.098	638	1.050	1.066	1.166	1.476	1.293
Th	u.d.N.	u.d.N.	89	63	58	38	46
La	8	3	53	42	30	34	39
Ce	17	7	84	79	64	44	67
Nd	12	5	29	19	20	16	21
Ga	15	15	19	22	22	23	22
Nb	3	2	7	24	23	3	22
Zr	23	44	275	327	335	167	314
Y	7	4	5	8	4	u.d.N.	u.d.N.
Sc	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	6	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.
Pb	88	125	121	117	122	96	110
Zn	13	10	33	55	57	25	58
V	u.d.N.	u.d.N.	13	6	12	9	12
Co	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	4	u.d.N.	3	u.d.N.
Cr	28	17	16	22	37	27	82
Ni	11	8	13	20	21	12	21

Tab. 1, Teil 1.
Röntgenfluoreszenzanalysen (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte im Koordinatensystem BMN M34 (R = Rechtswert, H = Hochwert).
a: Pegmatit NW Oberplank
b: Pegmatit NW Oberplank
c: feinkörniger Granitgneis NW Buchberg-Waldhütten
d: feinkörniger Granitgneis S Thürneustift
e: mittelkörniger Granitgneis S Thürneustift
f: fein-mittelkörniger Granitgneis N Wanzenau-Bründlleiten
g: feinkörniger Granitgneis N Wanzenau-Bründlleiten

	h	i	j	k	l	m	n
Probe	**LA 19-09**	**LA 19-10**	**LA 19-11**	**LA 19-12**	**LA 19-13**	**LA 19-14**	**ROE 21-474**
	Wolfshof-Syenitgneis	Wolfshof-Syenitgneis	Wolfshof-Syenitgneis	Granitgneis	Granitgneis	Granitgneis	Granitgneis
Koordinaten							
Rechtswert	695079,4	695079,4	695079,4	697933,4	697933,4	697921,3	700906
Hochwert	383648,3	383648,3	383648,3	378257,4	378257,4	378213,8	378799
SiO_2	67,67	68,18	68,42	66,76	70,13	68,90	70,15
TiO_2	0,46	0,46	0,46	0,14	0,31	0,36	0,28
Al_2O_3	15,77	15,61	15,57	18,33	15,55	15,60	15,70
Fe_2O_3	1,22	1,18	1,32	0,41	0,98	1,18	0,96
MnO	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
MgO	0,82	0,77	0,79	0,20	0,55	0,69	0,50
CaO	0,68	0,65	0,61	0,97	0,65	0,72	0,72
Na_2O	2,45	2,26	2,22	4,66	2,83	2,77	3,53
K_2O	9,82	9,82	9,56	8,10	8,32	8,84	7,35
P_2O_5	0,40	0,38	0,37	0,06	0,23	0,38	0,25
SO_3	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
F	0,27	0,26	0,25	0,05	0,12	0,20	0,26
GV	0,34	0,45	0,37	0,73	0,43	0,62	0,33
Sum	**99,93**	**100,05**	**99,97**	**100,41**	**100,12**	**100,28**	**100,04**
Rb	441	428	420	332	308	396	397
Sr	633	617	596	435	513	506	426
Ba	1.851	1.782	1.781	1.779	1.298	1.345	1.049
Th	64	67	55	45	53	53	64
La	70	67	62	44	39	37	38
Ce	119	124	108	57	79	70	78
Nd	41	36	35	23	25	21	21
Ga	20	21	20	23	19	21	23
Nb	21	21	20	7	19	25	22
Zr	453	397	465	128	291	373	278
Y	u.d.N.	5	6	u.d.N.	6	4	9
Sc	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.
Pb	109	105	90	115	118	105	118
Zn	59	63	71	18	49	58	52
V	16	7	12	7	u.d.N.	10	u.d.N.
Co	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	3	3
Cr	53	98	36	13	26	35	24
Ni	19	19	20	11	20	23	18

Tab. 1, Teil 2.
Röntgenfluoreszenzanalysen (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte im Koordinatensystem BMN M34 (R = Rechtswert, H = Hochwert).
h: Wolfshof-Syenitgneis, Wolfshoferamt, Steinbruch NE Steinerne Stiege
i: Wolfshof-Syenitgneis, Wolfshoferamt, Steinbruch NE Steinerne Stiege
j: Wolfshof-Syenitgneis, Wolfshoferamt, Steinbruch NE Steinerne Stiege
k: feinkörniger Granitgneis NW Völker
l: feinkörniger Granitgneis NW Völker
m: feinkörniger Granitgneis NW Völker
n: mittelkörniger Granitgneis, Steinbruch NE Thürneustift

haben. Ihre Zusammensetzung ist somit nicht quarzsyenitisch (wie bei den meisten Proben im Hauptkörper), sondern marginal granitisch, aber mit für Granite auffälliger Quarzarmut. Die Biotitgehalte sind geringfügig unter jenen im Hauptkörper.

Einige Unterschiede gibt es auch in den Spurenelementgehalten. Die Zirkoniumgehalte liegen unter jenen der Wolfshof-Syenitgneise im engeren Sinn, sind aber bei den meisten Proben mit 275 bis 373 ppm immer noch ziemlich hoch. Ähnliches gilt für die Leichten Seltenen Erden (Ce + La + Nd: 114–166 ppm vs. 205–230 ppm).

Zwei Proben (LA 19-06 von nördlich Wanzenau-Bündlleiten und LA 19-12 von nordwestlich Völker), welche eine hellere und biotitärmere Variante repräsentieren, haben höhere Na_2O-Gehalte von 4–5 Gew.% bei leicht reduzierten SiO_2-Gehalten. Sie sind ebenfalls sehr kaliumreich, weisen einen quarzmonzonitischen Mineralbestand auf mit normativen Quarzgehalten von nur 7–9 % und sind biotitärmer (normativ). Die Zirkoniumgehalte sind deutlich niedriger und liegen nur bei 128 bzw. 167 ppm. Auch die Leichten Seltenen Erde-Gehalte (Ce + La + Nd) sind relativ gering, bei 94 bzw. 124 ppm. Auffällig sind die besonders niedrigen Gehalte an P_2O_5 (< 0,1 Gew.%). Die Petrogenese dieser Variante des Wolfshof-Syenitgneises ist gegenwärtig unklar.

Im Dünnschliffbild zeigen sowohl der Wolfshof-Syenitgneis der Typuslokalität wie auch die Granitgneise in den kleinen Vorkommen ein ähnliches metamorphes Rekristallisationsgefüge. Von den primären magmatischen Mineralen sind nur Zirkone und Apatite erhalten geblieben, die relativ großen akzessorischen Rutilstängel könnten zum Teil ebenfalls magmatische Relikte sein. Das metamorphe Quarz-Feldspatgefüge ist weitgehend equigranular, die Kornformen sind mehr oder minder isometrisch und nur selten stärker elongiert. Die Kalifeldspäte sind moderat perthitisiert, vor allem etwas kleinere Kalifeldspatkörner weisen eine Mikroklingitterung auf. Primärverzwilligung ist selten. An größeren Kalifeldspatkörnern beobachtet man zum Teil Subkornbildung an den Rändern. Die Plagioklase sind meist polysynthetisch verzwillingt und durchwegs leicht serizitisiert. Der Quarz zeigt undulöse Auslöschung sowie Subkornbildung. Teilweise erkennt man späte dünne Quarzsäume um Kalifeldspatkristalle. Myrmekitbildung ist ebenfalls vereinzelt beobachtbar.

Die Hauptkristallisation der Gesteine erfolgte wahrscheinlich unter Bedingungen der oberen Amphibolitfazies und offenbar unter geringer Deformation. Die zahlreichen aber sehr kleinen Biotite zeigen nur teilweise eine Einregelung. In Ausnahmefällen kann man einzelne längliche und kleine Ortho- und Klinopyroxenrelikte aus einem früheren Stadium der Gesteinsbildung finden. Aufgrund der stark penetrativen Gefügerekristallisation bleibt die primäre magmatische Mineralogie und Struktur der Gesteine allerdings weitgehend unbekannt. Die sehr großen Apatite und Zirkone lassen die Spekulation zu, dass die primären magmatischen Gefüge eventuell relativ grobkörnig gewesen sein könnten. Es ist aber anzunehmen, dass es noch vor der eher statischen metamorphen Hauptkristallisation zu einer Vergneisung mit deformativer Kornzerkleinerung gekommen ist.

Abschließend soll hier noch kurz auf die Pegmatite nordwestlich von Oberplank eingegangen werden. Im Gegensatz zum Wolfshof-Syenitgneis und den daraus geochemisch abzuleitenden Granitgneisen zeigen diese Gesteine mit ihren teilweise mehrere Zentimeter großen Alkalifeldspäten wesentlich geringere metamorphe Rekristallisation und Feldspäte sowie Quarz sind hier durchwegs noch in magmatischen Formrelikten erkennbar. Die nur leicht vergneisten Pegmatite sind demnach wohl jüngere (spätorogene) Intrusionen, die in einer bereits weiter abgekühlten moldanubischen Kruste platzgenommen haben.

Die SiO_2-Gehalte der Pegmatitproben von Oberplank liegen bei 71,52 bzw. 74,68 Gew.%. Die K_2O-Gehalte sind mit 3,54 und 3,76 Gew.% deutlich niedriger als in den Granitgneisvorkommen aus der Verwandtschaft des Wolfshof-Syenitgneises. Im Vergleich zu den letztgenannten haben die Pegmatite auch höhere CaO-Gehalte von 1,17 bzw. 1,59 Gew.% und höhere Na_2O-Gehalte von 4,33 bzw. 5,14 Gew.%. Die Fe_2O_3-Gehalte sind erwartungsgemäß sehr gering (0,20 bzw. 0,42 Gew.%). Die normativen Quarzgehalte liegen um 29 %, die Alkalifeldspatgehalte um 21 %, und die Plagioklasgehalte bei 44 bzw. 49 %. Der Modalbestand wäre nach Streckeisen (1974) somit monzogranitisch bis granodioritisch. Große späte Muskovite verdrängen stellenweise den Feldspat. Die Zirkoniumgehalte sind, wie für Pegmatite üblich, sehr gering (23 bzw. 44 ppm). Auch die Summe der Leichten Seltenen Erde-Elemente (Ce + La + Nd) ist niedrig, bei 15 bzw. 37 ppm.

Literatur

Aliasgari, H. (1988): Petrologie und Geochemie des Wolfshofer Syenitgneises und Untersuchungen an den begleitenden Amphiboliten, Gföhler Einheit im Moldanubikum des Niederösterreichischen Waldviertels. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Wien, 138 S., Wien.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. & Frost, C.D. (2001): A geochemical classification for granitic rocks. – Journal of Petrology, **42**, 2033–2048, London. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Lindner, M. & Finger, F. (2018): Geochemical characteristics of the Late Proterozoic Spitz granodiorite gneiss in the Drosendorf Unit (Southern Bohemian Massif, Austria) and implications for regional tectonic interpretations. – Journal of Geosciences, **63**, 345–362, Praha. https://doi.org/10.3190/jgeosci.271

Streckeisen, A.L. (1974): Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. – Geologische Rundschau, **63**, 773–786, Berlin–Heidelberg.

Bericht 2017–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

Reinhard Roetzel

In den drei Berichtsjahren wurden geologische Aufnahmen vorwiegend im südlichen Teil des Kartenblattes 21 Horn durchgeführt. Im Jahr 2017 lag ein Schwerpunkt der Kartierung im Gebiet östlich des Kamp, im Raum zwischen Maiersch, Freischling, Kriegenreith, Fernitz und Plank, bis zum Tiefenbachtal im Süden. Ebenso wurden die sedimentgefüllten Senken zwischen Mühlbach am Manhartsberg, Bösendürnbach und Wiedendorf sowie entlang der Diendorf-Störung, im Bereich Obernholz, Diendorf am

Walde und Olbersdorf kartiert. 2018 wurde das südliche Kamptal von der südlichen Blattgrenze nördlich von Zöbing über Schönberg-Neustift, Schönberg, Stiefern, Altenhof, Plank bis Oberplank bearbeitet und die Kartierung gegen Westen über Mollands und See in das Fahnbachtal bei Unter- und Oberreith und bei Schiltern fortgesetzt. Östlich des Kamptales wurden pleistozäne Sedimente in einer N–S streichenden Senke östlich Schönberg zwischen der Großen Heide im Norden und dem Wolfsgraben im Süden geologisch aufgenommen. Im Jahr 2019 wurde schließlich der nördlich anschließende Teil des Kamptales von Oberplank über Buchberg, Zitternberg, Gars-Thunau, Kamegg und Stallegg bis Rosenburg bearbeitet. Zusätzlich wurden die östlich des Kamptales, in das Horner Becken hineinreichenden Gebiete zwischen Gars, Zaingrub und Mold und der Ostrand des Horner Beckens bei Maria Dreieichen geologisch kartiert.

So wie in den vorangegangenen Jahren (Roetzel, 2017) wurden die Kartierungen sowohl in Gebieten mit kristallinen Gesteinen als auch mit paläogenen, neogenen und quartären Sedimenten flächendeckend durchgeführt. Die kristallinen Gesteine wurden wiederum bei mehreren gemeinsamen Exkursionen mit Manfred Linner (Geologische Bundesanstalt) für die petrografische Charakterisierung beprobt und durch Fritz Finger und Gudrun Riegler (beide Universität Salzburg) sowie Manfred Linner geochemisch und petrografisch untersucht.

Da das Motorbohrgerät der Geologischen Bundesanstalt seit 2017 nicht mehr zu Verfügung steht, konnten Tiefenaufschlüsse nur mehr mit einem Handbohrgerät durchgeführt werden. Im dem aufgenommenen Gebiet unterstützten 48 Handbohrungen, die bis in 1 m Tiefe reichten, die Kartierung und Probenahme für mikropaläontologische Analysen, die von Holger Gebhardt (Geologische Bundesanstalt) ausgeführt wurden. Für zusätzliche mikropaläontologische Beprobungen im Raum Oberravelsbach–Baierdorf wurden weitere 29 Handbohrungen abgeteuft.

Alle Angaben zu Koordinaten im Text sind im System BMN M34 angegeben (R: Rechts, H: Hoch).

Kristalline Gesteine der Böhmischen Masse

Die bereits von Gerhard Fuchs 1967 bis 1970 und 1978 (Fuchs, 1968, 1969, 1970, 1971, 1981) im Maßstab 1:25.000 auf Schraffenkarten aufgenommenen Gebiete des Moldanubikums wurden im Zuge der neuen Kartierung von Blatt Horn im Maßstab 1:10.000 detaillierter begangen und die Gesteinseinheiten genauer abgegrenzt. Bei den kristallinen Gesteinen zeigte sich vor allem, dass bei den vorangegangenen Aufnahmen, bedingt durch die schlechten topografischen Unterlagen und die geringere Begehungsdichte, die Detailgenauigkeit oft deutlich niedriger war. Außerdem wurde bei früheren Aufnahmen, aufgrund der Schwerpunktsetzung auf kristalline Gesteine, die sedimentäre Bedeckung oft großflächig abgedeckt.

Moravikum und Moldanubikum im Raum Maria Dreieichen

Ergänzend zu Aufnahmen in vorangegangenen Jahren wurde das Gebiet nördlich und südlich von Maria Dreieichen neu kartiert. Nördlich des Wallfahrtsortes, am Oberen Molder Berg, findet man vorwiegend Glimmerschiefer mit eingeschalteten Zügen und Linsen aus Amphibolit, Marmor und Gföhl-Gneis (vgl. Fuchs, 1971). Die muskovitreichen Glimmerschiefer führen meist viel Granat und zum Teil auch Kyanit. Das Einfallen dieser moldanubischen Gesteine ist generell flach bis mittelsteil gegen West bis Nordwest. Unmittelbar östlich der Bründlkapelle, ca. 200 m nordöstlich der Kirche von Maria Dreieichen, beginnt ein 110 bis 220 m breiter und etwa 1,5 km nach Süden fortsetzender, N–S gestreckter Zug aus Bittesch-Gneis. Dieser helle moravische Orthogneis (vgl. Finger & Riegler, 2016) wird im Bereich des Ortes sowohl im Liegenden als auch im Hangenden von Glimmerschiefer begrenzt. Südlich von Maria Dreieichen sind diese dann nur mehr im Liegenden anstehend, da im Westen untermiozäne Feinsande der Loibersdorf-Formation das Kristallin überlagern.

Südlich des Cholerafriedhofes sind im Bittesch-Gneis mehrere schmale und langgestreckte Marmorlinsen eingeschaltet. Die Marmore sind zum Teil steil verfaltet sowie zerschert und fallen, so wie der Orthogneis, meist mittelsteil bis steil gegen Westen ein. Zahlreiche Pingen in den Marmorzügen weisen auf früheren Abbau, vermutlich für Brandkalk, hin.

Die Deformation des Bittesch-Gneises nimmt gegen den Ostrand stark zu. Dort ist der Orthogneis auf der gesamten Länge extrem kataklastisch zerschert. Ein guter Aufschluss in weißgrauem, sandig zerfallendem Kataklasit befindet sich am Ostrand des ehemaligen Steinbruchs, nördlich des Cholerafriedhofes (BMN M34 R: 704895, H: 390343). Im nördlichen Teil, im Graben nordöstlich der Bründlkapelle, sind auch grauschwarze, tonig Kakirite anstehend (R: 705002, H: 390903). Diese extrem spröde Deformation und die Entstehung des Fensters von Maria Dreieichen stehen vermutlich in Zusammenhang mit der Bildung des Ostrandbruches des Horner Beckens. Dabei wurde der Westblock mit dem Bittesch-Gneis gegenüber dem Ostblock an einer parallel zur Beckenrandstörung verlaufenden Störung herausgehoben. In gleicher Weise ist wahrscheinlich auch das zweite isolierte Vorkommen von Bittesch-Gneis, Marmor und Paragneis am Ausgang des Fräuleingrabens nördlich von Mörtersdorf zu interpretieren.

Moravikum und Moldanubikum im südlichen Kamptal und den angrenzenden Gebieten

Bittesch-Gneis entlang der Kamptalstraße westlich von Schönberg-Neustift

Am südlichen Blattrand, westlich von Schönberg-Neustift, ist in hohen Felswänden entlang der Kamptalstraße auf einer Länge von ca. 1,3 km ein hellgrauer, mylonitischer Orthogneis aufgeschlossen. Seine Zugehörigkeit zum moravischen Bittesch-Gneis wurde bereits von Becke (1915: 352), F.E. Suess (1918: 104), Waldmann (1922) und Frasl (1974) vermutet und kürzlich von Finger & Riegler (2020) auch geochemisch bestätigt. Die Gesteine fallen mittelsteil gegen West bis Westsüdwest unter die hangend folgenden moldanubischen Glimmerschiefer ein.

In grobkörnigen, feldspatreichen Bereichen sind im Gestein einzelne große Kalifeldspäte und grobschuppiger Muskovit charakteristisch. In stärker mylonitischen, quarzreichen Bereichen fehlen dagegen die großen Kalifeldspäte und der Muskovit ist feinschuppig. Ähnlich

wie im Bittesch-Gneis östlich des Kamp ist auch hier in zwei schmalen Seitengräben bei einer Kapelle (Kote 220; R: 702645, H: 374191) und ca. 400 m südlich (R: 702664, H: 373808) ein ca. 30 bis 40 m mächtiges Paket aus zum Teil quarzitischem Paragneis, Granatglimmerschiefer und Marmor in dem Orthogneis eingeschaltet. Die 15 bis 20 m mächtigen Calcitmarmore und Glimmermarmore sind gemeinsam mit dem Bittesch-Gneis hier stark verfaltet.

Paragesteine und Amphibolit im Liegenden des Rehberg-Komplexes

Im südlichen Teil des Kamptales sowie in den westlich und östlich angrenzenden Gebieten (Raum Schönberg, Mollands, Unterreith, Stiefern, Fernitz, Freischling) dominieren im Moldanubikum, im liegenden Teil des Rehberg-Komplexes, Paragneis und Glimmerschiefer. Mengenmäßig überwiegen die Paragneise, die oft feinkörnigen Granat führen und hier zum Teil sehr biotitreich sind. Bereiche mit Glimmerschiefer sind innerhalb der Paragneise meist in schmalen und N–S gestreckten Zonen eingeschaltet, wobei auch hier Wechsellagerungen mit Paragneis auftreten können. Eine rund 900 m lange und 120 bis 150 m breite Zone aus Glimmerschiefer findet man zum Beispiel südwestlich von Schönberg, unmittelbar im Hangenden des Bittesch-Gneises, der westlich des Kamp entlang der Kamptalstraße ansteht (siehe oben). Der Glimmerschiefer fällt dort, so wie der Bittesch-Gneis, flach bis mittelsteil gegen Westen ein. Eine weitere schmale Zone aus Glimmerschiefer mit grobschuppigem Muskovit beginnt östlich von See und streicht nach Norden, unterbrochen von Löss, in den Raum südöstlich von Mollands. Nach Norden ist die Fortsetzung in eher feinkörnigen Granatglimmerschiefern in dem Seitengraben südöstlich vom Irrbling sowie am Kamp, beiderseits des Grabenausgangs, zu finden. Ein größerer und mehr oder weniger geschlossener Glimmerschieferhorizont innerhalb der Paragneise findet sich westlich von Stiefern. Dieser beginnt nordwestlich des Irrbling, wo er von dunkelgrauem, straff gebändertem Grafitquarzit unterlagert wird und zieht von dort westlich von Stiefern, unterhalb des Klopfhartsberges, als 50 bis 100 m mächtiger Zug nordwärts. Nordwestlich von Stiefern biegt dieser Glimmerschieferzug dann im Hungerfeld gegen Nordosten und quert den Kamp östlich von Altenhof. Nördlich des Kamp werden die Glimmerschiefer von Paragneis mit Einschaltungen von Grafitquarzit zweigeteilt, wobei die Glimmerschiefer im Liegenden der Paragneise sehr reich an Granat sind. Auf Schichtköpfen des Granatglimmerschiefers befand sich östlich von Altenhof ein Mühlsteinbruch (R: 702653, H: 378830; Beninger, 1962), wie Negative und unfertige Rohlinge von Mühlsteinen im Gestein noch erkennen lassen. Derartige Mühlsteine aus dem 9. Jahrhundert n. Chr. wurden auch in der slawischen Siedlung auf der Holzwiese bei Gars-Thunau gefunden (Friesinger & Friesinger, 1991). Diese glimmerschieferreiche Zone setzt sich weiter nach Nordosten in Richtung Fernitz und von dort über die Flur Neubruch in den Raum östlich von Maiersch fort. Die Bereiche nordwestlich von Fernitz (Flur Neubruch) und südöstlich von Maiersch sind durch zahlreiche schmale Züge aus Grafitquarzit in den zum Teil tiefgründig verwitterten Glimmerschiefern gekennzeichnet.

In den Paragneisen sind auch immer wieder unterschiedlich große Züge und Linsen von Amphibolit eingeschaltet, wie beispielsweise an der Steilstufe zum Kamp im Ortsgebiet von Schönberg-Neustift oder westlich von Schönberg, entlang der Bundesstraße, auf der orografisch rechten Seite des Flusses. Auch südöstlich von Mollands und südlich der Kapelle dieses Ortes finden sich kleine Amphibolitkörper im Paragneis. Nördlich von Schönberg gibt es Amphibolite östlich der Straße nach Obernholz, am Kalvarienberg, südwestlich vom Mitterberg, südöstlich der Haltestelle von Stiefern, östlich der Flur Horach und an der Nordflanke des Tiefenbachtales. Die Amphibolite sind, im Gegensatz zu jenen im Rehberg-Komplex, meist relativ massig und führen nahezu nie Einschaltungen von hellen, quarzreichen Orthogneisen.

Vereinzelt findet man auch in den Paragneisen, oft gemeinsam mit den Amphiboliten, kleine Serpentinitkörper, wie zum Beispiel nördlich von See, südöstlich von Mollands, südlich der Ruine Schonenburg, südlich vom Irrbling, an der Nordflanke des Tiefenbachtales oder südlich von Fernitz. Einschaltungen von Marmor, wie nördlich des Kogelberges bei Zöbing oder im Amphibolit an der Nordflanke des Tiefenbachtales, sind äußerst selten.

Die Gesteine fallen überwiegend flach bis mittelsteil gegen Südwest bis Nordwest ein. Ein abweichendes Einfallen meist gegen SSE bis SSW konnte nur an der Nordflanke des Tiefenbachtales und westlich von Schönberg, nordöstlich von Mollands festgestellt werden.

Rehberg-Komplex

Im Hangenden der oben beschriebenen Paragesteine und Amphibolite folgt der Rehberg-Komplex. Dieser wurde unter anderem bereits von Marchet (1919), Fuchs (1976), Fuchs & Matura (1976), Hödl (1985), Montag & Höck (1993), Höck et al. (1997) und zuletzt Heuser (2020) eingehend beschrieben.

Der Rehberg-Komplex zieht vom Loisbachtal, südöstlich der Neumühle auf Blatt 38 Krems, in nordöstlicher Richtung auf das Blatt 21 Horn. Dort versetzt südöstlich von Schiltern eine vermutlich in der Senke nördlich vom Dürnitzbühel gegen Nordwest streichende Störung den Rehberg-Komplex dextral nach Südost. Er setzt daher südöstlich, am Fahnberg, wiederum auf Blatt Krems, mit einem Versetzungsbetrag von ca. 800 m fort und streicht ab dem Amaißtal auf Blatt Horn als rund 600 bis 900 m breiter Zug generell gegen NNE weiter. Im Südteil des Blattes verläuft er westlich des Kamp vom westlichen Amaißtal über den Reitberg, Hiesberg, Schmalzberg, Klopfhartsberg und Übeleck gegen Altenhof. Bei Altenhof und Plank quert er dreimal die Schlingen des Kamp und setzt nördlich von Plank zuerst beiderseits des Flusses und dann nur mehr auf der östlichen Seite, am Strietzelberg und in der Flur Elendschmitten, gegen Maiersch fort. Nördlich von Maiersch sind die Amphibolite nochmals großflächig am östlichen Abhang des Stranitzberges aufgeschlossen und setzen dann unter den Sedimenten des Horner Beckens gegen NNE fort, wie kleine Aufragungen in den Fluren Frauenäcker östlich von Gars und Postln südlich von Zaingrub oder am Atzbigl nördlich Maiersch erkennen lassen.

Der Rehberg-Komplex besteht vorwiegend aus basischen und ultrabasischen Gesteinen, wie Amphibolit, Metagabbro und Serpentinit, wobei Amphibolit das Hauptgestein darstellt (Heuser, 2020). Serpentinite in verschieden großen Einschaltungen sind im Rehberg-Komplex besonders im Süden (Bereich Dürnitzbühel, Amaißtal, Reitberg) sehr häufig. Nördlich davon findet man mit Ausnahme des

großen und auch morphologisch dominanten Körpers am Klopfhartsberg Serpentinite nur mehr in kleinen Einschaltungen, wie südlich von Oberreith, am Hiesberg, östlich vom Schmalzberg, südlich von Thürneustift, östlich und südlich von Altenhof oder am östlichen Stranitzberg. Metagabbro tritt im Rehberg-Komplex, im Verband mit Amphibolit und Serpentinit, vorwiegend im Amaißtal, am Reitberg, Hiesberg und am Klopfhartsberg auf. Serpentinite und Metagabbros findet man dabei eher in den liegenden Bereichen des Rehberg-Komplexes.

Die dunkelgrauen bis schwarzgrauen Amphibolite sind meist massig bis fein gebändert. In manchen Bereichen, wie nördlich vom Reitberg, am Hiesberg, Schmalzberg, westlich vom Klopfhartsberg und am Strietzelberg und der Flur Elendschmitten zwischen Plank und Maiersch, wechseln die Amphibolite im Dezimeter- bis Meterbereich mit konkordanten Lagen aus leukokraten, quarzreichen Orthogneisen. Am Hiesberg und Schmalzberg sowie nördlich von Plank, im Bereich der Abzweigung nach Freischling (Flur Flugwacht), sind diese Orthogneise in 10 bis 100 m breiten und bis zu mehrere 100 m langen Körpern im Amphibolit eingeschaltet. Über den Reitberg verläuft ebenfalls in N–S-Richtung ein 20 bis 40 m breiter und über mehr als 800 m Länge verfolgbarer Zug eines quarzreichen Orthogneises.

Marmor ist sehr selten und wurde als Einschaltung in Amphibolit nur westlich vom Reitberg, in einem Steinbruch nordöstlich von Thürneustift, beiderseits des Umlaufberges von Plank (westlich Gottsdorf), in den Feldern westlich der Flugwacht und in der Kellergasse südlich davon gefunden. Besonders im Süden, zwischen westlichem Amaißtal und dem Klopfhartsberg, sind auch Einschaltungen von Paragneisen und quarzitischen Paragneisen häufiger.

So wie in den liegenden Gesteinen ist das Einfallen des Rehberg-Komplexes auch hier generell flach bis mittelsteil gegen Südwest bis Nordwest.

Migmatit, Paragneis und Amphibolit im Hangenden des Rehberg-Komplexes

Im Hangenden des Rehberg-Komplexes folgt im kartierten Gebiet nach Westen hin wiederum ein von Paragesteinen dominierter Gesteinskomplex, in dem migmatische Paragneise weitgehend vorherrschen. Während jedoch im Süden, wie zum Beispiel östlich von Schiltern oder nördlich von Oberplank, auch größere Areale mit normalen Paragneisen in den Migmatiten zu finden sind, wird der nördliche Teil, zwischen Zitternberg und Rosenburg, von migmatischen Paragneisen dominiert. Die oft stark gefalteten, migmatischen Paragneise mit unterschiedlichem Anteil an Leukosom führen meist groben Biotit und sind häufig reich an Granat. Lokal, wie beispielsweise zwischen Buchberg und Zitternberg, südlich von Kamegg oder um Stallegg, sind auch Amphibolite mit den migmatischen Paragneisen verfaltet. Die schwarzgrauen Amphibolite sind, wie zum Beispiel am Burgfelsen von Buchberg, zum Teil fein gebändert und stehen in intensivem Wechsel mit hellen, feldspatreichen Lagen. Am Schafberg südöstlich von Buchberg und am gegenüberliegenden Hang des Kamp tritt außerdem lokal Metagabbro im Verband mit Amphibolit auf. Grafitquarzit bildet südöstlich und östlich von Schiltern sowie westlich von Oberreith im Migmatit und Paragneis einen über fast 2 km verfolgbaren Zug aus bis zu mehrere Zehnermeter mächtigen langgestreckten Körpern. Die mächtigste Einschaltung dieses schwarzgrauen, feinkörnigen und dichten Gesteins findet sich am Laaberg südöstlich von Schiltern. Weitere Vorkommen konnten nordwestlich von Oberplank und am Stranitzberg auskartiert werden.

Orthogneis und Pegmatit im Hangenden des Rehberg-Komplexes

Südlich und östlich von Thürneustift sind über dem Amphibolit des Rehberg-Komplexes, in den liegendsten Bereichen der migmatischen Paragneise, mehreren langgestreckte, NE-streichende und bis zu 80 m mächtige Züge aus hellen Granitgneisen eingeschaltet (vgl. Bacon, 1927). Nach Lindner et al. (2021) ist der Granitgneis von Thürneustift geochemisch mit dem Wolfshof-Syenitgneis vergleichbar. Die hellen Gneise wurden in mehreren, heute aufgelassenen Steinbrüchen östlich und südlich von Thürneustift abgebaut. Vor allem am Abhang gegen das Stiefernbachtal und einem nördlichen Seitengraben bilden die Gesteine grobblockige Halden. Vergleichbare Granitgneise finden sich auch am Abhang zum Kamp nordöstlich von Buchberg, wo sie konkordant aber auch diskordant als Gänge im Migmatit, Amphibolit und Paragneis eingeschaltet sind. Weiter konkordante, Dezimeter- bis Zehnermeter-mächtige Einschaltungen heller Granitgneise findet man im Amphibolit südlich von Stallegg und am Tabor südwestlich von Kamegg. Nach der Kartierung von Gerhard Fuchs sind dies aber schon die westlichen Ausläufer des Wolfshof-Syenitgneises an der Basis des Granulits von Wanzenau.

Nordwestlich von Oberplank sind in den dort vorherrschenden Paragneisen 10 bis 40 m mächtige und bis zu 200 m lange Gänge aus hellem Pegmatit eingeschaltet. Auffallend sind darin grobe Muskovite und bis zu 10 cm große Alkalifeldspäte. Diese Gesteine können geochemisch nicht mit dem Wolfshof-Syenitgneis in Zusammenhang gebracht werden (Lindner et al., 2021). Die Pegmatite finden ihre Fortsetzung im Abhang zum Kamp, ca. 250 m südöstlich der Mündung des Tobelbaches, wo sie in migmatische Paragneise eingeschaltet sind. Weiters sind Pegmatite, zum Teil mit Turmalin, weiter nordöstlich als schmale Gänge beiderseits des Tobelbachtales und nordwestlich von Maiersch zu finden.

Permokarbone Sedimente auf der Böhmischen Masse

Zöbing-Formation (Oberkarbon–Perm)

Sedimente der Zöbing-Formation setzen sich vom südlichen Blatt 38 Krems (Fuchs et al., 1984), wo ihre Hauptverbreitung am Heiligenstein und im Ortsgebiet von Zöbing ist, auf das nördlich anschließende Kartenblatt 21 Horn fort (Nehyba et al., 2012; Nehyba & Roetzel, 2015). Hier findet man sie nur südwestlich von Obernholz und östlich von Diendorf und Olbersdorf. Sie liegen dort in einem keilförmig zuspitzenden tektonischen Graben, der im Südosten von der Falkenberg-Störung begrenzt wird. Im Nordwesten liegen die permokarbonen Sedimente dem Granulit, zum Teil auch Serpentinit, Amphibolit und Paragneis, direkt auf. Diese kristalline Basis wird dann weiter nordwestlich von der Diendorf-Störung gegen moravische und moldanubische Gesteine begrenzt.

Die Sandsteine und Konglomerate, die auf Blatt 21 Horn ausschließlich dem permischen Heiligenstein-Member zugeordnet werden können (Vasicek, 1991), sind im Wald südlich der Wasenbank und des Pösingerberges mäßig aufgeschlossen. Gute Aufschlüsse finden sich nur im Graben nördlich der Ruine Falkenberg und entlang des Elsarner Baches. Im Ortsbereich von Obernholz sind die permischen Sedimente weitgehend von untermiozänen Sanden und Tonen verdeckt. Nordöstlich von Obernholz wird der permische Sedimentkörper immer schmaler und spitzt südöstlich von Olbersdorf vollkommen aus. Gute Aufschlüsse in Sandsteinen und Konglomeraten finden sich nordöstlich von Obernholz, in einem Seitengraben des Dienbaches (R: 706966, H: 375480). Die Falkenberg-Störung mit dem Kontakt von Gföhl-Gneis zu permischen Sandsteinen ist auch auf der Nordostseite des Dienbachtales aufgeschlossen. Das Einfallen der Sedimente ist nordöstlich von Obernholz generell relativ steil (45°–70°) gegen Südosten.

Sedimente des alpidisch-karpatischen Vorlandbeckens und oligozän-miozäne Sedimente auf der Böhmischen Masse

St. Marein-Freischling-Formation
(Egerium–Eggenburgium)

Sedimente der fluviatilen St. Marein-Freischling-Formation (Nehyba & Roetzel, 2010) treten im kartierten Gebiet vor allem auf der Hochfläche südlich des Horner Beckens, südlich der Straße von Fernitz nach Maiersch, auf. Es ist dies die Fortsetzung der fluviatilen Rinne, die im Horner Becken, tektonisch abgesenkt, etwas tiefer liegt. Südlich des Horner Beckens findet man die Sedimente direkt über den moldanubischen Paragneisen und Glimmerschiefern, wo sie unter dem Löss in größeren Flächen hervortreten. Sie liegen südlich der Straße von Freischling nach Maiersch, westlich der Sandgrube „Drei Kreuze“, in 275 m Seehöhe (SH) noch in ungefähr gleicher Höhe wie im nördlich anschließenden Horner Becken. Im Ortsbereich von Fernitz und nordwestlich und südwestlich davon, in den Fluren Pernetz und Tettenhengst, sind sie bereits in Seehöhen zwischen 280 und 329 m zu finden. Südlich des Tiefenbachtales setzen sie dann nach Süden in den Fluren Brandfeld und Horach fort, wo sie ebenfalls zwischen 280 und maximal 338 m Seehöhe liegen. Dort streichen sie dann nordöstlich und östlich von Stiefern, südlich der Flur Horach, in das heutige Kamptal aus.

So wie im Horner Becken handelt es sich vorwiegend um sandreiche Kiese und kiesige Sande. Daneben treten auch schlecht sortierte siltig-tonige Sande und sandige Silte auf. Die quarzreichen Kiese aus Quarz, Quarzit oder Grafitquarzit mit einem Durchmesser von 1 bis 10 cm (max. 15–30 cm) sind oft gut gerundet bis kantengerundet. Daneben finden sich gelbbraune bis gelborange, teilweise auch rotbraune, feldspatreiche, zum Teil kiesige Grob- bis Mittelsande, seltener Feinsande. Im Bereich der Flur Pernetz treten unter den Grobsedimenten bunte, rotbraune bis ziegelrote, zum Teil auch gelbbraune bis graubraune oder gelborange sandige Silte hervor, wobei der Übergang in vollkommen tonig verwitterte Glimmerschiefer fließend ist. Diese schlecht sortierten sandig-tonigen Ablagerungen treten auch oberhalb eines Grabens nordwestlich der Flur Neubruch sowie westlich der Kapelle von Maiersch und im Brandfeld, südlich des Tiefenbachtales, auf.

Im Bereich Stiefern-Schönberg wurden wahrscheinlich die oberoligozänen, fluviatilen Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation durch die Eintiefung des Kamp im Pliozän bis Pleistozän erodiert und sind daher nach Süden hin nicht mehr weiter verfolgbar. Lediglich östlich von Mollands, nördlich der Straße nach Schönberg, treten in Weingartenböschungen (R: 702059, H: 375443) unter pleistozänen Sedimenten nochmals blaugraue Silte in Wechsellagerung mit sandigen Quarzkiesen und gelbbraunen bis rötlichbrauen Mittelsanden hervor. Sie befinden sich hier bei 285 m in vergleichbarer Seehöhe wie im Raum Fernitz. Steininger (1969: A69) berichtet außerdem von einer auf dem Kristallin auflagernden Folge aus eckigen, mittelkörnigen Kiesen, hellen bis bunten Sanden und sandigen Tonen in vergleichbarer Höhe im Straßeneinschnitt zwischen Schönberg und Mollands. Durch ihre Lithologie und Position im Liegenden fossilbelegter Sande der Fels-Formation (siehe unten) aus dem unteren Eggenburgium können vermutlich auch die Sedimente östlich Mollands der St. Marein-Freischling-Formation zugeordnet werden.

Ravelsbach-Formation (Egerium–Eggenburgium)

So wie im Ravelsbachtal südwestlich von Grübern treten Sedimente der Ravelsbach-Formation (Roetzel, 2017: 319) auch in der Senke entlang der Diendorf-Störung zwischen Obernholz und Olbersdorf auf.

Der beste Aufschluss befindet sich in der Sandgrube Obernholz (R: 706111, H: 375257; Steininger, 1968; Steininger et al., 1991), wo die Ravelsbach-Formation den liegenden Teil der Schichtfolge bildet. Die dort direkt auf dem Granulit liegenden Sedimente wurden in älteren Arbeiten (Nehyba & Roetzel, 2010) der St. Marein-Freischling-Formation zugerechnet, sind jedoch nach der neuen Kartierung in diesem Gebiet als eigenständige Formation zu betrachten. So wie im Typusgebiet im Ravelsbachtal bilden die Ablagerungen das Liegende der marinen Sedimente des Eggenburgiums, womit ein oberoligozänes bis untermiozänes Alter (Egerium–Eggenburgium) anzunehmen ist.

Bei einem Geländepraktikum des Instituts für Paläontologie der Universität Wien im Mai 1987 wurde die Schichtfolge bis zur kristallinen Basis mit einem Bagger freigelegt. Die damals aufgeschlossene Mächtigkeit der Ravelsbach-Formation betrug 13,5 m. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von hellgrauen bis gelbgrauen, schlecht sortierten Grob- bis Feinkiesen und Grob- und Mittelsanden mit Einschaltungen von Mittel- bis Feinsanden und bunten Tonen. Grobsandig-kiesige, dezimeter- bis metermächtige Horizonte sind oft intern schräg geschichtet und führen nicht selten resedimentierte Pelitgerölle. Eingeschaltete feinkörnige, ton- und siltreiche Horizonte sind meist im Dezimeterbereich wechsellagernd mit Mittel- bis Feinsanden und häufig stark verwühlt. Neben den Spurenfossilien treten hier als einzige Makrofossilien vereinzelt verkieselte Holzreste auf.

Ähnlich wie im Ravelsbachtal dominiert auch in Obernholz in den Schwermineralspektren Staurolith (40–92 %). Dazu treten Kyanit (3–16 %), Turmalin (3–14 %), Granat (0,5–23 %) und Epidot (0–15 %). In den Leichtmineralspektren überwiegen Quarz (42–68 %) und die lithischen Komponenten (Gesteinsbruchstücke, polykristalliner Quarz, Glimmer; 11–24 %) neben Plagioklas (8–17 %) und Kalifeldspat (0–12 %) (vgl. Nehyba & Roetzel, 2010).

Weitere Vorkommen der Ravelsbach-Formation befinden sich im Graben am westlichen Ortsrand von Diendorf und entlang eines Weges, rund 200 m nördlich davon. In beiden Fällen sind dort an der Basis von alten, aufgelassenen Sandgruben (R: 706416, H: 375843; R: 706432, H: 376031) gut sortierte, gelbgraue bis gelbbraune, mittelsandige Feinsande bzw. grobsandige Mittelsande aufgeschlossen, die von 50 bis 70 cm mächtigen, bunten, gelborangen, violetten, ziegelroten und blaugrauen Silten und Tonen überlagert werden. Zuoberst wird das Profil in beiden Gruben von einem 1,2 bzw. 0,5 m mächtigen Horizont aus dicht gepackten, bis zu 10 cm langen Einzelklappen von Austern abgeschlossen (vgl. STEININGER, 1968).

Weitere kleinräumige Flächen, die vermutlich der Ravelsbach-Formation zuzuordnen sind, befinden sich südwestlich und nordöstlich von Olbersdorf. Zwischen Dienbachtal und Jungbrunnenbachtal finden sich beiderseits der Straße nach Zemling hellgraue, blaugraue, gelbbraune, rotbraune bis gelborange, schlecht sortierte, tonige und sandige Silte, die oft mit quarzreichen, kantengerundeten bis gut gerundeten Fein- bis Grobkiesen und Grobsanden vergesellschaftet sind.

Fels-Formation (unteres Eggenburgium)

Sedimente der Fels-Formation aus dem unteren Eggenburgium wurden in dem kartierten Bereich vor allem in der Umgebung von Obernholz angetroffen, wo sie rund um das Ortsgebiet verbreitet sind. Daneben konnten auch in Bösendürnbach und am südlichen Blattrand, nördlich von Elsarn und Wiedendorf, von Blatt 38 Krems hereinreichend, Ablagerungen dieser Formation festgestellt werden. Weiters gibt es ein isoliertes Vorkommen östlich von Mollands, an der Straße nach Schönberg.

Der beste Aufschluss der Fels-Formation befindet sich wiederum in der Sandgrube Obernholz (R: 706111, H: 375257; STEININGER, 1968; STEININGER et al., 1991), wo die Sedimente ohne deutliche Diskordanz über der Ravelsbach-Formation (siehe oben) folgen. Der untere, ca. 3,75 m mächtige Teil besteht aus graugelben bis gelbbraunen, gut sortierten und intern ebenflächig bis flach schräg geschichteten Mittel- bis Feinsanden mit zahlreiche Spurenfossilien und Abdrücke von großen Cardiiden und Veneriden. Darin eingeschaltet sind Dezimeter-mächtige Horizonte aus sehr gut gerundeten Grob- bis Feinkiesen und drei auffallende, 15 bis 40 cm mächtige Blockhorizonte. In den Blockhorizonten, die auf Sturmereignisse zurückzuführen sind, treten Fluchtspuren und Pflaster von *Oopecten gigas* auf. Die Blockhorizonte bestehen aus 10 bis 30 cm, in Ausnahmefällen bis 1 m großen, eckigen bis kantengerundeten Granulitblöcken in grobsandig-kiesiger Matrix. Im Gegensatz zu den groben Kristallinkomponenten, die aus der unmittelbaren Umgebung stammen, sind die Kiese in der Matrix gut bis sehr gut gerundet und setzen sich hauptsächlich aus Quarz und dunkelgrauen bis schwarzen Kieselkalken bzw. Hornsteinen zusammen. Diese auffallend glänzenden und sehr gut gerundeten dunklen Kieselkalke zeigen im Dünnschliff häufig triaxone Schwammnadeln neben seltenen Gastropoden und posttriadischen, wahrscheinlich jurassischen Foraminiferen (vgl. PILLER in STEININGER et al., 1991: 78). Die Kieselkalke sind sicher mehrfach umgelagert und vermutlich Aufarbeitungsprodukte einer mesozoischen Sedimentdecke der Böhmischen Masse. Neben diesem Aufschluss bei Obernholz sind sie auch weiter südlich auf Blatt 38 Krems (FUCHS et al., 1984), in der Umgebung von Gösing und Fels, immer wieder in Sanden der Fels-Formation zu beobachten.

Die nach oben hin deutlich feiner werdende, ca. 5 m mächtige Schichtfolge mit stark verwühlten, graubraunen bis gelbbraunen Feinsanden und siltigen Feinsanden führt in schwach verhärteten Horizonten Molluskenlumachellen mit Abdrücken und Steinkernen aragonitschaliger Mollusken, wie *Callista lilacinoides*, *Rudicardium grande*, *Glycymeris fichteli*, *Panopea menardi* und *Paroxystele amedei* (det. O. MANDIC; vgl. MANDIC et al., 2005).

Im Schwermineralspektrum der Sedimente der Fels-Formation dominieren Staurolith (18–44 %) und Granat (17–31 %) neben Epidot (6–22 %), Kyanit (4–10 %), Rutil (2–7 %), Zirkon (0,4–12 %), Turmalin (2–9 %) und Sillimanit (2–4 %). Im Leichtmineralspektrum sind gegenüber der Ravelsbach-Formation neben hohen Anteilen an Quarz (54–61 %) mehr Feldspat (22–33 %, vor allem Plagioklas: 8–27 %) und geringere Anteile an lithischen Komponenten (Gesteinsbruchstücke, polykristalliner Quarz, Glimmer; 6–17 %) festzustellen. Bei der Fels-Formation handelt es sich um vollmarine Ablagerungen aus dem Eulitoral bis seichten Sublitoral. Aufgrund des Auftretens von *Oopecten gigas* kann die Fels-Formation biostratigrafisch sicher an den Beginn der untermiozänen Transgression im unteren Eggenburgium gestellt werden (MANDIC & STEININGER, 2003).

Neben der Sandgrube Obernholz im Nordwesten des Ortes sind die Mittel- bis Feinsande der Fels-Formation an der Oberfläche nördlich, östlich bis südöstlich in einem halbkreisförmigen Bogen um den Ort verbreitet. In den Weingärten und Feldern häufig ausgeackerte Bivalvensteinkerne, wie im oberen Profilabschnitt der Sandgrube, lassen erkennen, dass es sich um den hangenden Teil der Fels-Formation handelt. Besonders gut sind sie in den Weinkellern nördlich des Ortes, unmittelbar südlich der Straße nach Schönberg zu sehen. Bei mehreren Kellerneubauten konnte dort in der Vergangenheit der Übergang von den Sanden der Fels-Formation in grüngraue Silttone der Zellerndorf-Formation beobachtet werden (siehe unten). Die Profile zeigten vorwiegend Mittel- bis Feinsande mit einzelnen grobsandig-feinkiesigen Einschaltungen, welche neben Geröllen auch Einzelklappen von Pectiniden führten. Die zum Teil stark verwühlten Sande beinhalten Lebensspuren vom Typ *Ophiomorpha* und *Thalassinoides.* Der Übergang in die hangenden Pelite der Zellerndorf-Formation erfolgt in einem rund 0,8 m mächtigen Horizont aus grüngrauen, undeutlich geschichteten, feinsandigen Silten.

Mit Ausnahme des westlichen Bereiches, in der Nähe der Sandgrube, wo die Sedimente über Granulit bzw. Erosionsresten der Ravelsbach-Formation liegen, folgt die Fels-Formation wahrscheinlich im gesamten Ortsbereich direkt über den permischen Sandsteinen der Zöbing-Formation, sofern nicht auch dort die Ravelsbach-Formation dazwischen eingeschaltet ist.

Unklar blieb, ob die ca. 250 m westlich des Ortsrandes von Diendorf in einer kleinen aufgelassenen Sandgrube (R: 706229, H: 375860) freigelegten Sedimente ebenfalls zur Fels-Formation zu zählen sind. Es handelt sich dort um kiesig-grobsandigen Mittel- bis Feinsande, deren mittel- bis feinkiesiger Anteil aus gut gerundeten Quarzen und kantengerundeten Kristallinbruchstücken zusammenge-

setzt ist. Die Sedimente folgen dort direkt über der Ravelsbach-Formation und werden von pelitischen Sedimenten des Badenium überlagert.

Auch am südlichen Blattrand, nordöstlich von Elsarn und nordwestlich von Wiedendorf, stehen in Gräben gut sortierte gelbgraue Feinsande und siltige Feinsande an. Sie sind in den Gräben am angrenzenden Blatt 38 Krems deutlich weiter verbreitet und reichen nur am Nordende der Gräben in kleinen Ausläufern auf das Blatt Horn. Auf Blatt 38 Krems tritt in einem Graben in den Feinsanden ein nahezu monospezifisches Massenvorkommen von *Oopecten gigas* auf. Die sehr gut erhaltenen Einzelklappen waren dort in einem ehemaligen kleinen Abbau (R: 707473, H: 373463) in mehreren übereinanderliegenden, eben geschichteten Horizonten angereichert.

Ein weiteres Vorkommen von Fels-Formation befindet sich im Ortsbereich von Bösendürnbach. Hier treten im Nordosten des Ortes, in der Siedlung an der Nordflanke des Dienbaches, gelbbraune Fein- bis Mittelsande auf, die in Horizonten verhärtet sein können. Nach STEININGER (1976: A70) enthielten die beim Bau des östlichsten Hauses Teichgasse 5 (R: 708485, H: 374452) aufgeschlossenen Feinsande eine reiche Molluskenfauna mit für die Fels-Formation typischen Pectiniden sowie Lebensspuren vom Typ *Ophiomorpha*. In einem darüber folgenden tonig-sandigen und geröllführenden Horizont fanden sich Balanidenschill, Austern und Anomien. Verschiedene Brunnen in diesem Bereich erschlossen die Sande bis in 20 m Tiefe.

Weiters treten in den Feldern ca. 150 m südwestlich der Kapelle von Bösendürnbach, südlich einer neuen Siedlung, unter rotbraunem Lehm schlecht sortierte gelbgraue siltige Feinsande in Wechsellagerung mit sandig-siltigen, sehr gut gerundeten Kiesen auf, die zur Zeit der Kartierung in einer Künette gut aufgeschlossen waren. Hier konnte mithilfe der Foraminiferenfauna, die unter anderem *Cassigerinella globosa*, *Globigerina lentiana* oder *Cibicidoides lopjanicus* enthielt, das Eggenburg-Alter bestätigt werden (det. H. GEBHARDT).

Westlich und nordwestlich des Lagerhauses von Mühlbach, aber auch südlich bis südöstlich des Friedhofes, treten in Dellen am Rand von Kristallinaufragungen aus Gföhl-Gneis gut gerundete Quarzkiese, aber auch Gerölle aus Gföhl-Gneis mit bis zu 30 cm Durchmesser auf.

Auch im Wald nordwestlich von Bösendürnbach, nördlich des Dienbaches, befindet sich direkt über dem Kristallin eine mehr als 200 m lange und knapp 100 m breite Schotterfläche aus gelbbraunen sandigen Quarzkiesen von 0,5 bis 4 cm Durchmesser. Alle diese sandigen Kiese am Rand von Aufragungen des Gföhl-Gneises sind vermutlich ebenfalls dem Eggenburgium zuzuordnen.

Auch ein von STEININGER (1969: A70) erstmals beschriebenes, isoliertes Vorkommen von Fels-Formation in einem Weinkeller am östlichen Ortsrand von Mollands, an der Straße nach Schönberg (R: 701916, H: 375302) konnte verifiziert werden. Nach STEININGER (1969) waren 1968 beim Bau des Kellers über pelitischen Sedimenten (vermutlich St. Marein-Freischling-Formation, siehe oben) Feinsande und Sandsteine mit einer für die Fels-Formation typischen Molluskenfauna (*Aequipecten miotransversus*, *Oopecten gigas*, *Acanthocardia grandis*, *Turritella* sp.) aufgeschlossen.

Ein bemerkenswerter Fossilfund wurde von Herrn Wolfgang Groll aus Reith in einem Weingarten ENE von See, ca. 580 m nordwestlich des Kogelberges (Kote 307) gemacht (KG Zöbing, Parzelle 76/3, BMN M34 R: 702022, H: 373986). Am Ende einer vom Teich bei See nach Südosten heraufziehenden Delle wurden beim Rigolen fein- bis mittelkörnige, gelbbraune Sandsteinblöcke mit Mollusken-Lumachellen freigelegt. Die Blöcke enthielten *Aequipecten* cf. *macrotis*, *Talochlamys multistriata*, *Glycymeris* cf. *latiradiata*, *Nemocardium*? sp. (ev. *Laevicardium cingulatum*), *Paphia* sp., *Lutraria* sp., Cardiidae indet., Trochidae? indet. (ev. *Trochus* sp.) sowie vereinzelt Bryozoen (*Cupuladria*? sp.) (det. F. STEININGER und O. MANDIC). Laut Fritz Steininger und Oleg Mandic ist aufgrund dieser Fauna die Zuordnung zur Fels-Formation am wahrscheinlichsten.

Mold-Formation und Loibersdorf-Formation
(oberes Eggenburgium)

Diese beiden nur im Horner Becken gemeinsam vorkommenden Formationen wurden in den kartierten Bereichen östlich und südlich von Mold, südlich von Zaingrub und östlich von Fernitz vorgefunden.

Nach ersten Erwähnungen durch CŽJŽEK (1853) und ROLLE (1859) wurden die Sedimente erstmals von E. SUESS (1866: 92ff.) in die „Schichten von Molt“ und die „Sand von Loibersdorf“ untergliedert und danach von SCHAFFER (1914), TOTH (1950) und STEININGER (1967, 1971: 112ff.) näher beschrieben.

Im Typusgebiet der Mold-Formation am Kirchensteig, östlich der Landwirtschaftsschule (Bildungszentrum) Mold, folgt die pelitreiche Mold-Formation über der St. Marein-Freischling-Formation und wird von der sandigen Loibersdorf-Formation überlagert. Dabei bilden die Sedimente der Mold-Formation in einem ca. 140 bis 220 m breiten Streifen, ungefähr zwischen 315 und 340 m Seehöhe, meist einen kurzen steileren Geländeanstieg. Die rund 20 m mächtigen blaugrauen bis dunkelgrauen tonigen Silte und siltigen Tone der Mold-Formation werden von ca. 25 m gelbbraunen siltigen und stark glimmerigen Feinsanden der Loibersdorf-Formation überlagert, die bis zu einem Graben am Waldrand unterhalb der Kirche von Maria Dreieichen reichen und eine deutlich flachere Geländemorphologie bilden.

In einer im Jahr 1997 vom Institut für Paläontologie durchgeführten Grabung (KG Mold, Parzelle 1417, BMN M34 R: 704460, H: 390052) wurde in einem ungefähr 35 m langen Schurf ein rund 9 m mächtiges Profil im oberen Teil der Mold-Formation und dem Übergang in die Loibersdorf-Formation dokumentiert (MANDIC et al., 1999). Dabei zeigt der untere, rund 5 m mächtige Abschnitt in der Mold-Formation überwiegend pelitreiche Ablagerungen aus gelbbraunen bis blaugrauen siltigen Tonen, Silttonen und Tonen, die von etwa 0,6 m schwarzgrauen Kohletonen mit einem dünnen Lignithorizont unterbrochen werden. Der darüber folgende, rund 4 m mächtige, deutlich sandreichere Übergang in die Loibersdorf-Formation wird von gelbgrauen bis gelbbraunen glimmerreichen Fein- bis Mittelsanden dominiert, in die jedoch abermals mehrere Dezimeter-mächtige dunkelbraune bis schwarzgraue Kohletone eingeschaltet sind. Die Zusammensetzung der reichen Bivalven- und Gastropodenfaunen lässt den mehrmaligen Wechsel von brackischen und vollmarinen Bedingungen in diesen ästuarinen Sedimenten erkennen, bevor sich endgültig vollmarine sublitorale Bedingungen mit den im Hangenden folgenden Feinsanden der Loibersdorf-Formation durchsetzen konnten.

Im basalen pelitreichen Abschnitt am Kirchensteig wird der mehrmalige Wechsel von Salinität, Wassertiefe und Nahrungsangebot durch wechselnde Molluskenassoziationen angezeigt. Schille aus *Mytilus haidingeri* und *Crassostrea gryphoides*, die zeitweise in Vergesellschaftung mit *Mesohalina margaritacea* oder *Potamides plicatus* stehen, wechseln mit Schillen aus *Congeria basteroti*, *Polymesoda brongniarti* sowie Melanopsidae und Theodoxidae. Am Übergang in die Loibersdorf-Formation setzen mit einem basalen Turritellen-Schill mit großwüchsigen Mollusken vollmarine, sublitorale Ablagerungsbedingen ein. Neben *Turritella terebralis* dominieren hier Schalen von *Pitar incrassata*, *Anadara fichteli* und *Chlamys gigas* sowie von Naticiden, Strombiden und Potamididen. Nach einer weiteren kurzen brackischen Phase mit Bildung von Kohletonen ist eine neuerliche langsame marine Ingression durch das Auftreten von *Mesohalina margaritacea*, *Mytilus haidingeri* und einer Bank aus dickschaligen, doppelklappigen *Crassostrea gryphoides* zu erkennen (Mandic et al., 1999).

Die darüber, auf den Feldern bis unterhalb der Kirche von Maria Dreieichen, folgenden gelbbraunen bis gelbgrauen und gut sortierten Feinsande der Loibersdorf-Formation führen auch hier auffallend viele Mollusken, wie Austern, Cardien oder Turritellen. Sie sind derzeit noch in einer aufgelassenen Sandgrube am Waldrand, rund 550 m ENE des Bildungszentrums Mold (R: 704263, H: 390399), aufgeschlossen. Oberhalb, rund 100 m südöstlich dieser Sandgrube, sind in den Feldern auf einer schmalen, rund 170 m langen Kuppe, ähnlich wie südöstlich von Breiteneich, weißgraue Corallinaceenkalke in den Feinsanden eingeschaltet. Kleinere Aggregate aus diesen Kalkrotalgen findet man darüber hinaus auch auf den Feldern in den umgebenden Feinsanden.

Ähnliche Schichtfolgen von tonigen Silten (Mold-Formation) und hangenden Feinsanden (Loibersdorf-Formation) befinden sich weiter südlich, entlang des Waldrandes, westlich des Unteren Molder Berges. Dort ist auch in der ehemaligen Gemeindesandgrube von Mold (R: 704818, H: 389214) in einem rund 6 m mächtigen Profil der Übergang von der St. Marein-Freischling-Formation in die Mold-Formation aufgeschlossen. Auffallend ist in dieser Grube über den schlecht sortierten glimmer- und feldspatreichen sandigen Kiesen der St. Marein-Freischling-Formation ein ca. 2 m mächtiger Abschnitt aus gelbgrauen Grob- bis Mittelsanden, violett-braunen, stark sandigen Silten und mehreren eingeschalteten Kristallinschutthorizonten. Die 10 bis 30 cm mächtigen Grobhorizonte mit gerundeten Quarzen und kantengerundeten Granatglimmerschieferblöcken bestehen in der grobsandigen Matrix in manchen Bereichen aus einer Granatseife mit Granat-Einzelkörnern bis 5 mm Größe. Auch die Schwermineralspektren der Sedimente werden neben Kyanit und Sillimanit überwiegend von Granat mit 70 bis 88 % dominiert. Die Sedimente stammen demnach alle aus dem östlich im unmittelbaren Nahbereich anstehenden Granatglimmerschiefer. Den hangenden Abschnitt der Grube bilden sehr schlecht sortierte sandig-siltige Tone und siltige Fein- bis Grobsande der Mold-Formation, die hangaufwärts im Wald wiederum von den glimmerreichen Feinsanden der Loibersdorf-Formation überlagert werden.

Noch weiter oberhalb im Wald, am Unteren Molder Berg, konnten in ca. 380 m Seehöhe, auflagernd auf dem Bittesch-Gneis bzw. Glimmerschiefer, mehrere Flächen aus sandigen Kiesen auskartiert werden, die ebenfalls zur Loibersdorf-Formation gestellt wurden und vermutlich die strandnahe Fazies der marinen Ablagerungen darstellen.

Erstmals konnten auch am Westrand des Horner Beckens Sedimente der Mold-Formation und Loibersdorf-Formation nachgewiesen werden. Südlich von Zaingrub liegen in den Fluren Breitl und Postln zwischen kristallinen Aufragungen tonige Silte mit sandigen Einschaltungen. Die Pelite der Mold-Formation treten vor allem nördlich bis nordwestlich der Flur Postln am Abhang zu einem Graben, aber auch nördlich dieses Grabens, im unteren Teil der Flur Breitl auf. In diese tonig-siltige Fazies sind in der Flur Postln an mehreren Stellen (R: 702830, H: 386569; R: 702920, H: 386380; R: 702849, H: 386122) siltige und zum Teil auch kiesige, glimmerige Feinsande eingeschaltet. Neben Corallinaceen weisen vor allem zahlreiche Molluskenresten von *Crassostrea gryphoides*, *Glycymeris fichteli* und *Laevicardium kuebecki* auf die Zugehörigkeit zur Loibersdorf-Formation hin (vgl. Mandic et al., 2004).

Auch nördlich von Zaingrub liegen eingebettet zwischen den Kristallinaufragungen von Reithölzl, Gansäcker und Steinriegel sandige, gut gerundete und quarzreiche Fein- bis Mittelkiese, die vermutlich, so wie am Unteren Molder Berg, der Litoralfazies der Loibersdorf-Formation entsprechen. Das Liegende bilden südöstlich des Steinriegels und in der Flur Mühlreichs wiederum siltige bis sandige Tone der Mold-Formation.

Als letztes seien noch Vorkommen von Mold-Formation bzw. Loibersdorf-Formation in der Umgebung von Fernitz, in der südlichen Fortsetzung des Horner Beckens, erwähnt. Am Nordhang einer Delle östlich von Fernitz (R: 704130, H: 379643) findet man blaugraue sandige Silte und gelbbraune siltige Fein- bis Mittelsande. In den pelitischen Sedimenten tritt dort eine relativ monospezifische Bivalvenfauna aus kleinen Pitarien auf. Südöstlich von Fernitz, oberhalb eines Seitengrabens des Tiefenbachtales, liegen blaugraue sandige Silte und gelbbraune Feinsande mit Sandsteinkonkretionen, die ebenfalls diesen Schichtgliedern zuordenbar sind.

Zogelsdorf-Formation (Ottnangium)

Südwestlich von Mühlbach, in der Flur Zuckschwert, liegen am Waldrand direkt über dem Gföhl-Gneis (R: 708483, H: 375685) weißgraue plattige Kalke. In den Weingärten und Feldern unterhalb (südöstlich; R: 708725, H: 375475) bzw. in einem Hohlweg südwestlich davon (R: 708367, H: 375519) sind gelbbraune, glimmerreiche und gut sortierte Fein- und Mittelsande aufgeschlossen, die wiederum über grüngrauen bis blaugrauen siltigen Tonen der Zellerndorf-Formation liegen. Da diese Pelite eine artenarme, ausschließlich benthische Foraminiferenfauna des Eggenburgiums führen (siehe unten) ist es möglich, dass die höher liegenden plattigen Kalke am Waldrand zur Zogelsdorf-Formation zu stellen sind.

Zellerndorf-Formation (Eggenburgium–Ottnangium)

In Ergänzung der Kartierung in den vorangegangenen Jahren (Roetzel, 2017) wurden in dem Gebiet zwischen Grübern, Baierdorf und Oberravelsbach weitere 29 Handbohrungen abgeteuft, um die untermiozänen von den mittelmiozänen Sedimenten genauer abzugrenzen und mikropaläontologisch zu charakterisieren. Im Gegensatz zu

der im Jahr 2014 im Bereich südlich von Grübern abgeteuften Bohrung B112 im unmittelbaren Liegenden der Zogelsdorf-Formation, die reiche Foraminiferenfaunen mit kleinwüchsigem Plankton mit vielen Globigerinen und einem diversen Benthos des Ottnangiums lieferte (ROETZEL, 2017: 322), waren die Proben aus den neuen Handbohrungen in diesem Bereich weitgehend steril oder führten eine arme, nicht näher einstufbare Mikrofauna. Anders war die Situation in tieferer Position bei zwei Handbohrungen südwestlich von Baierdorf, die ähnlich wie vorangegangen analysierte Proben deutlich reichere Mikrofaunen lieferten. Arten wie *Globigerina lentiana*, *Bolivina fastigia*, *Cibicidoides lopjanicus*, *Elphidium ortenburgensis* oder *Elphidium subtypicum* machen hier ein Alter von Eggenburgium bis Ottnangium wahrscheinlich (det. H. GEBHARDT).

Ein sehr interessantes Ergebnis erbrachten die mikropaläontologischen Analysen aus zwei Handbohrungen vom Abhang südlich von Oberravelsbach. In den braungrauen bis grüngrauen tonigen Silten fand sich eine ungewöhnliche artenarme Faunenassoziation, in der im Benthos *Cibicidoides budayi* und *Bulimina elongata* weitgehend dominieren. Aufgrund von *Cibicidoides budayi* und *Globigerina anguliofficinalis* ist nach H. Gebhardt die Einstufung dieser Proben in das Eggenburgium möglich. Da sowohl im Liegenden als auch im Hangenden dieses Horizonts fossilbelegte Sedimente des Badeniums liegen (siehe unten), bedeutet dies, dass am Hang südlich von Oberravelsbach eine kleinräumige tektonische Aufschiebung, wahrscheinlich in Verbindung mit dem Diendorf-Störungssystem, vorliegen muss. Hinweise für eine derartige Aufschiebung wurden vom Autor bereits bei der Kartierung 1996 am östlich anschließenden Blatt 22 Hollabrunn gefunden, wo in der Schießstätte südlich von Ravelsbach steil nach Nordwesten einfallende und stark gestörte Sedimente des Badeniums festgestellt werden konnten (ROETZEL et al., 1998).

Im Nordosten von Bösendürnbach liegen über den fossilführenden Fein- bis Mittelsanden der Fels-Formation, die dort an der Nordflanke des Dienbaches ansteht (siehe oben), Kalk führende grüngraue tonige Silte. Diese führen neben Schwammnadeln eine ausschließlich benthische, diverse, jedoch biostratigrafisch unspezifische Foraminiferenfauna. Im Nannoplankton dominieren *Coccolithus pelagicus* und *Reticulofenestra excavata* neben *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites hesslandii* und *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (det. S. ĆORIĆ). Durch diese Nannoflora und das Fehlen mittelmiozäner Formen ist die Einstufung in die untere NN2 (Eggenburgium) möglich. Im obersten Teil und am Waldrand gegen Nordosten sind grünlichgraue klebrige siltige Tone der Zellerndorf-Formation dann wieder steril. In der Senke gegen Mühlbach konnte in mehreren Bereichen, wie zum Beispiel nordwestlich des Friedhofes von Mühlbach, östlich der Flur Zuckschwert und nördlich von Bösendürnbach, in grüngrauen bis blaugrauen siltigen Tonen der Zellerndorf-Formation die gleiche artenarme, ausschließlich benthische Foraminiferenfauna mit Dominanz von *Cibicidoides budayi* und *Bulimina elongata* (det. H. GEBHARDT) wie bei Oberravelsbach gefunden werden. Auch in der Flur Wachsleiten westlich von Mühlbach enthielten die an kristalline Aufragungen des Gföhl-Gneises angelagerten klebrigen Tone entweder eine stark rekristallisierte, artenarme Fauna des Eggenburgiums oder waren fossilfrei.

Nördlich von Obernholz folgen grüngraue smektitreiche siltige Tone der Zellerndorf-Formation ebenfalls über der Fels-Formation (siehe oben), sind aber hier meist kalk- und fossilfrei. In manchen Proben finden sich aber Fischschuppen, Schwammnadeln, Silicoflagellaten und benthische Foraminiferen (STEININGER et al., 1991). Nordöstlich von Olbersdorf sind in einem Einschnitt der Straße nach Zemling, beim Eintritt in den Wald (R: 708127, H: 377150), um eine Kristallinaufragung 1 bis 2 m mächtige grüngraue siltige Tone anstehend, die hier auch zum Teil Schwammnadeln führen.

Insgesamt kann festgestellt werden, dass die untermiozänen Pelite in der südöstlichen Ecke des Kartenblattes Horn größtenteils in das Eggenburgium gestellt werden können. Dafür sprechen sowohl die Foraminiferenfaunen als auch das kalkige Nannoplankton. Grill hat auf dem südlich anschließenden Blatt 38 Krems (FUCHS et al., 1984), im Bereich von Gösing, diese Sedimente als „Äquivalente des Haller Schliers“ bezeichnet und in das Eggenburgium gestellt, was sicher richtig ist (GRILL, 1974, 1978).

Dem gegenüber stehen die siltigen smektitreichen Tone der Zellerndorf-Formation in der Eggenburger Bucht und am Ostrand der Böhmischen Masse von Retz bis Grübern, die bereits im Hangenden der Zogelsdorf-Formation folgen bzw. mit dieser lateral verzahnen, und deshalb bereits in das Ottnangium gestellt werden können.

Besonders im Raum Grübern–Bayerdorf, aber auch um Bösendürnbach, ist eine eindeutige Grenzziehung zwischen den Anteilen des Eggenburgiums und des Ottnangiums dagegen bedeutend schwieriger, da dort lithologisch ähnliche Pelite mit reichen Mikrofaunen und vollkommen entkalkte und sterile Abschnitte, bzw. solche mit eingeschränkten Faunen, wechseln. Eine Teilung der untermiozänen Pelite in zwei lithostratigrafische Einheiten musste daher bisher unterbleiben, obwohl dies aufgrund der bisherigen Datenlage von Vorteil wäre.

Silte, Sande und Kiese in der Umgebung von See und Mollands
(Eggenburgium?–Ottnangium? oder Badenium?)

Westlich des Kamp sind auf der Hochfläche in der Umgebung der Orte See und Mollands zahlreiche, meist kleinräumige Vorkommen pelitischer, aber auch sandig-kiesiger Sedimente zu finden. Nahe dem Ortsbereich von See sind pelitische Ablagerungen rund um den ehemaligen Teich verbreitet. Sie setzen sich südlich des Ortes bis zum südlichen Blattrand und in einer Senke NNW des Ortes, westlich der Straße nach Mollands, fort. Drei im Jahr 2007 in diesem Gebiet abgeteufte Bohrungen (HEINRICH et al., 2007–2008) dokumentierten die durchwegs tonig-siltige Schichtfolgen bis in Tiefen von 6 bis 15,6 m, wobei nirgends die kristalline Basis erreicht wurde. Die tiefste Bohrung befand sich ca. 160 m südwestlich der Kapelle von See (R: 701236, H: 373731). Im oberen Teil der Schichtfolge fanden sich grünlichgraue Silttone, die gegen das Liegende, bis in ca. 8 m Tiefe, kontinuierlich feiner wurden und in dunkelgraue siltige Tone mit bis zu 86 % Tonanteil übergingen. In den darunter folgenden, wieder etwas gröberen Peliten waren in Abschnitten und zunehmend gegen das Liegende bereits kleine Stücke von Glimmerschiefer und Paragneis zu beobachten, was die Nähe der kristallinen Basis vermuten lässt.

In Mollands konnte bereits 1989 beim Bau des Feuerwehrhauses an der nordwestlichen Ortsausfahrt von Mollands

(R: 701287, H: 375379) ein ca. 3,5 m mächtiges Profil in diesen Peliten dokumentiert werden. Während der laufenden Kartierung waren dann ca. 25 m südöstlich der Feuerwehr in einer Baugrube für einen Weinkeller (R: 701304, H: 375369) auch die Sedimente im Liegenden der Pelite aufgeschlossen. Am Rand von Paragneis-Aufragungen westlich und nördlich der Feuerwehr war an der Basis des ca. 7 m hohen Profils etwa 1,8 m eckiger Kristallinschutt gemischt mit gut gerundeten Quarzgeröllen in sandiger Matrix einsehbar. Die Kristallinblöcke hatten Durchmesser von 5 bis 10 cm, selten bis 15 cm, die der Quarzgerölle bis 5 cm. In diesem Kristallinschutt fanden sich außerdem Linsen aus grüngrauen, tonigen Silten. Der Grobhorizont wurde gegen das Hangende zunehmend feiner und ging in ca. 1,6 m in gelbbraune Mittel- bis Grobsand über. Auch diese schlecht sortierten Sande beinhalteten Linsen mit kiesigen Grobsanden und Mittel- bis Grobkiesen aus Kristallinkomponenten und Quarzgeröllen. Vereinzelt waren kleine Rinnen mit trogförmiger Schrägschichtung und in den Sanden abgerollte Bivalvensplitter erkennbar. Darüber gingen die Sedimente innerhalb von 1 m sehr rasch von Feinsanden in blaugraue bis grüngraue tonige Silt-Feinsande über. Die insgesamt etwa 4 m mächtigen Pelite verfeinerten gegen das Hangende zu schwach sandigen, blaugraue bis hellgraue Silt-Tonen. In der Baugrube des Feuerwehrhauses war im mittleren Bereich der Pelite eine ca. 0,7 m mächtige sandreichere Einschaltung mit gut gerundeten matrixgestützten Quarzgeröllen mit bis zu 5 cm Durchmesser zu erkennen. Das Schwermineralspektrum der Pelite wird von Granat (38–42 %), Epidot/Zoisit (11–21 %), Staurolith (13 %), Turmalin (8–11 %), Rutil (3–11 %) und Kyanit (5–9 %) neben Sillimanit und Zirkon dominiert. Eine Tonmineralanalyse der hangenden Pelite zeigt eine deutliche Vormacht von Smektit (74 %) neben geringeren Anteilen an Kaolinit (15 %), Illit (7 %) und Vermiculit (4 %).

Daneben treten in der Umgebung von See und Mollands in kleinen Dellen des Kristallins immer wieder Reste dieser tonigen Silte, aber auch quarzreiche Mittel- bis Feinsande sowie gut gerundete Kiese, vorwiegend aus Karbonaten und Sandstein, auf. So konnte nordwestlich der Häuser von See ein größerer Bereich mit gelbbraunen Mittel- bis Feinsanden auskartiert werden. Auch in Unterreith nordöstlich des Schöntales oder nördlich von Mollands sowie auf den Anhöhen westlich des Fahnbaches, wie beispielsweise südöstlich des Amaißtales und des Reitberges, sind Silte, Sande und Kiese in den Weingärten anzutreffen. In manchen Bereichen, wie rund um den Teich bei See, nordöstlich von Unterreith oder nördlich von Mollands, ist der stratigrafische Verband der pelitischen und sandig-kiesigen Sedimente eindeutig nachweisbar.

Obwohl vor allem die Pelite schon seit Langem bekannt sind (vgl. LECHNER, 1953), ist das Alter der Sedimente bisher nicht eindeutig geklärt. Das neu entdeckte Vorkommen von Mollusken führenden Sanden der Fels-Formation in einem Weingarten östlich von See (siehe oben), inmitten dieser kleinen Sedimentreste, spricht eher für die Einstufung der gesamten Sedimentfolge in das untere Eggenburgium. Da die Pelite kalkfrei und vollkommen fossilleer sind, war auch deren Einstufung mit Hilfe von Mikrofossilien bisher nicht möglich. Für Sedimente der Gaindorf-Formation (unteres Badenium) wäre das vollkommene Fehlen von Mikrofossilien in den Peliten eher untypisch. Im Fall der Zellerndorf-Formation (Eggenburgium–Ottnangium) wäre dies dagegen eher normal, obwohl im älteren, aus dem Eggenburgium stammenden Anteil, um den es sich im Verband mit der Fels-Formation hier handeln müsste, in der Regel auch kalkige Mikrofossilien auftreten.

Gaindorf-Formation und Hollenburg-Karlstetten-Formation (Badenium)

Im Gebiet von Baierdorf und Oberravelsbach konnten mit Hilfe von Handbohrungen auch die Sedimente des Badeniums mikropaläontologisch weiter eingegrenzt werden. Obwohl in den meisten dieser graubraunen bis grüngrauen tonigen Silte bis siltigen Tone der Gaindorf-Formation Orbulinen und Praeorbulinen fehlen, ist aufgrund der hohen Diversität, des breiten Größenspektrums sowie der vorherrschenden Arten und typischen Assoziationen der Lageniden-Zone die Einstufung in das Badenium überall sehr wahrscheinlich. Das Plankton wird überwiegend von Globigerinen, wie *Globigerina falconensis*, *G. subcretacea* sowie *Globorotalia bykovae*, *Globigerinoides bisphericus*, *Globigerinoides quadrilobatus* und *Globoturborotalita druryi* dominiert. Im Benthos sind meist große Lenticulinen, aber auch *Cibicidoides austriacus*, *Uvigerina grilli*, *Dentalina acuta* oder *Siphonodosaria verneuili* kennzeichnend (det. H. GEBHARDT).

Die bereits bei der Beschreibung der Zellerndorf-Formation festgestellte kleinräumige tektonische Aufschiebung am Abhang südlich von Oberravelsbach wurde auch in den Sedimenten des Badeniums mit Hilfe von Handbohrungen und mikropaläontologischen Analysen verifiziert. Am Abhang südöstlich von Oberravelsbach liegen sowohl im Liegenden der Zellerndorf-Formation (siehe oben) als auch im Hangenden Sedimente mit reichen Foraminiferenfaunen des Badeniums.

Zusätzlich wurde in die Kartierung auch eine bereits im Jahr 1937 abgeteufte Bohrung im Talgrund südöstlich von Oberravelsbach einbezogen (ungefähre Lage R: 712909, H: 378637). Diese verblieb bis zur Endteufe von 101 m vorwiegend in sandigen Tonmergel mit zahlreichen, mehrere Meter mächtigen kiesigen Grobsandzwischenlagen (GRILL, 1937; LAHN, 1937). Die gesamte Schichtfolge wurde von GRILL (1937) zu den Grunder Schichten gestellt. Es ist daher anzunehmen, dass die Schichtfolge des Badeniums sich auch unter dem Talboden des Ravelsbaches fortsetzt.

In der Sandgrube Obernholz (R: 706111, H: 375257; STEININGER et al., 1991) sind im hangendsten Teil der Grube mehrere Meter mächtige Ablagerungen der Hollenburg-Karlstetten-Formation aufgeschlossen. Es handelt sich um braungelbe, sehr schlecht sortierte Grob- bis Feinkiese in sandiger Matrix mit sandigen Zwischenlagen. Diese sind in die Fels-Formation, zum Teil bis fast an die Oberkante der Ravelsbach-Formation (siehe oben), in einer erosiven Rinne eingetieft. Die sehr gut gerundeten Kiese bestehen vorwiegend aus Quarz- und Kristallinkomponenten. Daneben treten auch Quarzit, bräunlicher Sandstein, dunkler Kalk, heller Dolomit und rötlicher Hornstein auf. Das Schwermineralspektrum wird von Granat dominiert. Daneben sind Staurolith, Kyanit, Epidot, Sillimanit, Turmalin, Rutil und Zirkon zu finden. Die Kiese können im Wald nördlich der Grube Obernholz und über die Schönberger Straße in den anschließenden Feldern bis zum Waldrand verfolgt werden. Auf den Feldern nördlich der Straße treten zwischen den Schottern auch grüngraue siltige Tone auf, die leider meist steril sind. Eine Probe aus einer Handboh-

rung erbrachte jedoch eine reiche badenische Mikrofauna und eine gut erhaltene Nannoflora der Zone NN4 mit häufig *Coccolithus pelagicus*.

Unklar blieb bisher die stratigrafische Zuordnung von groben Karbonatschottern in sandiger Matrix sowie von gelbbraunen Fein- bis Mittelsanden am Waldrand und im Wald südwestlich von Bösendürnbach, unterhalb der Straße nach Obernholz. Auch braungraue bis grünlichgraue tonige Silte sowie siltige bzw. kiesige Sande in den östlich anschließenden Feldern südlich von Bösendürnbach blieben durchwegs fossilfrei und konnten nicht einwandfrei einer lithostratigrafischen Einheit zugeordnet werden. Obwohl die groben Karbonatschotter für die Zuordnung zur Hollenburg-Karlstetten-Formation sprechen würden, ist, so wie östlich von Ronthal, Mühlbach und Zemling, auch eine Umlagerung der Sedimente aus dem Badenium in Sedimenten der Hollabrunn-Mistelbach-Formation im Pannonium möglich.

Hollabrunn-Mistelbach-Formation (Pannonium)

Zwischen Wiedendorf und Bösendürnbach sind auf der Hochfläche oberhalb von ca. 340 m Seehöhe sandige Schotter der Hollabrunn-Mistelbach-Formation erhalten, die dort vom südlichen anschließenden Blatt 38 Krems herüber reichen. Südlich der Straße nach Wiedendorf wurden die quarzreichen sandigen Kiese ehemals in einer weitläufigen, heute aufgelassenen und weitgehend rekultivierten Grube abgebaut. Wieweit die karbonatreichen sandigen Schotter und Sande südwestlich von Bösendürnbach der Hollabrunn-Mistelbach-Formation oder doch der Hollenburg-Karlstetten-Formation zuzurechnen sind (siehe oben), ist noch nicht geklärt.

Quartäre Ablagerungen

Schotter beim Roten Kreuz südwestlich von Zaingrub (Pliozän?–Unterpleistozän?)

Großflächige Akkumulationen von Schotter sind im kartierten Gebiet vor allem südwestlich von Zaingrub um das Rote Kreuz (Kote 354) verbreitet (vgl. HOLÁSEK, 2013), wo sie über stark verlehmten migmatischen Paragneisen mit der Basis in ca. 334 m Seehöhe auftreten. Westlich von Zaingrub fällt ihre Basis gegen Nordosten bis auf ca. 320 m Seehöhe ab. Sie liegen also rund 70 bis 80 m über dem Flussniveau des heutigen Kamp und haben eine Mächtigkeit von ungefähr 10 bis 20 m. Es handelt sich um Quarzschotter und Quarzsande in gelbbrauner bis ockergelber siltig-toniger Matrix. Die gut bis sehr gut gerundeten Schotter bestehen ausschließlich aus Quarz, Quarzit und quarzreichen kristallinen Gesteinen und haben meist Durchmesser von 2 bis 7 cm, manchmal auch bis 10 cm oder gröber. Die sehr schlecht sortierte, gelbbraune bis gelbgraue, sandige Matrix enthält hohe Silt- und Tonanteile. Die Ablagerungen sind ähnlich den Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation, liegen aber deutlich höher als diese im Horner Becken. Aufgrund ihrer Position abseits des Kamp, am Westrand des Horner Beckens, können sie wahrscheinlich nicht als hoch gelegene Terrassenschotter des Kamp angesprochen werden. Möglicherweise handelt es sich um Ablagerungen aus einer initialen Phase am Beginn der Eintiefung des Kamp im Pliozän bis Unterpleistozän.

Terrassenschotter am Kamp (Pleistozän)

Im kartierten Bereich entlang des Kamp, zwischen Rosenburg und Schönberg-Neustift, findet man zahlreiche Reste von Terrassenschotter in verschiedenen Höhenlagen. Viele dieser Terrassenreste wurden bereits eingehend von STEININGER (1969: A70ff.), aber auch von HAVLÍČEK & HOLÁSEK (1995a, b) beschrieben.

Dabei kann man mindestens fünf Niveaus über dem heutigen Flussniveau unterscheiden, die zum Teil wieder in Teilniveaus gliederbar sind (vgl. HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1995b; HAVLÍČEK, 1996).

Die höchsten Terrassenschotter befinden sich etwa 30 bis 45 m über dem Kamp (Terrassenniveau 5), wobei hier zwei Teilniveaus, in ca. 39 bis 44 m (Terrassenniveau 5/2) und ca. 30 bis 38 m (Terrassenniveau 5/1) über dem Flussniveau getrennt werden können.

Schotter des **Terrassenniveaus 5/2** konnten am Goldberg nördlich von Altenhof, südwestlich und nordöstlich von Plank, nördlich Oberplank gegenüber der Mündung des Tobelbaches, nördlich und westlich der Ruine Gars-Thunau, nördlich Gars beiderseits der Straße nach Zaingrub und nördlich Stallegg gefunden werden.

Nördlich der Ruine Gars-Thunau sind in einem Weganriss im Sattel nördlich des Burgberges bis zu 5 m mächtige gelbbraune, feldspatreiche, eckige bis kantengerundete Grobsande mit gut gerundeter feinkiesiger Beimengung aufgeschlossen, die auch den Untergrund des daneben liegenden Gasthauses bilden (vgl. KÖLBL, 1928: 47). Ähnliche, in ungefähr gleicher Höhe liegende Sedimente wurden auch ehemals auf der gegenüber liegenden Seite des Hirschbaches in zwei heute verfallenen Gruben hinter den Häusern Gföhlerstraße 140 und 141 abgebaut (STEININGER, 1969: A71; KÖLBL, 1928: 47). STEININGER (1969) beschreibt aus den Gruben stark sandige kreuzgeschichtete Feinschotter aus gut gerundeten Quarzen und eckigen, kaum kantengerundeten Kristallinkomponenten mit Blocklagen. Diese werden talwärts von Löss, hangwärts von Blockstromsedimenten, die mit dem Löss verzahnen bzw. diesem zwischengelagert sind, überlagert.

Hervorzuheben sind auch mehrere aneinander gereihte Schottervorkommen, die im nördlichen Ortsbereich von Gars um eine auffallende abflusslose Senke westlich der Sagerbachgasse vorkommen und dann über die Straße nach Zaingrub (Apoigerstraße) nach Osten bis zu den Frauenäckern zu verfolgen sind. Dort enden sie nahe der Wienerstraße beim Logistikzentrum Kiennast. Es handelt sich um gelbbraune, gut gerundete, quarzreiche Kiese von 2 bis 10 cm Durchmesser, im Osten manchmal auch 20 bis 30 cm Größe. Der flach bogenförmige Verlauf lässt einen nach Osten weit ausgreifenden Mäander des Kamp im Mündungsbereich des Teichwiesenbaches vermuten, dessen nördlicher Ast mit diesen Schottervorkommen noch erhalten blieb. Reste eines gegenläufigen Mäanders dieses Niveaus sind vielleicht in den oben beschriebenen Grobsanden nördlich der Ruine Gars-Thunau und an der Gföhlerstraße zu sehen. Es könnte sich dort aber auch um Sedimente eines aus Westen einmündenden Kampzuflusses handeln. Deutlich anders war der Flusslauf auch nördlich von Altenberg, wie die Sedimentreste in einem verlassenen Flussbett im Sattel östlich des Goldberges vermuten lassen. Heute umfließt der Kamp dagegen den Goldberg in einem weiten Bogen im Westen.

Reste des etwas tiefer liegenden **Terrassenniveaus 5/1** fanden sich nördlich Schönberg östlich und südöstlich der Flur „Im Renner“, am Goldberg nördlich Altenhof, nördlich Oberplank südlich des Dötzbaches und gegenüber der Mündung des Tobelbaches, bei der Ruine Klösterl südwestlich Zitternberg, am Alten Mühlweg in Gars und im Graben nordöstlich der Ruine Kamegg (vgl. STEININGER, 1969: A71).

Etwas tiefer liegt das **Terrassenniveau 4** mit Schottern von 20 bis 30 m über dem heutigen Flussniveau, wobei der Großteil der Sedimente zwischen 20 und 25 m über dem Kamp zu finden ist. In der Umgebung von Schönberg sind dies kleine Terrassenreste südlich der Kirche von Schönberg, südöstlich der Flur „Im Renner“, oberhalb eines kleinen Grabens südlich der Bahnbrücke über den Kamp und südwestlich Stiefern in der Flur „Gleißeln“. Auch in Altenhof ist dieses Niveau rund 20 m über dem Fluss in Schotterleisten parallel zur Straße, vor allem zwischen den südlichen Häusern und dem Kamp, entwickelt. Auf dem schmalen Umlaufberg von Gottsdorf, südlich von Plank, liegen diese Schotter westlich des Bahneinschnitts mit der Basis von 21 bis 25 m über dem Fluss. Hier sind möglicherweise zwei Teilniveaus entwickelt, wobei das nördliche in ca. 25 m über dem Fluss vorwiegend aus Kiesen, das ca. 4 m tiefere südliche Niveau hingegen hauptsächlich aus Sanden besteht. Gegenüber der Mündung des Tobelbaches, unterhalb der Terrassenniveaus 5/1 und 5/2 (siehe oben), sind Schotter des Terrassenniveaus 4 in einer kleinen Grube aufgeschlossen, von der sie in den Feldern ca. 160 m gegen Südosten verfolgbar sind. In der Grube (R: 700746, H: 381355) sind kantengerundete Kiese, häufig aus Granulit, von 2 bis 5 cm Durchmesser in gelbbrauner bis rötlichbrauner, sandiger Matrix aufgeschlossen. Daneben findet man Kristallinblöcke bis 30 cm Durchmesser. Am westlichen Ende der Grube ist Glimmerschiefer anstehend, der die Schwelle zum darüber folgenden Terrassenniveau 5/1 bildet. Im Ortsbereich von Gars sind die von STEININGER (1969: A71) beschriebenen Schotter gegenüber der Hauptschule ebenfalls dem Niveau 4 zuzuordnen. Auch kleine Flächen in den alten Weingärten nördlich der Ruine Kamegg und westlich der Haltstelle des Ortes entsprechen diesem Terrassenniveau. In Rosenburg waren nördlich des Bahnhofes in der ehemaligen Sandgrube Grassler (HAAS, 2014) mehr als 10 m mächtige Sande und Feinkiese mit der Basis von ca. 22 bis 26 m über dem Kamp aufgeschlossen. Die darin enthaltene reiche Wirbeltierfauna wurde bereits von STEININGER (1967, 1969) erwähnt. Aufgrund der Pferdereste wurde die Fundstelle von GEYER (1998) in das Mittelpleistozän eingestuft.

Deutlich häufiger sind Vorkommen von Terrassenresten des nächst tiefer liegenden **Terrassenniveaus 3** zwischen 12 und 20 m über dem Kampfluss. Es handelt sich meist um grobe, kantengerundete Schotter von 5 bis 20 cm Durchmesser aus kristallinen Gesteinen, wie Granulit, Amphibolit und verschiedene helle Gneise in sandiger Matrix. Seltener findet man gut gerundete Quarzschotter bis zu 5 cm Durchmesser. In der Umgebung von Schönberg sind dies vor allem große Terrassenreste nordwestlich des Ortes in der Flur „Im Renner“. Die Sedimente der größten, mehr als 400 m langen und bis zu 180 m breiten Terrassenfläche liegen über einem Sockel aus Paragneis 17 bis 19 m über dem Fluss. Am Nordende der Terrassenfläche „Im Renner“ findet man weitere kleine Schotterreste mit der Basis in ca. 12 m und 20 m über dem Kamp.

Kleinere Vorkommen in vergleichbarer Position und Höhe finden sich auch über Sockel aus Amphibolit im Ortsbereich von Schönberg-Neustift und an der Kamptalstraße an der nördlichen Ausfahrt von Schönberg. Ebenso sind Schotter in den Weingärten am südlichen Ortseingang von Schönberg vor der Abzweigung nach Mollands zu finden.

Zwischen der Hammerschmiede und Stiefern blieben über dem kristallinen Sockel Terrassenschotter des Stiefernbaches 13 bis 16 m über der Talsohle vor allem nördlich des Tales an mehreren Stellen, wie beispielsweise in den Weingärten 500 m östlich der Hammerschmiede, an der Straße nach Thürneustift oder am Beginn der Kellergasse Altneustifterweg erhalten. Auch auf der gegenüberliegenden rechten Talseite sind Terrassenreste in der Böschung am Beginn der Kellergasse Gleißeln in zwei Niveaus in dieser Höhe zu sehen. Die Schotter bestehen hauptsächlich aus gerundeten bis kantengerundetem Paragneis, Amphibolit und hellem Orthogneis bis 10 cm Durchmesser, selten auch gröber.

Weitere Terrassenflächen jeweils 14 bis 16 m über dem Kamp befinden sich in Gottsdorf, auf dem schmalen Umlaufberg südlich von Plank, beiderseits des Bahneinschnitts sowie nördlich von Plank, westlich und östlich der Straße nach Freischling. In Bauaufschlüssen in der neuen Siedlung in Gottsdorf, östlich des Bahneinschnitts, waren schlecht sortierte, kantengerundete Kiese in sandig-siltiger gelbbrauner Matrix und einer basalen Grobblocklage aufgeschlossen. Die Sedimente an der Freischlingerstraße bestehen aus kiesigen Grob- bis Mittelsanden mit eckigen bis kantengerundeten Kristallinkomponenten und gut gerundeten Quarzen.

Nördlich von Oberplank setzt sich an der westlichen Talseite dieses Terrassenniveau 15 bis 18 m über dem Fluss in mehreren 20 bis 60 m breiten, langgezogenen Schotterleisten bis in die Höhe der gegenüber liegenden Mündung des Tobelbaches fort. Auch südlich von Oberplank sind über dem Kristallin in der Böschung des Weges zum Planker Umlaufberg Schotter dieses Niveaus feststellbar (vgl. STEININGER, 1969: A71). Unmittelbar nördlich von Oberplank und kurz vor der Dötzbachmündung liegen grobe kantengerundete Schotter, vorwiegend aus kristallinen Gesteinen auf einem Sockel aus Amphibolit. Nördlich des Dötzbaches kann diese Terrasse auf rund 850 m in den Feldern durchgehend weiter verfolgt werden. Hier bilden zuerst auf ca. 400 m Länge Paragneise und dann wieder Amphibolit die kristalline Basis, die danach unter solifluidalen Sedimenten und der tieferen Terrasse N2 verschwindet.

Die von STEININGER (1969: A71) erwähnte dünne Schotterbedeckung auf Kristallin in der ehemaligen Ziegelei von Buchberg würde ebenfalls einem Niveau ca. 16 m über dem Kamp entsprechen, konnte bei dieser Kartierung jedoch nicht mehr gefunden werden.

Bei Zitternberg blieben die Schotter dieses Niveaus auf der orografisch linken Talseite in mehreren Vorkommen erhalten. Sowohl im nordwestlichen Ortsgebiet als auch südwestlich auf den Feldern sind grobe Kiese in sandiger Matrix in einer schmalen Schotterleiste 15 bis 17 m über dem Kamp zu finden (vgl. STEININGER, 1969: A71).

In Thunau befindet sich ein kleines Vorkommen dieser Terrasse etwa 14 m über dem Flussniveau in der Böschung

der Straße zur Ruine Gars-Thunau unterhalb der Gertrudskirche (R: 700125, H: 384130). Schließlich konnte noch auf einer auffallenden Verebnung nordwestlich der Haltestelle von Stallegg eine dünne Schotterbestreu in dieser Höhenlage festgestellt werden.

Schotter des nächst tieferen **Terrassenniveaus N2**, die 8 bis 12 m über dem heutigen Fluss liegen, sind vor allem nördlich von Stiefern, auf dem großen Gleithang nördlich der ehemaligen Ziegelei zu finden. Die unterhalb der Ziegelei auf Paragneis, im Norden auch auf Amphibolit aufliegende Terrasse besteht aus sandigen Kiesen mit sehr groben kantengerundeten Kristallingeröllen (helle Quarze, Aplit) bis 30 cm Durchmesser. Weiter nördlich blieb diese Terrasse als tiefstes Niveau des großen Umlaufberges von Gottsdorf, südlich von Plank, erhalten. Dort wurden die stark sandigen Kiese ehemals für den Ausbau der Kamptalstraße abgebaut, wodurch die Kristallinstufe zum westlich anschließenden höheren Terrassenniveau N3 freigelegt wurde (STEININGER, 1969: A72). Auch im Ortsbereich von Plank, beiderseits der Freischlingerstraße auf Höhe des Sportplatzes, liegen Grob- bis Mittelsande mit Kieskomponenten dieses Terrassenniveaus. Ebenso findet man nördlich von Oberplank, nördlich des Dötzbaches, am orografisch rechten Ufer des Kamp stark sandige, feinkörnige Schotter 8 bis 12 m über dem Fluss. Es ist dort das tiefste von vier Terrassenniveaus, das ca. 400 m nördlich des Dötzbaches einsetzt und nach Nordwesten bis in die Höhe der gegenüber liegenden Mündung des Tobelbaches zu verfolgen ist. Schließlich konnten noch bei einer früheren Aufnahme von HAVLÍČEK & HOLÁSEK (1995a) Schotter in dieser Höhenlage im Ortsgebiet von Gars in einem Bauaufschluss zwischen Altem Mühlweg und Hammerlinggasse dokumentiert werden.

Sedimente des tiefsten **Terrassenniveaus N1** mit Sanden und Kiesen 4 bis 7 m über dem Kamp blieben nördlich von Stiefern, westlich von Zitternberg und in der Umgebung von Kamegg erhalten. Nördlich von Stiefern liegen als tiefstes Niveau kiesige Sande auf dem Gleithang östlich des Hungerfeldes unterhalb der Terrasse N2. In Zitternberg sind entlang der Kamptalstraße über dem Kristallinsockel bis 20 cm große, gut gerundete Schotter in sandiger Matrix aufgeschlossen, die beiderseits des von Osten einmündenden Ortsbaches zu verfolgen sind. Sie sind nicht Bestandteil eines Schwemmkegels, wie bei HAVLÍČEK & HOLÁSEK (1995a, b) beschrieben. Die heute nicht mehr aufgeschlossenen Sedimente der ehemaligen Gemeindesandgrube von Kamegg hinter der Haltestelle der Bahn wurden bereits von STEININGER (1969: A71) detailliert beschrieben. In der Grube waren über einem basalen Blockhorizont plattige Kristallin- und Quarzschotter und kreuzgeschichtete Fein- bis Grobsande mit schluffigen Lagen einzusehen. In der von STEININGER (1969: A71) erwähnten verfallenen Grube am Kampknie westlich von Kamegg war auch bei der neuen Kartierung eine Terrasse mit Sanden und gut gerundeten Geröllen bis 30 cm Durchmesser rund 6 m über dem Fluss zu sehen.

Aufgrund ihrer Höhenlage werden vorläufig die Terrassen N5 (N5/2, N5/1) in das Unterpleistozän, N4, N3 und N2 in das Mittelpleistozän und N1 in das Oberpleistozän eingestuft (vgl. HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1995a; HAVLÍČEK, 1996).

Löss, z.T. Lösslehm und Paläoböden (Pleistozän)

So wie in den bisher kartierten Bereichen sind auch in den hier beschriebenen Teilen des Kartenblattes große Flächen mit Löss bzw. Lösslehm bedeckt. Löss wurde als äolisches Sediment vor allem im Windschatten von Kristallinaufragungen an den nach Osten bis Südosten orientierten Hängen großflächig abgelagert.

So findet man den Löss in allen größeren Senken, wie zum Beispiel zwischen Mühlbach und Bösendürnbach, von Diendorf über Olbersdorf bis zum Jungbrunnenbach, aber auch in der Senke östlich von Schönberg, von der Flur „Große Heide“ gegen Süden zum Wolfsgraben.

Löss ist in der Kellergasse von Zemling, südlich der Straße nach Olbersdorf und den dahinter eingetieften Gräben, 5 bis 6 m mächtig aufgeschlossen. Auch in der südlich davon gelegenen ehemaligen Ziegelei (R: 709407, H: 376819) ist bis zu 6 m Löss einzusehen. Darin ist ein interstadialer Schwarzerdeboden (Pedokomplex PK II; Würm 1/2) und darunter ein zweiter Paläoboden aus einer braunlehmartigen Parabraunerde (PK V oder VI; M/R, Holstein) eingeschaltet (SMOLÍKOVÁ, 1997; HAVLÍČEK & HOLÁSEK, 1998). Um den Friedhof von Mühlbach ist rötlichbrauner kalkfreier Lehm mit Ca-Ausfällungen verbreitet, der sich im Südosten, hinter einer Aufragung aus Gföhl-Gneis, gegen das Krotental fortsetzt, am Hangfuß aber von Löss abgelöst wird. Es ist anzunehmen, dass es sich hier um einen flächig ausbeißenden Paläoboden handelt. In einer Böschung von neu angelegten Weingärten nordöstlich von Elsarn, südlich der Straße nach Obernholz (R: 707299, H: 374176), blieb in einer Delle über dem Gföhl-Gneis ein dunkelgrauer Paläoboden erhalten, der von Löss und mehr als 2 m mächtigen solifluidalen sandig-lehmigen Ablagerungen sowie Kristallinschutt bedeckt wird. Auch im Wolfsgraben östlich von Schönberg ist Löss bis zu 7 m mächtig anstehend.

Große flächige Verbreitung hat der Löss weiters südwestlich von Freischling (Hochfeld) und südlich von Maiersch (Stoßfeld). In tiefen Seitengräben an der Nordflanke des Fernitzbaches sind 6 bis 10 m mächtige Lösse aufgeschlossen, die in einem Graben (R: 703697, H: 380305) zwei kräftige, rotbraune, rund 1,5 m mächtige Paläoböden beinhalten.

Der Graben nördlich der Flur Neubruch, nordöstlich von Plank am Kamp (R: 702778, H: 380629), ist in 8 bis 10 m Löss eingeschnitten. Über dem östlich davon aufragenden Glimmerschiefer (R: 702868, H: 380637) ist ein rotbrauner Paläoboden mit bis zu 10 cm großen Konkretionen im basalen Ca-Horizont zu sehen und nochmals ca. 90 m östlich (R: 702952, H: 380617) findet man im gleichen Graben über rotbraun bis ziegelrot verwittertem Glimmerschiefer wieder Löss mit einem Paläoboden.

Rund 1,2 km südöstlich von Maiersch verläuft der sogenannte „Rote Graben“ größtenteils in intensiv sandig-tonig verwitterten Glimmerschiefern. Im oberen, südlichen Teil des Grabens (R: 703258, H: 381705) liegen über dem Kristallin, auf 50 bis 60 m Länge aufgeschlossen, mindestens 6 m mächtige rotbraune bis ziegelrote Tone als Reste einer tiefgründigen, wahrscheinlich altpleistozänen Verwitterungsdecke. Sie sind hier nur von geringmächtigem Löss bedeckt.

Auch in der Umgebung von Fernitz ist Löss über dem Kristallin (Paragneis, Amphibolit) und den Kiesen der St. Ma-

rein-Freischling-Formation weit verbreitet. So findet man in Weinkellern und Gräben nordöstlich des Ortes mächtige Lössablagerungen. Südöstlich von Fernitz sind nördlich des Tiefenbachtales, in Gräben am Rand des Bittesch-Gneises, 7 bis 15 m Löss aufgeschlossen.

Am umfangreichsten ist die Lössbedeckung im Kamptal, und hier naturgemäß auf den Westflanken des Flusses, obwohl Löss in kleineren Flächen auch immer wieder auf der Ostseite zu Tage tritt. Aufgrund der weiteren Morphologie sind die Lössflächen in den südlichen Bereichen ausgedehnter und werden mit zunehmender Verengung des Tales gegen Norden kleiner und auch weniger häufig. Besonders bis Buchberg ist eine Häufung von Paläoböden festzustellen, wogegen nördlich davon nur mehr sehr wenige fossile Böden auftreten.

Östlich von Buchberg ist in drei ehemaligen Gruben Löss hervorragend aufgeschlossen. Während in der westlichsten Grube (R: 700102, H: 382315) bis zu 8 m homogener Löss ansteht, sind in einer Grube südlich davon (R: 700100, H: 382266) und in der ehemaligen Ziegelei westlich der Haltestelle (R: 700264, H: 382282) Paläoböden eingeschaltet. Besonders die Grube an der Bahn ist hervorzuheben, die mindestens vier rötlichbraune Paläoböden zeigt (Havlíček & Holásek, 1995a, b; Smolíková, 1995; Havlíček, 1996; Vilim, 2004).

Nordwestlich von Oberplank ist in tiefen Gräben 10 bis 15 m Löss mit mehreren eingeschalteten Paläoböden aufgeschlossen (R: 700754, H: 380378; Steininger, 1969: A71f.). Auch in Gräben südlich dieses Ortes und in einem ehemaligen Ziegelofen (R: 701343, H: 379708) im westlichsten Teil des Umlaufberges von Plank ist Löss in großer Mächtigkeit einsehbar.

Östlich von Altenhof ist in einer ehemaligen Ziegelgrube (R: 702208, H: 378755) 6 bis 8 m Löss mit hangparallel nach Süden einfallendem rotbraunem Paläoboden aufgeschlossen.

In der Flur Horach, nordöstlich von Stiefern, ist Löss auch auf der Ostseite des Tales verbreitet. Im unteren, westlichen Teil findet man in tiefen Gräben und in einem Hohlweg 6 bis 10 m Löss mit einem Paläoboden (R: 702966, H: 378214) und Bodensedimenten (R: 703083, H: 378203; R: 703120, H: 378142). Im östlichen Teil der Flur Horach, oberhalb einer Kristallinschwelle, reicht der Löss bis in ca. 350 m Seehöhe hinauf. Dieser setzt sich nach Norden, über einen Seitengraben des Tiefenbachtales, in das Brandfeld fort. Im Süden, östlich von Stiefern, ist der Löss im obersten, östlichen Teil des Heimtales (R: 703410, H: 377811) eingeweht.

Besonders weiträumig und mächtig ist Löss auch in der Umgebung von Stiefern westlich des Kamp verbreitet. Hier ist vor allem der Bereich nördlich des Ortes mit der ehemaligen Ziegelei (R: 702488, H: 378108) hervorzuheben, wo zwei kräftige rotbraune Paläoböden im Löss eingeschaltet sind (Steininger, 1969: A72; Rehberger, 1988; Verginis, 1993a, b; Sprafke, 2016). Erste Alterseinschätzungen durch OSL-Datierungen lassen dort eine Einstufung der Lösse und Paläoböden in die MIS 5 bis MIS 7 vermuten (Sprafke, 2016). Der untere Paläoboden setzt sich auch nach Süden in Aufschlüssen in der östlichen Kellergasse fort. Auch im Hohlweg des Altneustifterweges, ca. 350 m nordwestlich der Kirche, sind Paläoböden mehrmals im Löss zu sehen (Steininger, 1969: A72). Nördlich der Straße nach Thürneustift wurde Löss in mehreren schmalen und flachen, N–S streichenden Dellen zwischen Paragneis und Amphibolit eingeweht. Im Löss waren dort in neu abgeschobenen Weingartenterrassen ebenfalls Paläoböden eingeschaltet (z.B. R: 701625, H: 378065).

Die größte zusammenhängende Lössfläche dehnt sich westlich von Schönberg, rund um Mollands aus. Hier gibt es eine Vielzahl von natürlichen und künstlichen Aufschlüssen in Gräben, Hohlwegen, Weingartenterrassen und Weinkellern. Vor allem südöstlich von Mollands ragen zwischen dem Löss Kuppen aus Paragneis, Glimmerschiefer und Amphibolit auf. Nördlich, westlich und südwestlich des Ortes treten unter dem Löss vereinzelt auch neogene Ablagerungen hervor.

Zahlreiche Paläoböden findet man zwischen Mollands und Schönberg, so beispielsweise mehrere Böden im Löss in der Kellergasse (Gießgraben) nordwestlich des Bahnhofes Schönberg (R: 702793, H: 375653; R: 702629, H: 375799; R: 702357, H: 375976). An der Kamptalstraße, an der nördlichen Ausfahrt von Schönberg, gegenüber dem Kampwehr (R: 702744, H: 375901), sind im Löss über der kristallinen Basis bzw. über Schottern des Terrassenniveaus 3 zwei etwa 1 m mächtige rotbraune Paläoböden bzw. Bodensedimente auf ca. 250 m Länge zu verfolgen (Steininger, 1969: A72; Havlíček & Holásek, 1995a, b; Smolíková, 1995). Auch im Buchtal, entlang der Straße nach Mollands (R: 702450, H: 375407) und in Seitengräben (R: 702652, H: 375257; R: 702590, H: 375430; R: 702345, H: 375238) sind Paläoböden bzw. Bodensedimente im Löss eingeschaltet. Der Löss in den Einschnitten der Mollandser Straße zeigt in manchen Bereichen bis zu 1 m mächtige, solifluidale, sandig-kiesige, eben geschichtete Einschaltungen. In einem Keller an der Mollandser Straße (KG Schönberg, Parz. 137, R: 702611, H: 375386) wurden in derartigen solifluidalen Sedimenten Knochenreste eines Mammutkadavers im Verband gefunden (Fladerer & Tuzar, 1999).

In der Senke nördlich der Mollandser Straße ist an einer Weingartenböschung (R: 702059, H: 375443) über aufragenden Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation ein 1 bis 1,5 m mächtiger Paläobodenkomplex mit großen Ca-Konkretionen und Ca-Schlieren aufgeschlossen. Dieser wird nach oben von solifluidalen sandig-kiesigen Silten und danach Löss überlagert (Steininger, 1969: A73; Havlíček & Holásek, 1995a, b; Smolíková, 1995).

Auch in den ca. 10 m mächtigen homogenen Lössen im ehemaligen Ziegelofen am Ende des Ziegelofenweges (R: 702595, H: 375011) ist im oberen Profilteil ein heller, braungrauer fossiler Boden erkennbar. Zwei etwas kräftigere, graubraune bzw. rotbraune Böden sind in dem Hohlweg südlich des Ziegelofens aufgeschlossen (R: 702641, H: 374835; R: 702626, H: 374818).

Eine weitere Häufung von Paläoböden im Löss befindet sich an der Westflanke des Fahnbachtales, in den Ortsgebieten von Oberreith und Unterreith. Westlich des alten Ziegelofens von Oberreith liegt im Hof des Hauses Reith 82 über Paragneis ein rotbrauner Paläoboden, der von 2 bis 3 m Löss bedeckt wird (R: 699376, H: 376124). Ein weiterer rotbrauner fossiler Boden befindet sich weiter südöstlich in einem Graben westlich von Oberreith (R: 699740, H: 375871). Im Raum Unterreith wurden Paläo-

böden in einem schmalen Graben nordwestlich der Kapelle (R: 700336, H: 374890), vor allem aber in den Weingärten nördlich des Amaißtales (z.B. R: 700625, H: 374430; R: 700057, H: 374128) gefunden. Südlich von Unterreith sind westlich des Fahnbaches bis zu 15 m mächtige Lösse mit einer reichen Malakofauna anstehend (R: 700775, H: 374233).

Auf der Ostseite des Kamp, im Bereich von Schönberg-Neustift, liegt Löss über einem rund 20 m hohen durchgehenden Sockel aus Amphibolit und reicht hangaufwärts in manchen Bereichen bis auf 260 m Seehöhe. Mehrere Gräben sind in dem Löss bis zu 12 m tief eingeschnitten, wo immer wieder Einschaltungen aus Kristallinschutt im Löss zu erkennen sind. Gegen Süden nimmt oberflächennah der Schuttanteil generell stark zu und es ist ein Übergang in solifluidale Sedimente festzustellen.

Hangschutt (Pleistozän–Holozän) wurde auf den Steilhängen in manchen Bereichen des Kamptales festgestellt, wie zum Beispiel südlich von Buchberg, südlich der Ruine Schimmelsprung oder südlich von Stallegg. Hangschutt ist in diesem Abschnitt des Kamptales eher selten und kleinräumig, da hier vorwiegend kleinstückig verwitternde Gesteine wie Paragneise und Migmatite vorkommen. Er tritt daher vor allem im Hangfußbereich von grobblockig verwitternden Gesteinen wie Amphibolit oder Orthogneisen auf.

Solifluktions- und Flächenspülungssedimente (Pleistozän–Holozän) sind am Hangfuß entlang des Kamp zwischen Stallegg und Rosenburg sehr verbreitet. Man findet sie vor allem an Gleithängen im Anschluss an flache Lösshänge, wo sie schmale, lang gestreckte und flussparallele Sedimentkörper entlang des Kamp bilden. Sie bestehen meist aus siltig-sandigen Sedimenten, die aus dem Löss umgelagert wurden. Auch im Bereich von Zemling und Mühlbach sind entlang des Jungbrunnenbaches und Gscheinzbaches Solifluktions- und Flächenspülungssedimente häufig, ebenso wie in den Senken zwischen Mühlbach und Bösendürnbach und im Ortsgebiet von Olbersdorf.

Solifluktions- und Flächenspülungssedimente in Kristallinnähe oder in Nähe von Kies- und Sandablagerungen führen zusätzlich Kristallinkomponenten bzw. höhere Anteile von Kies und Sand. Diese Sedimente findet man in allen Seitengräben des Kamp und anderer größerer Bäche, wo sie entweder entlang der Bäche schmale Leisten bilden oder im Oberlauf flache Dellen füllen. Weiters bilden sie den Übergangsbereich zwischen kristallinen Gesteinen und Lössflächen, wo in geschichteten solifluidalen lehmig-sandigen Sedimenten Lagen und Linsen mit Kristallinkomponenten eingeschaltet sind.

Auch auf dem Rücken zwischen Gars, Zaingrub und Mold säumen sie die Aufragungen der Migmatite und Paragneise, ebenso wie die hoch gelegenen Schotter beim Roten Kreuz südwestlich von Zaingrub.

Schwemmfächer (Pleistozän–Holozän) findet man vor allem entlang des Kamp und an größeren Bächen am Ausgang von einmündenden Gräben. Bei der Kartierung konnte festgestellt werden, dass in dem engeren Talabschnitt zwischen Rosenburg und Plank nur wenige kleine Schwemmfächer entwickelt sind. Dagegen sind südlich von Plank, in dem etwas breiteren Talabschnitt um Altenhof, Stiefern und Schönberg, Schwemmfächer deutlich häufiger anzutreffen und zum Teil auch deutlich größer. Hervorzuheben sind hier die Schwemmfächer aus dem Heimtal in Stiefern und aus dem Buchtal und dem Gießgraben in Schönberg sowie aus den Gräben an der orografisch linken Seite des Kamptales zwischen Schönberg und Schönberg-Neustift. Auch in größeren Seitengräben, wie beispielsweise dem Stiefernbach, sind kleinere Schwemmfächer zu finden. Ebenso sind Schwemmfächer entlang des Dienbaches, zwischen Diendorf am Walde und Bösendürnbach häufiger.

Vernässungen (Holozän) sind im kartierten Gebiet selten. Ein großes Vernässungsgebiet befindet sich über miozänen Tonen im Bereich des verlandeten Teiches im Ort See. Umfangreiche Vernässungen sind weiters am nördlichen Ende der Senke nordwestlich von Mold, südlich bis westlich des Götzenbigls, im Bereich einer Wasserscheide der Gerinne zum Sacherbach nach Süden und zur Taffe nach Westen.

Fluviatile Sedimente (Holozän) bilden die Talböden des Kamp und sämtlicher in diesen mündenden Bächen. Sie bestehen vorwiegend aus Kiesen und Sanden in einer sandig-siltigen Matrix. Die Grobkomponenten sind überwiegend kantengerundet und bestehen meist aus Quarz, Quarzit, Aplit, Gföhl-Gneis, Migmatit und Amphibolit sowie untergeordnet auch aus quarzreichen Paragneisen.

Anthropogene Ablagerungen (Holozän) finden sich großteils im Kamptal, wobei es sich vor allem um Dämme von Straßen und der Kamptalbahn, diverse Anschüttungen im Bereich der Bahnhöfe oder in Betriebsgebieten (z.B. am östlichen Ortsrand von Gars) sowie kleinere Deponien handelt.

Literatur

Bacon, C. (1927): Moldanubische Orthogneise des niederösterreichischen Waldviertels östlich vom Gföhlergneis. – Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, **37**/3–6, 126–172, Wien.

Becke, F. (1915): Zur Karte des niederösterreichischen Waldviertels. – Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, Neue Folge, **33**, 351–355, Wien.

Beninger, E. (1962): Der mittelalterliche Mahlsteinbruch von Altenhof im Kamptal. – Unsere Heimat, **33**, 13–16, Wien.

Cžjžek, J. (1853): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhartsberg. – Beilage zu Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **7**, 77 S., Wien.

Finger, F. & Riegler, G. (2016): Bericht 2014 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 225–229, Wien.

Finger, F. & Riegler, G. (2020): Bericht 2018 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen im südlichen Moravikum auf Blatt 21 Horn. – Bericht an die Geologische Bundesanstalt, 6 S., Salzburg.

Fladerer, F.A. & Tuzar, J.M. (1999): Ein Mammut-Verbandfund bei Schönberg am Kamp, Niederösterreich. – Fundberichte aus Österreich, **37** (Bericht zu den Ausgrabungen des Vereins ASINOE in den Projektjahren 1997 und 1998), 421–424, Wien.

Frasl, G. (1974): Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**/4, A37–A42, Wien.

FRIESINGER, H. & FRIESINGER, I. (1991): Ein Vierteljahrhundert Grabungen in Thunau/Gars am Kamp. – Archäologie Österreichs, **2**/1, 6–22, Wien.

FUCHS, G. (1968): Bericht 1967 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**/3, A23–A25, Wien.

FUCHS, G. (1969): Bericht 1968 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1969**/3, A25–A28, Wien.

FUCHS, G. (1970): Bericht 1969 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1970**/5, A26–A27, Wien.

FUCHS, G. (1971): Bericht 1970 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21) sowie eine Vergleichsexkursion entlang der Thaya. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**/4, A32–A34, Wien.

FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 45–61, Wien.

FUCHS, G. (1981): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im moldanubischen Kristallin auf Blatt 21, Horn (Waldviertel). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1979**/1, A70–A71, Wien.

FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 1–43, Wien.

FUCHS, W., GRILL, R., MATURA, A. & VASICEK, W. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 38 Krems. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

GEYER, I. (1998): Neue Pferdereste aus alt- bis mittelpleistozänen Fundstellen in Niederösterreich. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 54 S., Wien.

GRILL, R. (1937): Die Handbohrung von Ober Ravelsbach: ihre weitere und engere geologische Umgebung. – Unveröffentlichter Bericht an die Rohoel-Gewinnungs A.G., 5 S., 3 Beilagen, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 09786-R]

GRILL, R. (1974): Bericht über ergänzende Begehungen auf den Blättern Mautern (37) und Krems an der Donau (38). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**/4, A53–A55, Wien.

GRILL, R. (1978): Blatt 38, Krems. Bericht 1977 über weitere ergänzende Begehungen auf Blatt 38, Krems. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**/1, A54–A55, Wien.

HAAS, H. (2014): Alltagszenen (4) Der Sandscheich. – Gemeindezeitung Rosenburg-Mold aktuell, **2014**/3–6, 10–12, Rosenburg-Mold.

HAVLÍČEK, P. (1996): Lower Austria: Buchberg am Kamp. – In: HAVLÍČEK, P. & TYRÁČEK, J. (Eds.): Circumalpine Quaternary Correlations. Southern Moravia-Lower Austria: Field Trip & Meeting, September 30–October 4, 1996, 129–135, Prague.

HAVLÍČEK, P. & HOLÁSEK, O. (1995a): Bericht 1994 über die Aufnahme bedeutender quartärgeologischen Lokalitäten im Kamptal auf Blatt 21 Horn. – Aufnahmsbericht, 11 S., 21 Kt., 6 Anl., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 10495-RA/21/1994]

HAVLÍČEK, P. & HOLÁSEK, O. (1995b): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Quartär des Kamptales auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**/3, 481–482, Wien.

HAVLÍČEK, P. & HOLÁSEK, O. (1998): Bericht 1996 über quartärgeologische Untersuchungen auf den Blättern 21 Horn und 38 Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **141**/3, 327–328, Wien.

HEINRICH, M. (Red.) mit Beiträgen von ATZENHOFER, B., HAVLÍČEK, P., HOLÁSEK, O., KLEIN, P., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P., RABEDER, J., ROETZEL, R., UNTERSWEG, T., VACHEK, M. & WIMMER-FREY, I. (2007–2008): Geologische Detailkarte des Weinbaugebietes Kamptal 1:10.000. – Unveröffentlichte Karte und Dokumentation, Geologische Bundesanstalt im Auftrag vom Weinkomitee Kamptal, Karte: 25 Blatt, CD mit Dokumentation und Übersichtskarte, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 20069-km]

HEUSER, D. (2020): Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schiltern – Reith – Stiefernbach auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 451–456, Wien.

HÖCK, V., MONTAG, O. & LEICHMANN, J. (1997): Ophiolite remnants at the eastern margin of the Bohemian Massif and their bearing on the tectonic evolution. – Mineralogy and Petrology, **60**, 267–287, Wien.

HÖDL, M. (1985): Petrologie und Geochemie des Rehberger Amphibolites im niederösterreichischen Moldanubikum. – Unveröffentlichte Dissertation an der formal- und naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien, 144 S., Wien.

HOLÁSEK, O. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**/1–4, 367–368, Wien.

KÖLBL, F. (1928): Eine geologisch-paläontologische Skizze der Horner Bucht (Schluß). – Schola Hornana, **1928**/3 (Beilage) = 56. Jahres-Bericht des Bundes-Real- und Obergymnasiums in Horn und der zweiklassigen Handelsschule (mit Öffentlichkeitsrecht) für Knaben und Mädchen des Vereins „Handelsschule“ in Horn über das Schuljahr 1927/28 (1928), 68 S., Horn.

LAHN, E. (1937): Die Schurfbohrung Ober-Ravelsbach (bei Maissau) N.Oe. – Unveröffentlichter Bericht, KW Archiv der Geologischen Bundesanstalt, 5 S., Wien.

LECHNER, K. (1953): Bericht 1952 über lagerstättenkundliche Aufnahmen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1953**/1, A81–A85, Wien.

LINDNER, M., LÜFTENEGGER, A. & FINGER, F. (2021): Bericht 2020 über petrografische und geochemische Untersuchungen von Orthogesteinen im Moldanubikum auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 161–164, Wien.

MANDIC, O. & STEININGER, F.F. (2003): Computer-based mollusc stratigraphy – a case study from the Eggenburgian (Lower Miocene) type region (NE Austria). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **197**, 263–291, Amsterdam. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00469-3

MANDIC, O., HARZHAUSER, M., PERVESLER, P. & ROETZEL, R. (1999): Lithofazies und Paläoökologie in einem transgressiven, fluvio-marinen System (Eggenburgium der autochthonen Molasse – Niederösterreich). – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999, Retz-Hollabrunn, 233, Wien.

MANDIC, O., HARZHAUSER, M. & ROETZEL, R. (2004): Taphonomy and sequence stratigraphy of spectacular shell accumulations from the type stratum of the Central Paratethys stage Eggenburgian (Lower Miocene, NE Austria). – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **246**, 69–88, Frankfurt am Main.

MANDIC, O., HARZHAUSER, M., STEININGER, F. & ROETZEL, R. (2005): RCMNS 2005. Excursion C: Miocene of the Eastern Alpine Foredeep – The Bohemian Massive Southeastern Margin. – 53 S., Naturhistorisches Museum Wien – Geologisch Paläontologische Abteilung, Wien.

MARCHET, A. (1919): Der Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, Abteilung I, **128**, 215–291, Wien.

MONTAG, O. & HÖCK, V. (1993): Geochemische Einsichten in moldanubische Amphibolite des Waldviertels. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **138**, 131–141, Wien.

NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2010): Fluvial deposits of the St. Marein-Freischling Formation – insights into initial depositional processes on the distal external margin of the Alpine-Carpathian Foredeep in Lower Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences, **103**/2, 50–80, Wien.

NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2015): Depositional environment and provenance analyses of the Zöbing Formation (Upper Carboniferous-Lower Permian), Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences, **108**/2, 245–276, Wien. https://dx.doi.org/10.17738/ajes.2015.0025

NEHYBA, S., ROETZEL, R. & MAŠTERA, L. (2012): Provenance analysis of the Permo-Carboniferous fluvial sandstones of the southern part of the Boskovice Basin and the Zöbing Area (Czech Republic, Austria): implications for paleogeographical reconstructions of the post-Variscan collapse basins. – Geologica Carpathica, **63**/5, 365–382, Bratislava.

REHBERGER, S.A. (1988): Physiogeographische Untersuchungen des unteren Kamptales. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Grund- und Integrativwissenschaftliche Fakultät der Universität Wien, 5 + 108 S., 4 Beilagen (Karten), Wien.

ROETZEL, R. (2017): Bericht 2013–2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**/1–4, 317–328, Wien.

ROETZEL, R., BATÍK, P., CICHA, I., HAVLÍČEK, P., HOLÁSEK, O., NOVÁK, Z., PÁLENSKÝ, P., ROETZEL, R., RUDOLSKÝ, J., RŮŽIČKA, M., STRÁNÍK, Z., ŠVÁBENICKÁ, L., VŮJTA, M., HOFMANN, T. & HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (1998): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 22 Hollabrunn. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

ROLLE, F. (1859): Über die geologische Stellung der Horner Schichten in Nieder-Österreich. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, **36**/13–16, 37–84, Wien.

SCHAFFER, F.X. (1914): Die tertiären und diluvialen Bildungen. – In: SCHAFFER, F.X.: Das Miocän von Eggenburg. – Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **22**/4, VIII + 124 S., Wien.

SMOLÍKOVÁ, L. (1995): Bericht 1994 über Mikromorphologie und Stratigraphie der quartären Böden auf den Blättern 21 Horn, 22 Hollabrunn und 38 Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**/3, 565, Wien.

SMOLÍKOVÁ, L. (1997): Bericht 1996 über mikromorphologische und stratigraphische Bearbeitung quartärer Böden auf den Blättern 21 Horn, 22 Hollabrunn und 38 Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140**/3, 353–354, Wien.

SPRAFKE, T. (2016): Löss in Niederösterreich: Archiv quartärer Klima- und Landschaftsveränderungen. – Dissertation, Universität Würzburg, XVIII + 253 S., Würzburg (University Press).

STEININGER, F. (1967): Bericht 1966 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Horner Beckens auf Blatt 4555 (Horn). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967**/3, A45–A47, Wien.

STEININGER, F. (1968): Bericht 1967 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 4555 (Horn). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**/3, A60–A61, Wien.

STEININGER, F. (1969): Bericht 1968 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 4555 (Horn). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1969**/3, A69–A73, Wien.

STEININGER, F. (1971): Holostratotypus und Faziostratotypen der Eggenburger Schichtengruppe im Raume von Eggenburg in Niederösterreich (Österreich). – In: STEININGER, F. & SENEŠ, J.: M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. – Chronostratigraphie und Neostratotypen, **2,** 104–167, Bratislava.

STEININGER, F. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 21, Horn (Waldviertel). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1976**/1, A67–A70, Wien.

STEININGER, F.F., ROETZEL, R., PERVESLER, P. & PILLER, W.E. (1991): Obernholz, Sandgrube Hammerschmid. – In: ROETZEL, R. & NAGEL, D.: Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken, 76–80, Wien (Österreichische Paläontologische Gesellschaft).

SUESS, E. (1866): Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. I. Über die Gliederung der tertiären Bildungen zwischen dem Mannhart, der Donau und dem äusseren Saume des Hochgebirges. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Abteilung I, **54**/6, 87–149, Wien.

SUESS, F.E. (1918): Bemerkungen zur neueren Literatur über die Moravischen Fenster. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **11**, 71–128, Wien.

TOTH, G. (1950): Zur Kenntnis des österreichischen Miozäns. (Nachgelassene Notizen). I. Zur Kenntnis der Schichten von Molt. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **57**, 163–167, Wien.

VASICEK, W. (1991). Das Jungpaläozoikum von Zöbing. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmischen Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Eggenburg, 16.–20.09.1991, 98–101, Wien.

VERGINIS, S. (1993a): Paläoböden und Klimaschwankungen während des Jungpleistozäns am Beispiel des Profils Stiefern, NÖ. – Griechische Geographische Gesellschaft, Band **B**, 242–251, Athen.

VERGINIS, S. (1993b): Lößakkumulation und Paläoböden als Indikatoren für Klimaschwankungen während des Paläolithikums (Pleistozän). – In: NEUGEBAUER-MARESCH, C. (Hrsg.): Altsteinzeit im Osten Österreichs. – Wissenschaftliche Schriftenreihe Niederösterreich, **95/96/97**, 13–30, St. Pölten–Wien.

VILIM, P. (2004): Sedimentologische Untersuchungen am Lössprofil Buchberg am Kamp. – In: PETICZKA, R. (Hrsg.): Beiträge zur Quartärforschung und Landschaftsökologie, Gedenkschrift zum 60. Geburtstag von Spyridon Verginis, 33–39, Wien.

WALDMANN, L. (1922): Das Südende der Thayakuppel. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **72**, 183–204, Wien.

Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

Bericht 2019–2020 über geologische Aufnahmen in der Rhenodanubischen Flyschzone und im Helvetikum auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

Stjepan Ćorić

In der Rhenodanubischen Flyschzone und den eingeschuppten helvetischen Sedimenten fanden in 2019/2020 zahlreiche Begehungen zwischen Steyr im Osten (anschließend an das Kartierungsgebiet von Braunstingl, 1986) und der westlichen Blattgrenze zu Blatt 67 Grünau im Almtal statt.

Die Kalkgraben-Formation („Zementmergelserie") wurde als eine breite Zone im Süden der Rhenodanubischen Flyschzone auskartiert. Es handelt sich um eine Abfolge aus hellgrauen, gelegentlich bis über 2 m mächtigen Mergelbänken (Abschnitt „d" der Bouma-Abfolge) und zwischengelagerten turbiditischen Kalksandsteinbänken. Diese Zone kann von Seebach im Südwesten, über Heindlmühle bis Wurzerbauern und Obergrünburg im Nordosten verfolgt werden und schließt an die von Braunstingl (1986) östlich von Steyr auskartierte Kalkgraben-Formation an. Die biostratigrafische Einstufung in das Campanium (UC14b–UC16, Burnett, 1998; CC18–CC23, Sissingh, 1977) erfolgte durch das regelmäßige Auftreten von *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Broinsonia parca* subsp. *constricta*, *Micula staurophora* etc. In Proben aus den Gräben zwischen Pernzell und Rohregg (nördlich Großer Landsberg) konnten dazu noch folgende Arten bestimmt werden: *Uniplanarius trifidus*, *Uniplanarius sissinghii* und *Uniplanarius gothicus*. Dadurch konnte die Einstufung in diesem Gebiet auf das Obercampanium (UC15d–UC16; CC21–CC23) eingeschränkt werden.

Ein weiteres Vorkommen von „Zementmergelserie" konnte zwischen Hausmanning und Schaunberg, nördlich Kirchdorf an der Krems, auskartiert werden. In steilen Gräben sind nach S–SE einfallende, graue Kalkmergel, Mergel und Kalksandsteine mit Fallwinkeln von 45° bis 60° aufgeschlossen. Die Abfolge ist durch das häufige Auftreten von Spurenfossilien (*Helminthoida*) charakterisiert.

Die Gliederung der **Altlengbach-Formation** in Subformationen (nach Egger, 1995) erfolgte aufgrund der beobachteten lithologischen Merkmale im Gelände und biostratigrafischen Bestimmungen, basierend auf kalkigem Nannoplankton.

Mittel- bis grobkörnige, hellglimmerreiche, bis drei Meter mächtige Sandsteinbänke der **Rossgraben-Subformation** konnten zwischen Reitersberger und Windhag auskartiert werden. Seltene Mergellagen enthalten eine kalkige Nannoflora, die eine Einstufung in das untere Maastrichtium (UC17/UC18; CC24) erlaubt (*Arkhangelskiella cymbiformis*, *Eiffellithus gorkae*, *Reinhardtites levis* etc.).

In Gräben westlich Lauterbach konnten mehrere kleinere Aufschlüsse mit grauen Kalkmergeln und harten Siltstein- bis feinkörnigen Sandsteinlagen der **Ahornleiten-Subformation** aufgenommen werden. Die Kalkmergel enthalten eine reiche Nannoflora mit *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Reinhardtites levis* etc. und können so in das tiefere Maastrichtium (UC18; obere CC24) eingestuft werden. Wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse konnte in diesem Teil des Kartierungsgebietes jedoch keine flächige Unterteilung der Altlengbach-Formation in ihre Subformationen durchgeführt werden.

Sedimente der **Acharting-Subformation** konnten in mehreren Bereichen auskartiert werden. Im nördlichen Teil des Blattes treten die Maastrichtium- und Paläozänanteile der Acharting-Subformtion auf. Zwischen Nußbach im Westen und Waldneukirchen im Osten treten in mehreren Gräben überwiegend harte, mittelbankige Silt- und Sandsteine mit weichen, grauen Ton- und Mergellagen auf. Aufgrund von reichen Nannofossil-Vergesellschaftungen konnten diese Sedimente in das höhere Maastrichtium (UC20; CC25b-CC26) mit *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Lithraphidites quadratus* etc., eingestuft werden. Paläozäne Anteile der Acharting-Subformation konnten im Norden des Blattes in mehreren Gräben von Kleinpöller bis nach Waldneukirchen als schmale, ca. 5 km lange und bis 100 m breite Zone verfolgt werden. Diese SW–NE verlaufende Zone zeigt nach Südosten gerichtete Fallwinkel von 45° im Graben östlich Emsenhub und von 75° nach Süden bei Kleinpöller. Südlich Waldneukirchen (R: 519242, H: 317175) wurde ein 1,50 m hoher Aufschluss mit dunkelgrauem Ton, hellgrauem Mergel und bis zu 6 cm mächtigen, eben laminierten Feinsandsteinlagen beprobt. Die hellgrauen Mergel enthalten eine reiche kalkige Nannoflora mit *Biantholithus sparsus*, *Chiasmolithus danicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Cruciplacolithus asymmetricus* und *Cyclagelosphaera alta*. Durch diese Vergesellschaftung konnten die untersuchten Sedimente in mittleres Danium (Nannoplanktonzone NP3; Martini, 1971) eingestuft werden. Parallel zu dieser Zone und ca. 200 m südlich derselben (etwas 700 m südöstlich Böglmühle) wurde ein weiteres Vorkommen von paläozänen, grauen Mergeln mit verkohlten Pflanzenresten auskartiert. Diese Mergel enthalten eine reiche Nannoflora (*Chiasmolithus danicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus tenuis*) und konnten ebenso ins Danium (NP3) eingestuft werden.

Östlich Abgfasterbach wurde auch ein kleines Vorkommen von Siltsteinen und feinkörnigen Sandsteinen mit *Chiasmolithus bidens*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Ericsonia robusta*, *Heliolithus kleinpellii*, *Sphenolithus moriformis* und *Toweius eminens* auskartiert, wodurch die Einstufung in oberstes Selandium/unterstes Thanetium (NP6) erfolgt.

Als räumlich größtes **Helvetikumsvorkommen** auf Blatt Kirchdorf an der Krems wurde von Maurer (1971) ein ca. 10 km langes, E–W streichendes „Helvetikumfenster" (das „Helvetikum von Nußbach") von Nußbach im Westen bis Südwesten von Untergrünburg auskartiert. Durch die Neukartierung stellte sich heraus, dass dieses „Helvetikumsfenster" als drei parallele Zonen bzw. Schuppen auskartiert werden kann. Die nördlichste Zone verläuft von Nußbach im Westen, über die südlichen Seitenbäche des Sulzbachs (südlich von Großpöller und Barteder) in Richtung Osten bis nach Sankt Nikola, wo es in nordöstliche

Richtung einschwenkt und damit dem allgemeinen Streichen der Flyschsedimente folgt. Die Breite dieser Zone beträgt 100–120 m. Rötliche Mergel südlich Großpöller enthalten Nannofossilien mit *Broinsonia parca* subsp. *parca*, *Broinsonia parca* subsp. *constricta* und *Eiffellithus eximius*, wodurch sich die Einstufung in das Campanium (Nannoplanktonzonen UC14b–UC15d) ergibt.

Knapp südlich dieses Vorkommens konnte nordwestlich Schimpfhuber eine weitere, bis 80 m breite Zone mit grauen Mergeln auskartiert werden. Der Verlauf dieses ca. 1 km langen Helvetikumvorkommens zeigt, parallel zu dem Vorkommen im Norden, ein Einschwenken aus W–E-Richtung gegen Nordosten. Die untersuchten Proben enthalten eine kalkige Nannoflora mit *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Ceratolithoides brevicorniculans*, *Lithraphidites carniolensis* etc., wodurch eine Einstufung in das Maastrichtium (UC18/UC20) möglich ist.

Eine dritte Schuppe mit helvetischen Sedimenten im Bereich des „Helvetikumfensters" im Sinne von Maurer (1971) südwestlich Untergrünburg wurde bereits nachgewiesen, die flächige Auskartierung ist jedoch noch ausständig.

Ein kleines Vorkommen von **Anthering-Formation** befindet sich in einem kleinen Graben im nordwestlichen Teil des Blattes zwischen Strienzing und Maier im Hag (R: 507372, H: 314290). Hellbraune Mergel enthalten eine reiche kalkige Nannoflora mit *Blackites herculesii*, *Chiasmolithus grandis*, *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster binodosus*, *Ellipsolithus macellus*, *Sphenolithus radians* und *Tribrachiatus orthostylus* und kann damit in das Ypresium (NP11) eingestuft werden.

Literatur

Braunstingl, R. (1986): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberosterreich). – Dissertation, Universität Salzburg, 162 S., Salzburg.

Burnett, J.A. (1998). Upper Cretaceous. – In: Bown, P.R. (Ed.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. – British Micropalaeontological Society Publication Series, 132–199, London.

Egger, J. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlengbach-Formation und Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **196**, 69–91, Stuttgart.

Martini, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. – Proceedings of the 2nd Planktonic Conference, Roma, 1970, 739–785, Roma.

Maurer, H. (1971): Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **64**, 137–172, Wien.

Sissingh, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. – Geologie en Mijnbouw, **65**/1, 37–65, Den Haag.

Blatt 98 Liezen

Bericht 2020–2021 über geologische Aufnahmen der Deckenscholle der Hallstätter Zone in der Dachstein-Decke im Gebiet der Wurzeralm (Spital am Phyrn) auf Blatt 98 Liezen

Maditha Kurz

(Auswärtige Mitarbeiterin)

Der im Osten liegende Kartenabschnitt des ÖK 50-Kartenblattes 98 Liezen wurde zuletzt 1989 von Franz Ottner im Rahmen seiner Dissertation kartiert (Ottner, 1990). Seine geologische Interpretation basiert auf dem Modell der jurassischen Gleittektonik. Die neuen strukturgeologischen Untersuchungen stellen dieses Modell in Frage und interpretieren die Kartierung und die Profile mit der syn-sedimentären Entwicklung eines evaporitischen Diapirs. Aufgrund der Besonderheit der scheinbaren synklinalen Position des Haselgebirges (Oberperm) innerhalb der Dachstein-Decke wurde dieses Gebiet im Sommer 2020 neu strukturell kartiert. Das Gebiet erstreckt sich von Nord nach Süd über eine Länge von 7 km (Profil 1) und von West nach Ost über eine Länge von 3 km (Profil 2). Somit umfasst das Arbeitsgebiet eine Fläche von 21 km^2 und befindet sich als Teil des Juvavischen Deckensystems am östlichen Rand der Dachstein-Decke des Ostalpins. Nach der Interpretation von Ottner (1990) gehören die Gesteine zu einer Hallstätter Deckenscholle, welche auf der Dachstein-Decke in einer synklinalen Position liegt.

Das Gebiet liegt in den Nördlichen Kalkalpen und wird durch die folgenden Punkte begrenzt: Am nördlichen Rand durch die Rote Wand (1.872 m) und den Mitterberg (1.695 m), im Osten durch die Stubwiesenwipfel (1.786 m), das Schwarzeck (1.537 m) und die Standseilbahn der Wurzeralm (1.400 m), im Süden durch den Brunnstein (1.281 m), den Gschwandgraben (1.234 m) sowie die Hintersteiner Alm (1.029 m) und schließlich im Westen durch das Losegg (Jagdhütte, 1.500 m), die Dachsteinkalkwand (1.500 m) oberhalb der Hasneralm (1.285 m) sowie das Frauenkar (1.850 m) und den Brunnsteiner See (1.430 m).

Lithostratigrafische Einheiten

Die Bezeichnung der lithostratigrafischen Einheiten wurde von Ottner (1990) übernommen. Die stratigrafisch tiefsten Einheiten der Hallstätter Deckscholle (Wurzer Deckscholle in Ottner, 1990) bildet das Haselgebirge und die Werfen-Formation (Oberperm bis Untertrias). Diese überlagern die obertriassische Dachsteinkalk-Formation, den unterjurassischen Hierlatzkalk und den Klauskalk sowie die oberjurassische Ruhpolding-Formation, welche sich in Kieselkalk (im Süden) und Radiolarit (im Norden des Arbeitsgebietes) untergliedert. Ottner (1990) ordnet, basierend auf biostratigrafischen Untersuchungen, den Radiolarit der Ruhpolding-Formation zu, behandelt jedoch den Kieselkalk als eigenständige Formation, obwohl Radiolarit und Kieselkalk demselben Bildungsalter zugeordnet werden können. Die vorliegenden Geländebeobachtungen

lassen keine eindeutige Trennung dieser beiden Lithologien zu, weshalb Radiolarit und Kieselkalk beide der Ruhpolding-Formation zugeordnet werden. Die Ruhpolding-Formation liegt diskordant auf dem Dachsteinkalk und dem Hierlatzkalk und bildet isolierte Zehnermeter große Schollen auf dem Haselgebirge. Die stratigrafisch jüngsten Einheiten im Arbeitsgebiet sind die Oberalm-Formation und der Plassenkalk (MOSER et al., 2013–2014).

Strukturgeologische Beobachtungen

Die im Folgenden angegebenen Aufschlusskoordinaten beziehen sich auf das UTM-System Zone 33.

Dachsteinkalk

Der das zentrale Arbeitsgebiet umrahmende, gebankte Dachsteinkalk ist bis auf lokale spröde Störungen mit geringen Versatzweiten von wenigen Metern und Schichtflächen-parallelen Drucklösungen gering deformiert. Generell zeigt die Bankung des Dachsteinkalks ein flaches Einfallen, das gegen das zentrale Haselgebirge steiler wird und somit eine nach allen Seiten geschlossene Synklinale bildet (Rim-Syncline). Innerhalb der Bankung gibt es Lofer-Zyklotheme (Abfolgen des Typs A–C; FISCHER, 1964). Die Typ C-Lagen sind reich an Megalodonten. In den stratigrafisch jüngeren Anteilen des Dachsteinkalks (Aufschluss 1011; N 5274216, E 446433) gibt es mit roten, jurassischen, brekziösen Sedimenten verfüllte Karstspalten. Der Kontakt zum überlagernden Hierlatzkalk ist sedimentär. Im Süden des Arbeitsgebietes (Aufschluss 1008, N 5273901, E 446244) ist der Dachsteinkalk durch spröde Deformationsprozesse geringfügig überprägt. Spröde Harnische zeigen eine NW–SE-Verkürzung, die von einer späteren dextralen Seitenverschiebung überprägt worden sind. Die Kinematik der dextralen Seitenverschiebung ist durch synthetische Riedel-Scherflächen belegt.

Ruhpolding-Formation (Kieselkalk/Radiolarit)

Die Ruhpolding-Formation ist strukturell im Liegenden und im Hangenden des Haselgebirges aufgeschlossen. Abgesehen von dünnen Lagen-parallelen Brekzien, welche als syn-sedimentär interpretiert werden, ist die Ruhpolding-Formation im Liegenden des Haselgebirges undeformiert. Die im Hangenden des Haselgebirges aufgeschlossene Ruhpolding-Formation ist durch zahlreiche syn-sedimentäre Rutschfalten (slumps) charakterisiert. In den Aufschlüssen 1001 (N 5274463, E 445704) und 1045 (N 5274674, E 446104) sind syn-sedimentäre Flanking Structures zu beobachten, die durch Versatz an einer Gleitfläche und Schleppung des Lagenbaus entstanden sind. Im Osten des Arbeitsgebietes, bei den Aufschlüssen 1020 (N 5274863, E 446891) und 1040 (N 5275050, E 447292) liegt der flach einfallende Lagenbau der Ruhpolding-Formation strukturell unter dem stratigrafisch älteren Haselgebirge. Im Liegenden der Oberalm-Formation beim Aufschluss 1027 (N 5275810, E 446113) ist die Ruhpolding-Formation offen mit einer Wellenlänge von ca. 2 m und einer Amplitude von 0,5–1 m aufrecht verfaltet. Die Faltenachse fällt flach gegen Nordosten ein (052/10). Der eine Schenkel fällt steil in Richtung Nordwesten und der andere steil Richtung Südosten ein. Im Norden des Arbeitsgebietes im Liegenden der Oberalm-Formation im Aufschluss 1033 (N 5276760, E 446117) ist die Ruhpolding-Formation ebenso in eine offene, aufrechte Faltung mit Wellenlängen von ca. 2,5 m und Amplituden von < 0,5 m deformiert.

Haselgebirge

Das Haselgebirge hinterlässt aufgrund seiner Fähigkeit zu verkarsten ein starkes geomorphologisches Signal in Form von zahlreichen Gipsdolinen, welche besonders gut aus dem vegetationsbereinigten Laserscan zu kartieren sind. Das Haselgebirge, vor allem Gips, ist duktil geschert, verfaltet und hat eine penetrative Foliation mit einer Streckungslineation. Im Aufschluss 1007 (N 5274779, E 445657) ist das Haselgebirge an einer über 50 m hohen und 400 m langen Wand aufgeschlossen. Isoklinalfalten mit Zehnermeter großen Amplituden und Achsenebenen, die parallel zur mylonitischen Foliation sind, besitzen Faltenachsen, welche subparallel zur N–S verlaufenden Streckungslineation sind. Schersinnindikatoren wie Tonklasten mit sigmoidaler Form oder Winged Inclusions zeigen eindeutig eine Fließbewegung des Haselgebirges nach Süden an. Auch im Aufschluss 1003 (N 5274526, E 446007), 1043 (N 5275459, E 445548) und 1036 (N 5276737, E 445305) belegen duktile monokline Strukturen, wie z.B. SC/SCC‘ Gefüge, Quarter Folds und Sheath Folds ein generelles Fließen des Haselgebirges nach Süden.

Werfen-Formation

Die Werfen-Formation ist im Arbeitsgebiet nur in stark verwitterter Form zu beobachten. Sedimentäre Schichtflächen sind kaum anstehend erhalten. Die stark verwitterte Werfen-Formation kann man durch Bildung von roten Böden erkennen, wo Bruchstücke mit bis Millimeter großen detritären Hellglimmern auf den Schichtflächen erhalten sind.

Oberalm-Formation

Die hellen, an dunklen Hornsteinen reichen Kalke der Oberalm-Formation (N 5276570, E 446230) bilden im zentralen Arbeitsgebiet die anstehenden Felswände, unter welchen sich nach Südosten hunderte Meter lange Schutthänge gebildet haben. Interessant ist die topografische Position der Oberalm-Formation, die als Beckenfazies auf gleicher topografischer Höhe aufgeschlossen ist, wie die im Norden gelegenen, gleich alten Flachwasserkalke des Plassenkalks, wobei zwischen den beiden Vorkommen keine Störungen mit größerem Versatz vorhanden sind.

Raumorientierung des sedimentären Lagenbaus der lithostratigrafischen Einheiten

Die Messungen der Raumorientierung vom sedimentären Lagenbau der lithostratigrafischen Einheiten im Arbeitsgebiet wurden durch die Messungen von OTTNER (1990) ergänzt. Die Messungen zeigen, dass die Streichrichtungen ringförmig um das zentrale Haselgebirge angeordnet sind, wobei der Einfallswinkel gegen das Haselgebirge hin größer wird (Rim-Syncline). Den äußersten Ring bildet der Dachsteinkalk, gefolgt von der Ruhpolding-Formation mit dem allochthonen Haselgebirgskörper und den diesen überlagernden Einheiten im Zentrum

Evaporitkörper und Werfen-Formation

Haselgebirge und Werfen-Formation

Die duktile Foliation des Haselgebirges ist durch die isoklinalen Fließfaltungen und Sheath Folds extrem variabel. Die Streckungslineation in den Gipsmyloniten und kinematische Indikatoren jedoch zeigten eine konsistent nach Süden gerichtete Fließrichtung an. Im Süden des Arbeitsgebietes (ehem. Gipsabbau Knauf) fällt die Foliation flach gegen Norden ein sowie im Südwesten flach gegen Nordosten. Im Westen ist die Raumorientierung der Foliation steileinfallend gegen Nordosten und im Nordwesten steil gegen Südosten. Im nördlichsten Gipsaufschluss (Gscheidriedel) fällt der Gips flach gegen Südosten ein, ebenso wie am westlichen Rand des Haselgebirges.

Evaporitkörper unterlagernde Formationen

Dachsteinkalk

Der Dachsteinkalk hat eine gut ausgebildete, meterdicke, sedimentäre Bankung, welche generell von Schicht-parallelen Stylolithen begrenzt ist. Die Bankung des im Süden gelegenen Dachsteinkalks (mit Rabensteinkogel und Brunnstein) fällt flach in Richtung Nordosten unter das im Zentrum gelegene Haselgebirge ein. Im Norden (oberhalb der Roten Wand) fällt der Dachsteinkalk in Richtung Süden ein und im Osten (Schwarzeck, Höllgraben) Richtung Südwesten. Im Westen (oberhalb des Brunnsteiner Kars) fällt der Dachsteinkalk Richtung Südosten ein.

Ruhpolding-Formation (Kieselkalk/Radiolarit)

Auch die Streichrichtungen des sedimentären Lagenbaus in der Ruhpolding-Formation sind um das zentrale Haselgebirge ringförmig angeordnet. Im Süden (Hintersteineralm) fällt die Ruhpolding-Formation flach in Richtung NNW ein. Im Norden (Mitterberg) fallen die Schichten mittelsteil gegen Südwesten ein. Im Westen (Gscheidriedel) und im Osten (untere Gameringalm) liegt diese Formation nur in Form von isolierten Körpern auf dem Haselgebirge.

Evaporitkörper überlagernde Formationen

Werfen-Formation

Die Raumlage der sedimentären Schichtung der Werfen-Formation kann nur an Aufschlüssen im Süden des Untersuchungsgebietes beobachtet werden. Dort fällt der Lagenbau in Richtung Süden bis Südwesten im deutlichen Gegensatz zur Foliation in den liegenden Gipsen des Haselgebirges, welche in nördliche Richtung einfällt.

Allgäu-Formation

Die Allgäu-Formation (Gscheidriedel) fällt mit 50° in Richtung Nordwesten und versteilt sich nach Osten hin auf bis zu 80°.

Ruhpolding-Formation

Östlich der Allgäu-Formation, auf dem Gscheidriedel, folgte die das Haselgebirge überlagernde Ruhpolding-Formation. Diese wurde syn-sedimentär verfaltet und von der Oberalm-Formation überlagert. Die Ruhpolding-Formation fällt dort in Richtung Südosten ein. Weiter im Osten des Arbeitsgebietes fallen die Schichten steil Richtung Südwesten unter die Oberalm-Formation ein. Eine im Süden inmitten des ehemaligen Gipsabbaus Knauf liegende Kieselkalkscholle der Ruhpolding-Formation fällt in Richtung Norden ein.

Oberalm-Formation

Die verfaltete Oberalm-Formation fällt im Mittel steil Richtung Südwesten ein. Die Raumorientierung der Falten konnte wegen der Aufschlussverhältnisse nicht eindeutig geklärt werden. Aufgrund der nur lokalen Verbreitung innerhalb der Schichtung wird die Entstehung dieser Falten mit syn-sedimentären Prozessen erklärt. Gegen Norden des Arbeitsgebietes wird der Einfallswinkel steil (70–80°). Am östlichen Rand des Arbeitsgebietes fallen die Schichten mit 50°–60° gegen Süden. Im Süden des Gebietes liegen kleinere isolierte Schollen von Oberalm-Formation dem Haselgebirge auf und fallen gegen Südosten steil ein.

Plassenkalk

Die Raumorientierung der Basis des Plassenkalks im Norden des Arbeitsgebietes wurde aus den Strukturlinien in der geologischen Karte (Kartenblattes ÖK 50, Blatt 98 Liezen) konstruiert, wobei diese flach in südliche Richtung einfällt.

Tektonische Interpretation

Gleittektonik Modell

Ottner (1990) interpretierte seine strukturellen Daten in diesem Arbeitsgebiet mit dem Modell der jurassischen Gleittektonik. Schon früher wurde diese Theorie einer Fremdherkunft der Deckscholle von Hahn (1913) aufgestellt. Auch Tollmann (1985) und Lein (1987) verwendeten Mechanismen der Gleittektonik als Erklärung für Schichtlücken, die Auflagerung von älteren auf jüngeren Schichtgliedern und das benachbarte Vorkommen von ursprünglich entfernten Faziesräumen ohne tektonische Grenzen in Form von Überschiebungen oder Seitenverschiebungen mit den dazugehörigen Störungsgesteinen. Ottner (1990) interpretierte seine geologische Kartierung mit großräumigen Gleitschollen, die im Oxfordium von südlicher Richtung in ein Becken eingeglitten sind. Für die gravitativen Bewegungen wurde eine flache Topografie angenommen.

Die folgenden Punkte unterstützen ein gleittektonisches Modell (Ottner, 1990):

- Die Deckscholle des Hallstätter Faziesraums glitt in ein tiefes Radiolarit/Kieselkalk-Sedimentbecken ein und wurde dabei auch intern deformiert.
- Das Vorkommen von Gleitfalten.
- Brekzien, die als Produkt des gravitativen Prozesses interpretiert wurden.
- Gradierte, brekziöse Horizonte und Turbidite im unterlagernden Gestein (Ruhpolding-Formation).

Salztektonik Modell

Prozesse der Salztektonik sind in den Kalkalpen mehrfach vermutet worden. Ein mobiles Haselgebirge zeigen schon die Profile von z.B. Tollmann (1976) oder Mandl (2000). Salztektonik und syn-sedimentärer Diapirismus auf Basis moderner mechanischer Prinzipien wurden in den Kalkalpen für das Gebiet östlich der Weyerer Bögen (Granado et al., 2018) und für Hallstatt (Fernandez et al., 2020) vorgeschlagen. Die Modelle basieren auf physikalischen Prozessen, welche Gravitation, Druckgradienten und die

Rheologie von Evaporiten berücksichtigen. Die Evaporite beginnen sich auch oberflächennahe duktil zu deformieren, wenn:

- die überlagernden Sedimente eine unterschiedliche Mächtigkeit haben und somit einen Druckgradienten auf die Evaporite ausüben (pressure head gradient);
- der Evaporitkörper (auch bei konstant mächtiger Überlagerung) aus der horizontalen Lage gebracht wird und aufgrund der Volumenkraft ein Druckgradient entsteht (elevation head gradient).

Mit zunehmender Überlagerungsmächtigkeit und Kompaktion der Sedimente verstärkten sich auch gravitative Instabilitäten.

Folgende Punkte unterstützen eine salztektonische Interpretation und das Vorhandensein eines Diapirs im Arbeitsgebiet:

- Die Raumlagen des Dachsteinkalks und der Ruhpolding-Formation bilden um das zentrale Haselgebirge eine ringförmige Struktur. Solche Rim-Synclines sind typisch für Diapire (HUDEC & JACKSON, 2007), welche durch Volumsdifferenzen in der Tiefe durch den aufsteigenden Diapir ein Einsinken der umgebenden Schichten bewirken.
- Bis auf lokale syn-sedimentäre Falten mit Amplituden und Wellenlängen im Meterbereich fehlen Strukturen, die das Eingleiten eines größeren Sedimentkörpers oder Olisthostrome anzeigen. Die lagengebundenen syn-sedimentären Falten stehen in keinem Zusammenhang mit Olistholithen, sondern zeigen lokale gravitative Instabilitäten an, welche in der Nähe eines aufsteigenden Diapirs zu erwarten sind.
- Syn-sedimentäre Brekzien in den verschiedenen stratigrafischen Horizonten (z.B. Rofanbrekzie, syn-sedimentäre Brekzien im Dachsteinkalk, Ruhpolding- und Werfen-Formation) zeigen gravitativ instabile Sedimentationsbedingungen in der Trias und im Jura an. Syn-sedimentäre Brekzien in verschiedenen stratigrafischen Niveaus sind typischerweise in der Umgebung von aufsteigenden Diapiren zu finden (HUDEC & JACKSON, 2007).
- Oberalm-Formation, Dachsteinkalk und Plassenkalk liegen im Untersuchungsgebiet auf einer ähnlichen topografischen Höhe. Markante tektonische Kontakte oder Seitenverschiebungen mit signifikantem Versatz wurden zwischen diesen Vorkommen nicht beobachtet. Das Absinken stratigrafisch jüngerer Formationen kann mit dem Kollaps eines zuvor aufgestiegenen Salzdiapirs erklärt werden, bedingt durch Lösungsprozesse im Salz.
- Die zahlreichen kinematischen Indikatoren im duktilen Haselgebirge zeigen im ganzen Untersuchungsgebiet eindeutig eine Fließrichtung nach Süden, die sich nicht durch die alpine Deckentektonik erklären lässt.

Konzeptuelles Modell der Evolution des Diapirs

Das Haselgebirge wurde im Oberperm und die Werfen-Formation in der Untertrias abgelagert. Die Sedimentation des Dachsteinkalks erfolgte während der Obertrias in einem Lagunenbereich. In Folge von Extension durch die Bildung des Meliata-Ozeans hat das Haselgebirge, das sich durch Verkippung (elevation head gradient) und/oder durch differentiellen Auflastdruck (pressure head gradient) mobil verhält, bereits in der Trias begonnen, diapirische Strukturen zu entwickelt. Die Ablagerung des Dachsteinkalks erfolgte dann an den Flanken des syn-sedimentär aufsteigenden Diapirs. Im Unterjura lagerte sich der Hierlatzkalk diskonform in einem Becken auf dem zuvor verkarsteten Dachsteinkalk ab. Über dem Diapir sedimentierte die Allgäu-Formation. Wenn die verfalteten Teile der Ruhpolding-Formation, welche das Haselgebirge überlagerten, über die Gesamtfläche des Diapirs restauriert werden, kann man die mit dem Haselgebirge überlagerte Fläche komplett bedecken. Die Tatsache, dass der unterlagernde Kieselkalk der Ruhpolding-Formation nicht deformiert ist, deutet darauf hin, dass die auflagernde Ruhpolding-Formation direkt auf dem Dach des Diapirs abgelagert wurde. In Folge des Aufstiegs des Diapirs und der damit verbundenen Subsidenz der umgebenden Sedimente bildete sich um den Diapir eine synklinalförmige Depression (Rim-Syncline). Der Diapir wurde durch die einsetzende Krustenverkürzung reaktiviert und floss vermutlich Ende des Kimmeridgiums an seinen Flanken in südliche Richtung aus. In der topografischen Hochzone über dem Diapir kam es im Norden des Arbeitsgebietes zur Ablagerung des Plassenkalks (Seichtwasserfazies), während im südlicheren Becken die Oberalm-Formation (Beckenfazies) abgelagert wurde. In Folge der Auflast und durch Lösungsprozesse kam es zum Kollaps des Diapirs, wodurch der Plassenkalk, Oberalm-Formation und Dachsteinkalk auf eine ähnliche topografische Höhe gebracht wurden.

Die salztektonische Interpretation hilft viele geologischen Beobachtungen im Arbeitsgebiet zu erklären und steht im Gegensatz zu Modellen, welche auf einer großräumigen jurassischen Gleittektonik fundieren. Daher wird die Existenz eines Wurzeralm-Diapirs vorgeschlagen.

Literatur

FERNÁNDEZ, O., HABERMÜLLER, M. & GRASEMANN, B. (2020): Hooked on salt: Rethinking Alpine tectonics in Hallstatt (Eastern Alps, Austria). – Geology, **49**/3, 325–329, Boulder.

FISCHER, A.G. (1964): The Lofer cyclothem of the Alpine Triassic, Symposium on cyclic sedimentation. – Kansas State Geological Survey Bulletin, **169**, 107–149, Kansas.

GRANADO, P., ROCA, E., STRAUSS, P., PELZ, K. & MUÑOZ, J.A. (2018): Structural styles in fold-and-thrust belts involving early salt structures: The Northern Calcareous Alps (Austria). – Geology, **47**/1, 51–54, Boulder.

HAHN, F.F. (1913): Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, 2. Teil. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **6**, 451, Wien.

HUDEC, M.R. & JACKSON, M.P.A. (2007): Terra infirma: Understanding salt tectonics. – Earth-Science Reviews, **82**/1–2, 1–28, Amsterdam.

LEIN, R. (1987): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Phyrn-Passes. – O.Ö. Geonachrichten, **2**, 22, Linz.

MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan Shelf: examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (Eds.): Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92**, 61–77, Wien.

MOSER, M., PAVLIK, W. & OTTNER, F. (2013–2014): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 48 Vöcklabruck. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

OTTNER, F. (1990): Zur Geologie der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen im Bereich des Warschenecks (O.Ö.). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **36**, 101–145, Wien.

TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen – Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – IX + 449 S., Wien.

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2: Außerzentralalpiner Anteil. – 710, Wien.

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2015–2019 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Subpenninikum und Penninikum auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

CHRISTOPH IGLSEDER & BENJAMIN HUET

Einleitung

Im Zuge der Neukartierung des Kartenblattes GK121 Neukirchen am Großvenediger wurde in den Jahren 2015 bis 2019 der Anteil der subpenninischen und penninischen Einheiten des nordwestlichen Tauernfensters aufgenommen und neukartiert.

Dieser Bericht präsentiert die Kartierungsergebnisse der zwei Teilgebiete, welche in der äußersten Südost- (Kartierungsgebiet Habach) und Südwestecke (Kartierungsgebiet Königsleiten) des Kartenblattes liegen. Es wird zuerst die Festgesteinsgeologie vom Liegenden zum Hangenden beschrieben, dann auf strukturgeologische Beobachtungen bzw. die tektonischen Lagerungsverhältnisse eingegangen. Anschließend werden die quartären Ablagerungen sowie geomorphologische Phänomene behandelt. Neue, im Rahmen der begleitenden Grundlagenforschung gewonnene analytische Daten und Neuinterpretationen werden am Ende dieses Berichtes erläutert.

Die kartierten Gebiete sind flächenmäßig klein (ca. 6,5 km^2), ihre Bearbeitung war jedoch durch die geologische Mannigfaltigkeit und bislang teilweise fehlende Basisnomenklatur für lithostratigrafische und tektonische Einheiten im nordwestlichen Tauernfenster eine interessante Herausforderung.

Kartierungsgebiet Habach

Das Kartierungsgebiet Habach (Südostecke des Kartenblattes 121, ca. 2,5 km^2) befindet sich südlich des Salzachtales, am Ausgang des Habachtales, zwischen den Ortschaften Kohlhäusl, Schönbach und Haus im Westen bzw. den Ortschaften Habach und Einöden im Osten. Die Aufschlussverhältnisse mit anstehendem Fels sind aufgrund der quartären Bedeckung mit Talalluvionen, Schwemmkegeln, Eisrandablagerungen und Grundmoräne spärlich. Am Hang südöstlich der Ortschaft Habach wurden trotz großflächiger Bedeckung mit Eisrandablagerungen und Grundmoräne entlang von Forststraßen und Wegen gute Aufschlüsse gefunden.

Peitingalm-Komplex

Das Kartierungsgebiet Habach wird gänzlich von Gesteinen des Peitingalm-Komplexes (PESTAL, 2015) aufgebaut. Im Liegenden ist hellgrauer, meist massiger Orthogneis aufgeschlossen. Dabei handelt es sich um ein Biotit und Muskovit führendes, quarz-feldspatreiches, teilweise mylonitisches Gestein mit bis zu 5 mm großem Feldspat, vorwiegend aber Plagioklas-Porphyroklasten. Auffallend ist das teils gehäufte Auftreten von schieferungsparallelen und verfalteten Lagen von Quarzmobilisat. Manchmal ist chloritreicher, feinkörniger Glimmerschiefer in Wechsellagerung zu beobachten. Das Hangende wird von teils karbonatischem und phyllitischem Glimmerschiefer, mit untergeordnet Metaarkose- und unreinen Quarzitlagen aufgebaut. Meist sind diese feinkörnigen Gesteine grünlich im Erscheinungsbild, deutlich geschiefert, hellglimmerreich und führen Chlorit. In den karbonatischen Bereichen sind Lagen von unreinem Kalzitmarmor im Zentimeterbereich beobachtbar. Zu erwähnen ist, dass die auf den Nachbarblättern GK122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003) und GK151 Krimml (KARL & SCHMIDEGG, 1979) beschriebenen, dunklen „Habachphyllite“ sowie Chlorit-Epidotgneise im Arbeitsgebiet nicht gefunden wurden.

Die teils mylonitischen Schieferungsflächen der Gesteine des Peitingalm-Komplexes fallen in den liegenden Bereichen steil Richtung Nordosten, in den hangenden Bereichen meist mittelsteil bis steil in nördliche Richtungen ein. Die Gesteine sind stark verfaltet und durch enge, mehr oder weniger E–W streichende Faltenachsen, mit mittelsteil bis steil nach NNE und SSE einfallenden Achsenflächen charakterisierbar. Tektonisch werden die Gesteine des Peitingalm-Komplexes der Habach-Decke des Venediger-Deckensystems im Subpenninikum zugeordnet (modifiziert nach PESTAL, 2015).

Quartäre Ablagerungen (Habach)

Im Zuge der Aufnahme wurde versucht, die Grenze zwischen Eisrandablagerung am Hangfuß und Grundmoräne am Hang abzutrennen. Dabei wurde zwischen mehr schluff- und oft feinsandbetonter Grundmoräne und mehr sand-kiesbetontem Sediment der Eisrandablagerungen unterschieden. Durch die Lage des Kartierungsgebietes nahe dem Talboden wurde häufig eine Vermischung mit angularem bis gerundetem Lokalschutt (Orthogneis, Glimmerschiefer, Quarzit) beobachtet. Auffallend ist das gehäufte Vorkommen von meist mehreren Kubikdezimeter großen erratischen Blöcken von Zentralgneis vom Hangfuß bis in die Hanglagen. Große Areale werden von teils mächtigen Schwemmfächern, Schwemm- und Murkegeln des Aschbaches, Schönbaches und Habaches eingenommen, welche Fluss-, Auen- und Überschwemmungsablagerungen des Salzachtales bedecken und überlagern.

Kartierungsgebiet Königsleiten

Das Kartierungsgebiet Königsleiten (Südwestecke des Kartenblattes 121, ca. 4 km^2) befindet sich westlich der Salzach und südlich des Gipfels Königsleiten (2.315 m). Es umfasst von West nach Ost die Larmachalm, den Larmerbach, die Leitenalm, die Brucheckalm, das Edelweißhaus sowie den Nordteil vom Almdorf Königsleiten bis zur Salzachbrücke (1.436 m). Aufschlussverhältnisse mit anstehendem Fels sind entlang von Bacheinschnitten (z.B. Larmerbach) und Bergrücken vorhanden, nur südwestlich des Gipfels Königsleiten sowie südwestlich des Salzachtals sind größere Areale durch Grundmoräne und Moränenstreu bedeckt. Der südliche Bereich des Kartierungsgebietes wird vorwiegend von Einheiten des Subpenninikums und Penninikums im nordwestlichen Tauernfenster aufgebaut, während im nördlichen Bereich des Kartierungsgebietes ausschließlich Gesteine des Oberostalpins auftreten.

Wustkogel-Formation

Die liegendste Einheit im Kartierungsgebiet Königsleiten wird von Gesteinen der Wustkogel-Formation (Pestal et al., 2009; Pestal, 2015 und Referenzen darin) gebildet. Diese formen einen ca. 3,5 km langen und 150–500 m breiten Körper, der aus Metarhyolith, unreinem Quarzit sowie untergeordnet Metatuffbrekzie besteht. Die Gesteine variieren abhängig vom Deformationsgrad in ihrem Aussehen und Mineralbestand. Die weißlich-grau-grünlichen, selten rötlichen, rhyolithischen Gesteine haben eine gut ausgebildete mylonitische Schieferung. Meist sind sie verfaltet und zeigen eine, sich im Zehnermeterbereich ändernde Wechsellagerung von quarz-feldspatreichen, oft porphyroklastischen Partien mit gut geschieferten, chloritreichen, eisenhydroxid-hellglimmerreichen Bereichen. Deutlich ist anhand von Quarz- und Feldspat-Porphyroklasten die porphyrische vulkanische Textur der Gesteine erkennbar. Die Porphyroklasten zeigen manchmal grünliche bis rosa Färbung und sind in Millimeter- bis Zentimetergröße ausgebildet. Im Bereich des Larmerbaches wurden bis zu 7 cm große, mylonitisch überprägte Quarzkomponenten beobachtet. Häufig ist das Auftreten von schieferungsparallelen Quarzmobilisatlagen, sowie Quarzadern, die sowohl normal zur mylonitischen Streckungslineation, als auch entlang von Achsenflächen ausgeprägt sind. Am Oberlauf des Baches, nordwestlich vom Almdorf Königsleiten, konnte ein Gestein mit bis zu 8 cm großen, eckigen, violett-grünlichen Schiefer- sowie Quarz-Komponenten aufgefunden werden, welches als Metatuffbrekzie interpretiert wird. Am Forstweg zum Gasthof Larmachalm und entlang des Larmerbaches ist das Vorkommen von weißlich-grau-grünlichem, serizitreichem, manchmal rötlich-orangem, eisenhydroxidreichem, unreinem Quarzit beobachtbar. Auch dieser ist, vergleichbar dem grobkörnigen Metarhyolith, mylonitisch überprägt sowie stark verfaltet und führt meist Quarzporphyroklasten in Millimetergröße. Auffallend sind Einschaltungen von dezimetermächigem Serizit-Phyllit- und rötlich-violetten Tonschieferlagen in den hangenden Bereichen der Einheit, welche auf eine tektonische Verschuppung mit Gesteinen der Bündnerschiefer-Gruppe zurückführbar sein könnten.

Charakteristisch für die Gesteine der Wustkogel-Formation ist ein Einfallen der mylonitischen Schieferungsflächen meist flach bis mittelsteil Richtung N(N)E und ein großräumiger Faltenbau. Eine erste Faltengeneration wird von duktilen Isoklinalfalten mit (W)NW–(E)SE streichenden, meist mittelsteil nach (W)NW abtauchenden Faltenachsen und nach NE-Richtungen einfallenden Achsenflächen gebildet. Diese wird von spröd-duktilen, meist offenen Kinkfalten, mit ca. N–S streichenden Faltenachsen und steil nach Südosten und Nordwesten einfallenden Achsenflächen überprägt. Dabei entstandene Falteninterferenzmuster konnten als „Type 1“ (Grasemann et al., 2004) interpretiert werden. Sowohl an der Nordgrenze als auch an der überkippten Südgrenze ist das Auftreten von bis zu 30 m mächtigen Kataklasithorizonten beobachtbar (Larmerbach, Graben der Larmachalm, Bach nordwestlich Almdorf Königsleiten). Diesen kommt, bezüglich der tektonischen Abtrennung dieser Einheit, eine besondere Bedeutung zu. Es handelt sich um meist kohäsionslosen, seltener kohäsiven Kataklasit aus Metarhyolith. Innerhalb des Kataklasits und in seinem Nahbereich auftretende, dynamisch rekristallisierte, mylonitische Quarzlagen deuten auf eine Bildung im spröd-duktilen Übergangsbereich hin. Tektonisch wird die Wustkogel-Formation in die Tettensjoch-Decke (modifiziert nach Frisch, 1968, 1974 und Thiele, 1974) des Modereck-Deckensystems gestellt, welche im Zuge der Arbeiten im Kartierungsgebiet Königsleiten neu identifiziert wurde. Die Deckengrenzen sind durch markante Bewegungshorizonte (Mylonit und Kataklasit) mit einer ungefähr E–W streichenden mylonitischen Streckungslineation charakterisiert.

Seidlwinkl-Formation

Über der Wustkogel-Formation der Tettensjoch-Decke folgen ganz im Süden des Kartierungsgebietes die Gesteine der Seidlwinkl-Formation (Pestal et al., 2009 und Referenzen darin), welche auf dem Kartenblatt nur einen sehr kleinen, etwa 700 m^2 großen Bereich einnehmen. Sie bestehen aus grau-weißlich-blau gebändertem Dolomitmarmor. Dieser ist verfaltet und teils stark zerklüftet. Auffallend ist der Reichtum an Kalzitadern. Der Dolomitmarmor wird überlagert von dunkelgrauem, unreinem, hellglimmerreichem Kalzitmarmor. Dieser ist meist verfaltet und mylonitisch überprägt, wechsellagernd mit Partien von statisch rekristallisierten, gröberen Bereichen und Serizit-Phyllitlagen. Südlich der Leitenalm ist am Forstweg eine Einlage-

rung von ca. 4 m mächtigem, mylonitischem Dolomitmarmor aufgeschlossen, der auch teilweise in E–W-Richtung gestreckte Boudins mit grobkörnig rekristallisiertem Kalzit in den Zwischenräumen bildet. Erwähnenswert ist das häufige Auftreten von Eisenhydroxid-Ausfällungen und grobkörnigen Kalzitadern. Aufgrund von paläontologischen Vergleichsuntersuchungen und dabei identifizierten Fossilien (Kristan-Tollmann, 1961; Kleberger et al., 1981 und Referenzen darin) werden diese Lithologien zeitlich in die Mittel- und Obertrias eingestuft.

Die mylonitischen Schieferungsflächen der karbonatischen Gesteine fallen aufgrund der offenen Verfaltung mit (W)NW–(E)SE streichenden, flach nach (W)NW abtauchenden Faltenachsen und nach (W)NW einfallenden Achsenflächen mittelsteil sowohl Richtung N(E) als auch Richtung SW ein. Tektonisch wird die Seidlwinkl-Formation zur Nösslachwand-Decke (modifiziert nach Frisch, 1968, 1974 und Thiele, 1974) des Modereck-Deckensystems gezählt, welche im Zuge der Arbeiten im Kartierungsgebiet Königsleiten neu identifiziert wurde. Größere Anteile dieser Einheiten finden sich auf dem südlich angrenzenden Kartenblatt GK151 Krimml (Karl & Schmidegg, 1979). Die nördliche Deckengrenze zu Gesteinen der Bündnerschiefer-Gruppe (Gerlos-Zone) wird durch mittelsteil Richtung N(E) einfallende Schieferungsflächen mit einer ungefähr E–W streichenden mylonitischen Streckungslineation charakterisiert.

Karbonatgesteine der Mittel- und Obertrias sowie Unterjura

In das Hangende folgen die „Karbonatgesteine der Mittel- und Obertrias sowie Unterjura“, einer Einheit, die von Kalk- und Dolomitmarmor aufgebaut ist. Diese Einheit bildet meist exotische Blöcke (Olistolithe) und/oder tektonisch beanspruchte, gestreckte Karbonatzüge innerhalb der mengenmäßig vorherrschenden „Bündnerschiefer“ der Nordrahmen- und Matrei-Zone (Pestal et al., 2009 und Referenzen darin). Makroskopisch sind diese Marmore ähnlich den Gesteinen der Seidlwinkl-Formation. Im Zuge von detaillierter Kartierungsarbeit konnte der Dolomitmarmor anhand der gelblichen Bänderung, der Kalzitmarmor anhand seiner Reinheit, Grobkörnigkeit und Bänderung unterschieden werden. Letztere ist zum Teil mit karbonatischer Metabrekzie vergesellschaftet. Leider ist im Arbeitsgebiet kein direkter Kontakt zu Gesteinen der Seidlwinkl-Formation aufgeschlossen bzw. immer durch Gesteine der Bündnerschiefer-Gruppe voneinander getrennt. Dolomitmarmor wurde selten im Bereich des unteren Bachlaufes nordwestlich Almdorf Königsleiten und ein kleines Vorkommen 500 m westsüdwestlich des Gasthofs Larmachalm aufgefunden. Diese weiß-dunkelgrau-gelblich gebänderten Gesteine sind meist unrein und massig ausgeprägt, hellglimmerreich und reich an Kalzit- und Quarzadern. Auffallend ist die an der Grenze zur unterlagernden Wustkogel-Formation aufgeschlossene, teilweise kataklastische Überprägung. In Bereichen mit Serizitlagen ist der Dolomitmarmor mylonitisch geschiefert und auf den Schieferungsflächen ist Talk ausgebildet, ein metamorphes Mineral, das typisch für Quarz führenden Dolomitmarmor ist. Selten sind in massigeren Bereichen entlang von Klüften Kupfervererzungen (Malachit, Azurit) beobachtbar. Der Kalzitmarmor tritt vor allem im Bereich der Königsleitenbahn, 250 m nordwestlich der Edelweißhütte, als 200 m mächtiges Gesteinspaket um das Almdorf Königsleiten, als schmaler Zug um die Larmachalm sowie im oberen Bereich des Larmerbaches auf. Er ist meist mittelkörnig, rein, mylonitisch und variiert im Aussehen von hellgrau-dunkelgrau bis zu weißlich-grau gebänderten Typen. Die vorher erwähnte karbonatische Metabrekzie („Richbergkogelbrekzie“ nach Dietiker, 1938) tritt als meist dunkelgrauer, manchmal hellgrau gebänderter, bis 10 m mächtiger, unreiner Kalzitmarmor in den hangenden Bereichen der „Karbonatgesteine“ auf. Auffallend sind hier bis zu 4 m mächtige Bereiche mit brekziierten Dolomitlagen und -komponenten. In stark mylonitisierten Lagen bilden sie Dolomitporphyroklasten bis zu mehreren Zentimetern Größe, welche von einer feinkörnigen kalzitischen Matrix umflossen werden. Häufig sind diese Gesteine Grafit führend, reich an Quarz-Serizitlagen und Kalzitadern. Im Bachlauf etwa 170 m westlich der Larmachalm kann im direkten Verband mit der karbonatischen Metabrekzie ein grauer, unreiner Kalzitmarmor mit dunklen Knauern beobachtet werden, in dem von Dietiker (1938) Bruchstücke von Echinodermen nachgewiesen und von ihm zeitlich in das Rhätium–Unterjura (Lias) eingestuft wurden.

Bündnerschiefer-Gruppe

Direkt im Hangenden der Marmore und Metabrekzie folgt eine metasedimentäre Abfolge von dunkelgrauem bis hell-grünlich-grau-violettem Kalkschiefer sowie karbonatischem Chlorit-Serizit-Phyllit. Immer wieder sind Kalzitmarmor- und Quarzlagen zwischengelagert, die meist mylonitisch überprägt sind und manchmal eisenreiche Lagen bilden. Häufig sind die Vorkommen von Grafitschiefer bis Grafitphyllit, welche reich an Kalzitadern sind und im Bereich des Larmerbaches bis zu 20 m Mächtigkeit erreichen. Erwähnenswert sind meist in den liegenden Bereichen dieser Einheit auftretende Einschaltungen von unreinen, weißlichen, selten grünlichen Quarzitlagen, die als Metaradiolarit interpretiert werden. Diese sind mylonitisiert, stark verfaltet und führen auf den Schieferungsflächen Serizit. Immer wieder konnten in Verbindung mit unreinem Quarzit metermächtige Serpentinitlinsen und Lagen von Talkschiefer beobachtet werden (Bach westlich Gasthof Larmachalm, Larmerbach). Diese Assoziation erlaubt Rückschlüsse auf eine Ablagerung des Radiolarits im Bereich des Ozeanbodens. Ebenfalls im Verband mit Quarzit ist im Larmerbach ca. 220 m nordwestlich der Larmachalm eine etwa 2 m mächtige Lage grafitischen, dunklen Phyllits hervorzuheben, welcher in glimmerreichen Lagen dunkelgrau-schwarze, bis 2 mm große Knoten führt, die als Chloritoid interpretiert werden.

Diese Lithologien werden der Bündnerschiefer-Gruppe (Pestal, 2015 und Referenzen darin) zugeordnet und gemeinsam mit den unterlagernden Marmoren tektonisch zur Gerlos-Zone (modifiziert nach Karl & Schmidegg, 1964, 1979; Schmid et al., 2013) im Matrei-Nordrahmenzone-Deckensystem der Oberen Penninischen Decken gezählt. Die Gesteine zeigen ein mittelsteiles Einfallen der Schieferungsflächen Richtung Nordwesten bzw. Nordosten und selten Richtung Südwesten und Westen. Vergleichbar den Gesteinen des Subpenninikums ist in den karbonatischen Gesteinen und Phylliten des Penninikums eine großräumige Faltenstruktur kartierbar. Eine erste Generation von duktilen E–W streichenden Faltenachsen, mit steilen, meist nach N(W) einfallenden Achsenflächen, wird von spröd-duktilen, häufig offenen Kinkfalten, mit N–S streichenden Faltenachsen und nach NE bzw. SE einfallenden

Achsenflächen überprägt. Auffallend sind vor allem in der Bündnerschiefer-Gruppe beobachtbare teils konjugierte nach (N)W und (S)E einfallende spröd(-duktile) Scherklüfte, Harnische und Scherbänder, die meist eine E–W-Dehnung und selten sinistrale, manchmal auch dextrale Seitenverschiebungen anzeigen. Generell sind die Gesteine der Gerlos-Zone im Arbeitsgebiet durch teils (ultra-)mylonitische Scherzonen stark tektonisch beansprucht, wobei eine Zunahme der Deformation zu den Deckengrenzen hin erkennbar ist. Besonders im hangendsten Anteil der Bündnerschiefer-Gruppe ist im Nahbereich der Grenze zum Oberostalpin ein mehrere Zehnermeter mächtiger Kataklasithorizont aufgeschlossen, der Karbonat führende von vorwiegend Karbonat freien Gesteinen trennt.

Müllachgeier-Komplex

Die hangendste Einheit des Kartierungsgebietes wird von Gesteinen des Müllachgeier-Komplexes (Huet et al., 2020) aufgebaut. Dieser führt vorwiegend Quarzphyllit, Quarzit und untergeordnet Phyllit. Auffallend ist die noch teilweise Erhaltung von Sedimentstrukturen (Gradierung) und massige, hämatitreiche Lagen. Am Kontakt zu den unterlagernden karbonatischen Gesteinen und Schiefern der Gerlos-Zone ist, wie schon vorher beschrieben, teils Zehnermeter mächtiger, kohäsiver Kataklasit aus Quarzphyllit aufgeschlossen. Im Kataklasit ist ein planares Gefüge mit steil nach Nordosten einfallenden Flächen ausgebildet. Etwa 130 m südsüdöstlich des Gipfels Königsleiten (2.315 m) sind in frischen Aufschlüssen auf den Schieferungsflächen bis 2 mm große dunkle Knauern erkennbar, die unter dem Mikroskop als stark retrograd überprägter, chloritisierter Granat identifiziert werden konnten. Diese Gesteine zeigen, dass der Metamorphosehöhepunkt wahrscheinlich die obere Grünschieferfazies erreichte. Ähnliche Hinweise liefern metermächtige Lagen von Chloritoid-Schiefer etwa 550 m ostsüdöstlich des Gipfels Königsleiten. Der Chloritoid ist deutlich auf den Schieferungsflächen in Form mm-großer, teils idiomorpher, stahlblau-glänzender Kristalle erkennbar.

Die Schieferungsflächen des Müllachgeier-Komplexes fallen meist mittelsteil bis steil in nördliche Richtungen ein und im Gegensatz zu den umliegenden Einheiten sind relativ einfache Faltenstrukturen beobachtbar. Isoklinalfalten mit NNE–SSW streichenden, flach nach NNE abtauchenden Faltenachsen und durch die Hauptschieferung gebildete, flach nach NE einfallende Achsenflächen bilden eine erste Generation. Diese wird von Kinkfalten mit mehr oder weniger E–W streichenden, flachen Faltenachsen mit mittelsteilen bis steilen, nach Süden bzw. Norden einfallenden Achsenflächen überprägt. Diese zeigt auf den Schieferungsflächen eine deutliche Krenulationslineation mit Verzweigungen. Tektonisch liegen die Gesteine des Müllachgeier-Komplexes in der Königsleiten-Decke, die als Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems interpretiert wird (Huet et al., 2019).

Quartäre Ablagerungen und geomorphologische Phänomene (Königsleiten)

Im Arbeitsgebiet ist lokal Grundmoräne in Form von Moränenstreu nordwestlich der Larmachalm sowie im Bereich östlich der Leitenalm kartierbar. Besonders erwähnenswert sind quartäre Ablagerungen westlich der Salzach bzw. nordwestlich und südlich der Salzachbrücke (Kote 1.436 m). Hier konnten, ca. 100 m westnordwestlich der Salzachbrücke, an frischen Aufschlüssen feine, lakustrine, matrixgestützte Sedimente mit Dropstones beobachtet werden, welche von 1–10 cm mächtigen Anmoorlagen mit Torf und Baumrinde überlagert werden. Diese Situation wird als vermutlich holozäne, lakustrine Abfolge im Rückstaubereich infolge von Massenbewegungen interpretiert. Etwas weiter nordwestlich kann eine Abfolge von Eisrandablagerungen mit lokalen, steil einfallenden Deltaschüttungen beobachtet werden, welche von Grundmoräne mit gekritzten Geschieben überlagert wird. Letztere wurde in der Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial abgelagert.

Das Kartierungsgebiet liegt im oberen Bereich von initialen (Haupt-)Abrisskanten und Zerrgräben der „postglazialen Gleitung Königsleiten“ (Zischinsky, 1970), die im Zuge der Errichtung des Stauraumes „Speicher Durlassboden“ ingenieurgeologisch bearbeitet wurde. Im Zuge der Kartierung wurden nach Starkregenereignissen deutliche, frische Abrisse mit bis zu 5 m Versatz, vor allem südwestlich der Larmachalm, beobachtet. Generell handelt es sich hier um eine tiefgreifende Großstruktur, die sich teilweise in parallel zur Abrisskante umknickenden, WNW–ESE streichenden Bachläufen (südwestlich Larmachalm, Larmerbach, nordwestlich Almdorf Königsleiten) widerspiegelt. In teils noch nicht durch Schutzbauten abgesicherten Bachläufen nordwestlich Almdorf Königsleiten ist die Ansammlung einer erheblichen Menge von Lockermaterial (Phyllit, Kataklasit, Moränenmaterial) beobachtbar. Diese stellen, nicht zuletzt für die intensive touristische Nutzung, ein erhebliches Risikopotenzial für Muren dar. Nördlich des Aufnahmegebietes sind bei der Brucheckalm bzw. südöstlich des Bruchecks (2.144 m) deutliche, teilweise aktive Massenbewegungen in Form von tiefgreifenden Gleitungen und Sturzprozessen beobachtbar.

Begleitende Grundlagenforschung und Neuinterpretationen

Zur Bestimmung und besseren Charakterisierung der tektonischen und lithostratigrafischen Einheiten wurden im Rahmen der Kartierung, neben der strukturgeologischen Bearbeitung, detaillierte geochronologische und thermometrische Untersuchungen durchgeführt.

Mit U-Pb LA-ICPMS Altern an Zirkonen wurde die erste zeitliche Einordnung von rhyolithischen Gesteinen der Wustkogel-Formation (Tettensjoch-Decke) in das Cisuralium (274 Ma; Perm) gezeigt, welche diese als das älteste nachgewiesene, stratigrafische Glied dieser Einheit ausweist. Im Gegensatz zu vergleichbaren synsedimentären, permischen Gesteinen im Subpenninikum weiter westlich (Söllner et al., 1991; Vesela et al., 2010) zeigt das etwas jüngere Alter, dass die Sedimentation in diesem Bereich der Wustkogel-Formation etwas später begann. Dies erlaubt Rückschlüsse auf ein ähnliches geologisches Umfeld mit der Ablagerung von klastischen Sedimenten und synsedimentären Vulkaniten in intramontanen, postvariszischen Extensionsbecken am Südrand des alteuropäischen Kontinents (z. B. Riffler-Schönach-Becken, Pfitsch-Mörchner-Becken, Torhelm-Becken, Maurerkees-Becken, Vesela & Lammerer, 2008; Vesela et al., 2008, 2010).

Neukristallisierte Hellglimmer auf mylonitischen Schieferungsflächen von Dolomitmarmor der Seidlwinkl-Formation (Nösslachwand-Decke) wurden mittels Ar-Ar geochronologisch untersucht und zeigen ein Alter von etwa 32 Ma, das als Bildungsalter während der Deformation interpretiert wird. Eine vergleichbare Studie im nordöstlichen Tauernfenster (LIU et al., 2001) lieferte Ar-Ar Hellglimmeralter zwischen 22–37 Ma für Gesteine des (Sub-) Penninikums und 50–54 Ma für Gesteine des Unterostalpins. Aufgrund der Konsistenz in den Altern dieser Vergleichsdaten wird die Nösslachwand-Decke in das Subpenninikum gestellt. Vorher erwähnte paläontologische Vergleichsuntersuchungen (KRISTAN-TOLLMANN, 1961; KLEBERGER et al., 1981 und Referenzen darin) geben keine Rückschlüsse auf die tektonische Herkunft, da die Ablagerungsräume in der Trias zwischen Unterostalpin und Subpenninikum in ähnlichen paläogeografischen Räumen (am Nordrand des Penninischen Ozeans) gelegen waren.

Messungen an grafitischem Material in acht Proben der Bündnerschiefer-Gruppe (Gerlos-Zone) mittels RAMAN-Mikrospektroskopie ergaben Maximaltemperaturen von 350–391° C und 324° C für eine stark tektonisch beanspruchte Probe an der Deckengrenze zur subpenninischen Tettensjoch-Decke. Diese Daten deuten darauf hin, dass die Gerlos-Zone als Teil des Matrei-Nordrahmenzone-Deckensystems wenig bis gar nicht von der „Tauernmetamorphose“ beeinflusst wurde und somit die Peak-Metamorphose-Bedingungen eines früheren Hochdruckereignisses anzeigt (vgl. SCHARF, 2013; SCHMID et al., 2013).

Ein besonderes Augenmerk bei der Aufnahme war auf eine mögliche Fortsetzung des SEMP-Störungssystems nach Westen gerichtet. Dies konnte anhand von strukturgeologischen Untersuchungen nicht bestätigt werden. Ein teilweises Steilstellen der mylonitischen Schieferung ist meist durch einen Großfaltenbau mit E–W streichenden Faltenachsen bedingt. Oft ist das Auftreten von lokalisierten steilen Störungen mit seitenverschiebender Kinematik und konjugierte Störungssets von Scherklüften, Harnischen und Scherbändern beobachtbar, die schräg bis subparallel zu den Schieferungsflächen ausgebildet sind. Sie zeigen oft E–W-Dehnung und werden mit Exhumationsprozessen des „Tauernfensters“ in Verbindung gebracht.

Literatur

DIETIKER, H. (1938): Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). – Promotionsarbeit, 137 S., Zürich.

FRISCH, W. (1968): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **18**, 287–336, Wien.

FRISCH, W. (1974): Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner – Gerlospaß). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **66**/**67**, 9–20, Wien.

GRASEMANN, B., WIESMAYR, G., DRAGANITS, E. & FUSSEIS, F. (2004): Classification of Refold Structures. – The Journal of Geology, **112**/1, 119–126, Chicago.

HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J. & STINGL, V. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.

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

HUET, B., SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C. (2020): Bericht 2018–2019 zur Kartierung der Deckengrenze zwischen Königsleiten- und Wildkogel-Decke auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 151 Krimml. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 470–473, Wien.

KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1964): Exkursion I71: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **57**/1, 1–15, Wien.

KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 151 Krimml. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.

KLEBERGER, J., SÄGMÜLLER, J.J. & TICHY, G. (1981): Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuschertal und Wolfbachtal (Unterpinzgau/Salzburg). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **10**, 275–288, Innsbruck.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1961): Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges in Tirol. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **54**, 201–227, Wien.

LIU, Y., GENSER, J., HANDLER, R., FRIEDL, G. & NEUBAUER, F. (2001): $^{40}Ar/^{39}Ar$ muscovite ages from the Penninic-Austroalpine plate boundary, Eastern Alps. – Tectonics, **20**/4, 526–547, Washington, D.C.

PESTAL, G. (2015): Tauernfenster. – In: HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel, 102–124, Geologische Bundesanstalt, Wien.

PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHARF, A. (2013): Lateral extrusion and exhumation of orogenic crust during indentation by rigid Adriatic continental lithosphere – tectonic evolution of the eastern Tauern Window (Eastern Alps, Austria). – Dissertation, FU Berlin, 203 S., Berlin.

SCHMID, S.M., SCHARF, A., HANDY, M.R. & ROSENBERG, C.L. (2013): The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. – Swiss Journal of Geosciences, **106**/1, 1–32, Basel.

SÖLLNER, F., HÖLL, R. & MILLER, H. (1991): U-Pb-Systematik der Zirkone in Meta-Vulkaniten („Porphyroiden“) aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich). – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **142**, 285–299, Hannover.

THIELE, O. (1974): Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **117**, 55–74, Wien.

VESELA, P. & LAMMERER, B. (2008): The Pfitsch-Mörchner Basin, an example of the post-Variscan sedimentary evolution in the Tauern Window (Eastern Alps). – In: FROITZHEIM, N. & SCHMID, S.M. (Eds.): Orogenic Processes in the Alpine Collision Zone. – Swiss Journal of Geosciences, **101**/1, 73–88, Basel.

VESELA, P., LAMMERER, B., WETZEL, A., SÖLLNER, F. & GERDES, A. (2008): Post-Variscan to Early Alpine sedimentary basins in the Tauern Window (eastern Alps). – In: SIEGESMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Eds.): Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System. – Geological Society of London, Special Publications, **298**, 83–100, London.

Vesela, P., Söllner, F., Finger, F. & Gerdes, A. (2010): Magmatosedimentary Carboniferous to Jurassic evolution of the western Tauern window, Eastern Alps (constraints from U-Pb zircon dating and geochemistry). – International Journal of Earth Sciences, **100**, 993–1027, Berlin–Heidelberg.

Zischinsky, U. (1970): Ingenieurgeologische Karte des Stauraumes Durlaßboden. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **19**, 287–294, Wien.

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2020 über quartärgeologische Aufnahmen im Sölk- und Sattental auf Blatt 128 Gröbming

Gerit Griesmeier

Einleitung

Das im Aufnahmsjahr 2020 kartierte Gebiet befindet sich auf dem BMN-Kartenblatt ÖK50 128 Gröbming. Die Kartierung wurde im Jahr 2019 im Großsölktal in den zentralen Niederen Tauern begonnen und in diesem Jahr fortgesetzt. Genauer untersucht wurden von Nord nach Süd der Gröbminger Mitterberg, der Talausgang der Sölktäler sowie das Kar nördlich des Gumpenecks, das Plöschmitzkar, das Oberkar, Teile des Mößnakares, das Kar östlich des Badstubenspitzes (2.076 m), das Hüttkar wie auch Talbereiche im Großsölktal. Weitere Aufnahmen in den hinteren Talbereichen des Sattentales geben einen ersten Einblick in Bereiche außerhalb des Großsölktales.

Es wurden nur quartärgeologische Untersuchungen angestellt, für Festgesteinsaufnahmen sei auf Berichte von Ewald Hejl (z.B. Hejl, 2017, 2018 und Referenzen darin) und Griesmeier et al. (2021) verwiesen. Genaue Beschreibungen der Lithofazies der einzelnen Ablagerungsformen finden sich in Griesmeier (2020). Am Ende folgt eine Diskussion über eine lithofazielle Zuordnung gewisser beobachteter Ablagerungen.

Gröbminger Mitterberg

Der Mitterberg erhebt sich etwa 200 m über das Ennstal und bildet einen etwa 10 km langen, plateauförmigen Hügel. Aufschlüsse treten hauptsächlich an den Geländekanten am Plateaurand und in steilen Gräben auf. Das Plateau ist stark durch die Landnutzung geprägt und daher sehr arm an Aufschlüssen. Im Folgenden werden zuerst allgemeine Beobachtungen im Süden und Norden des Mitterberges beschrieben, im Anschluss folgen Detailbeobachtungen aus Gräben im Süden des Mitterberges.

An der Geländekante am Südrand des Plateaus und im Graben, der westlich von Dorf nach NNW führt und dann nach NE umbiegt, treten ab einer Seehöhe von etwa 780 m sehr gut konsolidierte Diamikte zum Teil mit Scherflächen auf. Die Matrix ist tonig-siltig und zumeist grau bzw. hellbraun durch Oxidation und macht den Großteil des Diamikts aus. Die subangularen bis gerundeten Komponenten darin sind zumeist unregelmäßig verteilt und oft nur wenige Zentimeter im Durchmesser. Selten treten größere Komponenten auf, die bis zu einem halben Meter messen. Unter den Geschieben finden sich sehr häufig kristalline Gesteine (Orthogneis, Glimmerschiefer, Amphibolit, Grünschiefer, lokaler Phyllit, Quarz, seltener Marmor) und selten (mesozoische) Karbonatgesteine und Sandsteine aus dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen (NKA). Im Liegenden des Diamikts sind vielerorts Kies-Sand-Gemische aufgeschlossen. Bei guter Erhaltung zeigen sie eine Schrägschichtung, die zumeist etwa Richtung Süden einfällt. Die Matrix besteht oft aus Grobsand bis Feinkies und ist nicht selten zementiert. Häufig ist das Sediment matrixgestützt, selten treten allerdings auch korngestützte Lagen auf. In diesen können zerbrochene Gerölle beobachtet werden. Die Komponenten sind in den meisten Fällen sehr gut gerundet, nur Komponenten aus lokalem Phyllit sind angular bis subangular. Die Größe der Gerölle reicht bis zu einem halben Meter, liegt jedoch zumeist im Zentimeterbereich. Wiederum gibt es diverse kristalline Gerölle und nur wenig NKA-Karbonatgesteine.

Der Hang unterhalb der Geländekante am Nordrand des Plateaus ist weniger steil ausgeprägt und weist aufgrund des starken Bewuchses eine deutlich geringere Anzahl an aussagekräftigen Aufschlüssen auf. Dennoch können verschiedene Faziesbereiche unterschieden werden, die auf eine coarsening upward-Sequenz hinweisen. Vor allem in den oberen Hangbereichen sind Kies-Sand-Gemische aufgeschlossen, die wie oben beschrieben ausgebildet sind. Die Schichtung ist zumeist subhorizontal, seltener ausgebildete schräggeschichtete Bereiche fallen in Richtung des Hangeinfallens, also Nord bis Nordwest. Häufig können in etwa mittlerer Hanghöhe Aufschlüsse aus relativ reinem Sand angetroffen werden. Er ist zumeist hellbraun und beinhaltet wenige Komponenten. Diese erreichen in sehr seltenen Fällen bis zu 30 cm Durchmesser. In den unteren Hangbereichen sind sehr feinkörnige Sedimente (Feinsand bis Ton) aufgeschlossen. Manchmal kann eine Laminierung beobachtet werden.

Graben bei Dorf

In der Kurve (740 m Sh.) direkt im Graben westlich von Dorf befindet sich ein Aufschluss bestehend aus einem mehrere Meter mächtigen Kies-Sand-Gemisch, der sich in zwei Bereiche gliedern lässt. Ein Teil des Aufschlusses beinhaltet schräg geschichtetes Kies-Sand-Gemisch, das mittelsteil nach N/NW einfällt. Die Komponenten setzen sich hauptsächlich aus Glimmerschiefer, Orthogneis, Amphibolit, Quarz und Karbonat zusammen und die Größe liegt zumeist im Zentimeterbereich. Die Matrix ist sandig bis feinkiesig und macht den Hauptbestandteil aus. Die Fazies des anderen Teiles vermittelt im Gesamten einen chaotischen Eindruck. Lithologisch beinhaltet er das-

selbe Material wie der oben beschriebene Teil, zusätzlich enthält er auch isolierte Sandlagen, die mittelsteil, manchmal sogar steil nach SW–NW einfallen. Da die Oberfläche des Aufschlusses ein Relief aufweist und die Schichtung manchmal relativ steil steht, wirkt es, als wären manche Bereiche verfaltet. Erschwert wird die Analyse dieses Aufschlusses, da er mehrere Meter lang und hoch ist und viele Stellen von abgewaschenem Sand verdeckt sind.

Weiter oben im Graben treten ebenfalls Kies-Sand-Gemische auf. Es lässt sich eine Abfolge aus wechselgelagerten Kies-Sand- und reinen Sandlagen erkennen. In korngestützten Lagen treten zerbrochene Gerölle auf. Diese Vergesellschaftung wird auf einer Seehöhe von etwa 780 m von massivem, matrixgestütztem Diamikt überlagert. Die Matrix ist tonig bis siltig, sehr stark konsolidiert und bricht nach Scherflächen. Einzelne Komponenten sind maximal 3 cm groß.

Gräben bei Schloss Gstatt

Beim Schloss Gstatt befinden sich zwei Gräben (N–S und NW–SE orientiert), die ineinander münden. Im untersten Bereich treten schräggeschichtete Kies-Sand-Gemische auf. In der tiefsten Schicht finden sich fast nur Komponenten aus Phyllit. Diese sind plattig und in schwach geneigten Schichten eingeregelt. Darüber finden sich gut gerundete kristalline Komponenten (Orthogneis, Glimmerschiefer, Amphibolit, Grünschiefer, lokaler Phyllit, Quarz). Weiter oben im Graben Richtung Norden treten auf etwa 750 m Seehöhe feinkörnige (Silt/Ton)-Lagen auf. Etwas oberhalb, am äußeren östlichen Rand dieses Grabens, treten wiederum zum Teil Gerölle auf, die direkt dem Festgestein aufliegen. Im Liegenden lagern vergleichsweise große Gerölle (Steine) und darüber folgen schräg geschichtete Kies-Sand-Gemische. Interessant ist, dass auf dem Kamm zwischen den Gräben im Norden und dem, der nach Westen abzweigt, auf einer Seehöhe von etwa 780 m Sand aufgeschlossen ist. Dieser ist hellbraun und mindestens zwei Meter mächtig. Im Norden des Grabens, bei Berg, finden sich laminierte Feinsande und Silte. Sie befinden sich auf 820–840 m Seehöhe. Zusammengenommen stellt die Abfolge eine fining upward-Sequenz dar. Allerdings kann nicht gesagt werden, dass die Abfolge einen genetischen und zeitlichen Zusammenhang hat. Es ist noch zu erwähnen, dass auf derselben Seehöhe (ca. 800 m) weiter im Westen ebenfalls laminierte Sande auftreten (Sandgrube bei Frankenbichl; WGS84: 47° 27′ 35″ N, 13° 57′ 14″ E). Diese Abfolge beinhaltet „climbing ripples“ und wellige Schichtung. Dies deutet auf sehr schnelle Sedimentation hin. Die Sande werden von mehrere Meter mächtigen, schräggeschichteten Kies-Sand-Gemischen diskordant überlagert. Es lassen sich mehrere schräggeschichtete Pakete unterscheiden, die meist an weiteren Diskordanzen aneinandergrenzen.

Diskussion der Sedimente am Mitterberg

Da sich die Nord- und Südseite des Mitterberges unterscheiden, werden zuerst die Ablagerungen im Norden und dann im Süden beschrieben, in beiden Fällen vom Liegenden in das Hangende. Von besonderem Interesse sind diese Sedimente vor allem, da sie im Liegenden der LGM (Last Glacial Maximum = Höhepunkt der Würm-Vereisung) Grundmoräne liegen. Sie geben also einen Einblick in die Talentwicklung des Ennstales vor dem letzten großen glazialen Hochstand.

Die feinen Sedimente an der Nordseite des Mitterberges, die vor allem am Hangfuß auftreten, werden als Seebeckenfüllung interpretiert. Die Sandlagen, die vor allem in mittlerer Hanghöhe auftreten, werden als distale Deltabereiche gesehen und die Kies-Sand-Gemische werden als Delta Foresets interpretiert. Die Aufschlusslage lässt keine eindeutige Abtrennung der Ablagerungsbereiche zu. Die Schüttung erfolgte nach Norden, was auch erklärt, warum mesozoische Karbonatgesteine aus dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen kaum vorhanden sind.

Im Süden zeigt sich ein anderes Bild. In zwei tief eingeschnittenen Gräben finden sich Delta Foreset-Ablagerungen in verschiedenen Höhenlagen. Der oben erwähnte Aufschluss bei Schloss Gstatt, der im untersten Bereich fast nur plattige Phyllit-Komponenten beinhaltet, ist einzigartig am Mitterberg. Er befindet sich knapp über dem heutigen Talboden. Die Phyllite sind auf einer flach geneigten Fläche, die vermutlich einen Hang widerspiegelt, eingeregelt und es scheint, als würden sie gravitativ, allerdings vermutlich subaquatisch dorthin verfrachtet sein. Im Bereich bei Berg treten darüber Siltlagen, Sande und wieder laminierte Tone/Silte auf. Diese feinkörnigen Ablagerungen werden als distale Foresets bzw. Seebeckenfüllungen (Bottomsets) interpretiert. Vor allem am Plateaurand sind massive Grundmoränenablagerungen erhalten, welche die Deltasedimente direkt überlagern.

Die liegenden Anteile der Sandgrube bei Frankenbichl werden als distale Deltaablagerung interpretiert. Die Kies-Sand-Gemische, welche die Sande diskordant überlagern, stellen wiederum Delta Foreset-Ablagerungen dar. Die einzelnen schräggeschichteten Pakete sind vermutlich entweder auf Seespiegelschwankungen oder unterschiedliche Schüttungsrichtung (Verlagerung der Rinnen am Delta) zurückzuführen.

Im Folgenden wird nun eine mögliche Entwicklungsgeschichte diskutiert.

Der zeitliche Beginn der Sedimentation ist ohne Altersdaten derzeit nicht genau festlegbar. Dennoch wird angenommen, dass während des Riss-Glazials der Talboden stark übertieft und der Mitterberg bis auf den Festgesteinssockel erodiert wurde. Da unter oder innerhalb der Kies-Sand-Gemische keine Grundmoränenablagerungen gefunden wurden (man beachte allerdings die dürftige Aufschlusslage), wird angenommen, dass diese Sedimente jünger als Riss-Hochglazial sind.

Nach dem Riss-Glazial wurde der Talboden sukzessive wieder aufgefüllt. Da viele Aufschlüsse Deltaablagerungen darstellen, muss es im Talbereich zumindest zeitweise einen See gegeben haben. Diese verzahnten mit feineren Ablagerungen im Seebecken. Schließlich erreichte der Seespiegel etwa 800 m und mehr und bedeckte somit den Felssockel des heutigen Mitterberges, womit dieser zum Sedimentationsraum wurde. Am Seeboden wurden die Sande und laminierten feinen Sedimente abgelagert, die heute am Mitterberg zu finden sind. Dies ist in der Sandgrube bei Frankenbichl dokumentiert. Mit der Zeit verlandete der See vermutlich. Während des Würm-Hochglazials überfuhr der Ennsgletscher die Sedimente, lagerte am Mitterberg mächtige Grundmoränensedimente ab und erodierte in anderen Talbereichen, sodass der Mitterberg heute den Talboden der Enns überragt. Viele der Flüsse, die heute den Mitterberg entwässern, entstanden vermutlich

als subglaziale Schmelzwasserrinnen, denn sie beginnen oft in Längsrichtung des ehemaligen Gletscherflusses.

Eine vergleichbare Situation wurde von STARNBERGER et al. (2013) am Unterangerberg im Inntal beschrieben und ergibt ein sehr ähnliches Bild der Talentwicklungsgeschichte.

Talausgang Sölktal

Vorweg soll erwähnt werden, dass der Talausgang der Sölktäler noch nicht zur Gänze untersucht wurde. Der Talausgang weist einen durch ausgedehnte Ebenen charakterisierten Bereich auf, der etwa 100 m über dem Talboden der Enns aushebt und Richtung Norden sehr sanft abfällt. Es handelt sich somit um ein Hängetal. Er wird nur im mittleren Bereich von der Sölk durchschnitten. Entlang des Sölkbaches ist Festgestein (Phyllite und Grünschiefer des Ennstal-Komplexes) aufgeschlossen. Auf der vorhin erwähnten Ebene, zwischen etwa 780 und 850 m, wurden an mehreren Stellen sandig-siltige, rotbraune Sedimente aufgegraben. Sie beinhalten kaum Komponenten, die, wenn vorhanden, zumeist gerundet sind und aus den Sölktälern stammen. Selten findet sich angulares Lokalmaterial. An manchen Stellen, oft auf einer Höhe von etwa 780–800 m, befindet sich eine wenige Zentimeter bis Dezimeter mächtige, siltreiche Schicht. Sie ist vor allem anhand zahlreicher Quellaustritte verfolgbar.

Bei Großsölk (WGS84: 47° 24′ 34″ N, 13° 57′ 46″ E) sind auf etwa 850 m Seehöhe zum Teil korngestützte, zum Teil matrixgestützte Kies-Sand-Gemische aufgeschlossen. Die Komponenten darin sind zumeist gut gerundet und stammen aus den Sölktälern. Die Sedimente zeigen manchmal eine Schichtung und sind unsortiert. Einzelne zerbrochene Gerölle geben Hinweis auf eine vertikale Auflast, die zum Beispiel von einem Gletscher stammen könnte, der die Sedimente überfuhr oder aber von einem mächtigen Sedimentkörper, der die Gerölle einst überlagerte. Auf diesen Sedimenten befindet sich eine laminierte Siltlage, wie sie bereits oben erwähnt wurde. In Bereichen über 900 m Seehöhe, um Großsölk, ragen kleinere Festgesteinsaufschlüsse aus der Ebene heraus. Die Bereiche dazwischen zeigen massive Diamikte, die als Grundmoränenablagerungen interpretiert werden.

Zu erwähnen ist, dass dieses Areal generell schlecht untersuchbar ist, da die Hänge zum Sölkbach stark bewachsen und die flacheren Bereiche oberhalb aufschlussarm und stark anthropogen überprägt sind. Aufgrund dessen können momentan nur Vermutungen über die Genese dieses Bereiches angestellt werden. Eindeutig lässt sich zwischen den groben, zum Teil geschichteten Geröllen und der darüber liegenden Siltschicht ein deutlicher Unterschied im Ablagerungsmilieu feststellen.

Gumpeneck

Nördlich des Gumpenecks (2.226 m) befindet sich ein langgestrecktes Kar. Der das Kar entwässernde Feisterbach macht im Unterlauf einen Bogen, um bei Großsölk in den Sölkbach zu münden. Im Bereich des Talausganges befinden sich Grundmoränensedimente zwischen Rundbuckeln (Kapitel „Talausgang Sölktal“). Darüber sind bis auf eine Seehöhe von etwa 1.140 m Eisrandsedimente aufgeschlossen. Diese bestehen aus einem Kies-Sand-Gemisch, in dem gut gerundete Gerölle auftreten. Im Geröllspektrum finden sich vermehrt Kalzit- (Sölk-Marmor) und Dolomitmarmore (Gumpeneck-Marmor), die aus dem Gipfelbereich des Gumpenecks und den Karwänden darunter stammen. Zusätzlich treten Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes auf. Oberhalb der Schönwetterhütte (1.442 m Sh.) folgen überkonsolidierte Diamikte mit tonig-siltiger Matrix, die als Grundmoränenablagerungen interpretiert werden. Im Karboden, der durch eine unruhige Morphologie mit Buckeln und Gräben charakterisiert ist, waren die Diamikte in einem künstlichen, etwa 1 m tiefen Graben aufgeschlossen. Die Matrix ist rötlich und die Komponenten darin sind eingeregelt. In manchen Lagen gibt es dunkelrote Verfärbungen, die vermutlich auf Oxidation zurückzuführen sind. Die Diamikte liegen dem Festgestein direkt auf und werden von Kies-Sand-Gemischen mit einzelnen Sandlagen überlagert. Diese weisen eine Horizontal- und bereichsweise Schrägschichtung und manchmal auch Imbrikation auf. Diese Sedimente werden als sub- oder proglaziale Schmelzwasserfluss-Ablagerungen interpretiert.

Im östlichen Bereich des Kares befinden sich Blockgletscherablagerungen. Sie sind stark von Zwergkiefern bewachsen. Anhand des Laserscanbildes lassen sich allerdings die einzelnen Loben gut unterscheiden und dadurch die Blockgletscherablagerungen von der Umgebung abgrenzen.

Am Gipfel des Gumpenecks (2.226 m) gibt es keine Festgesteinsaufschlüsse. Stattdessen findet man nur einzelne angulare Steine und Kiese. Im Bereich einer Doline sieht man, dass es sich dabei um eine 1–2 m mächtige Verwitterungsdecke handelt. Diese ist vermutlich auf periglaziale Verwitterungsprozesse (hauptsächlich Frostsprengung) zurückzuführen.

Der Bereich westlich der Gumpenalm ist großflächig aufgelockert und eine Abrisskante ist morphologisch gut erkennbar.

Plöschmitzkar

Mit der Bezeichnung Plöschmitzkar ist das gesamte Einzugsgebiet gemeint, das vom Plöschmitzbach entwässert wird. Beim Talausgang des Plöschmitzkares kommen mindestens 100 m mächtige sandig-kiesige Sedimente vor. Sie bilden Terrassen, die von einzelnen Erosionskanten begrenzt werden. Besonders interessant sind hierbei jene Erosionskanten, die der Plöschmitzbach in den Sedimenten verursachte. Diese verdeutlichen sehr anschaulich die im Vergleich zu heute deutlich höheren Sedimenteinträge zur Zeit der Bildung der Terrasse. Das gesamte Plöschmitzkar – im Bereich der Unteren- und Oberen Plöschmitzalm sowie der Karbereich westlich des Lämmertörlkopfes (2.046 m) – ist großflächig von Grundmoränenablagerungen bedeckt. Nur sehr selten tritt Festgestein an die Oberfläche. Der Karboden des Kares westlich des Lämmertörlkopfes (2.046 m) weist eine unruhige Morphologie mit einzelnen Vernässungszonen auf. Es ist anzunehmen, dass diese Charakteristik durch unebenen Gesteinsuntergrund bedingt ist, der von Grundmoränenablagerungen versie-

gelt wurde. Im obersten Karbereich, auf ca. 2.000 m Seehöhe befindet sich ein etwa 200 m langer, etwa E–W verlaufender, gebogener Wall mit rundem Kamm. Vermutlich handelt es sich hierbei um einen Endmoränenwall.

Im Bereich der Oberen Plöschmitzalm kann die Abgrenzung zwischen Festgestein, das durch periglaziale Prozesse verwittert ist und Grundmoränenablagerung anhand von Quellaustritten abgeschätzt werden. Da es keine Aufschlüsse, sondern nur eine dichte Vegetationsdecke gibt, scheint dies ein probates Mittel zu sein.

Oberkar

Das Oberkar befindet sich westlich von Mößna, nördlich des Knallbaches und ist durch eine Forststraße erreichbar. Zu Beginn führt die Straße über eine undeutlich ausgebildete Terrasse. Darüber folgen unkonsolidierte Diamikte mit tendenziell angularen bis subangularen Komponenten. Der obere Hang ist von Grundmoränenablagerungen geprägt, die bis in das Oberkar verfolgbar sind. Im Kar herrscht eine unruhige Morphologie vor. Einzelne Felsaufschlüsse sind vorhanden. Dies lässt darauf schließen, dass das unruhige Relief vor allem darauf zurückzuführen ist, dass die Grundmoräne auf unebenem Festgestein abgelagert wurde. Selten treten Vernässungszonen auf.

Mößnakar

Der nördliche Teil des Mößnakares konnte aufgrund der Jagdsaison leider nicht betreten werden. Es folgt eine kurze Beschreibung der Aufnahmen entlang des Wanderweges zum Bärneck (2.050 m). Im Taleingangsbereich befinden sich mehrere Meter mächtige Kies-Sand-Gemische mit angularen bis angerundeten Komponenten. Dem Weg weiter folgend fällt vor allem auf, dass man nahezu keine Felsen oder sonstige Aufschlüsse sieht. Bei der großen Brücke über den Bach kann man sehr schöne Granat-Glimmerschiefer mit Hornblendegarben (Wölz-Komplex) als Gerölle finden. Die Granate werden dabei über 1 cm groß. Im Bereich des Zusammenflusses der beiden Bäche aus dem Mößnakar befinden sich geschichtete Kies-Sand-Gemische und Diamikte. Zum einen deuten die geschichteten Sedimente auf eine fluviatile Ablagerung hin, die Diamikte wiederum auf glazigene Prozesse. Betrachtet man das gesamte Kar und die tief in Lockersediment eingeschnittenen Bäche, scheint die Vermutung naheliegend, dass diese Bäche die Grund- und Ablationsmoränenablagerungen überarbeiteten und fluviatile Sedimente anlagerten. Weiter östlich treten Diamikte mit siltig-sandiger Matrix auf. Sie sind relativ dicht gelagert. Hierbei handelt es sich um verwitterte Grundmoränenablagerungen. Der Weg zur Gstemmerscharte (1.910 m) führt weiter über Grundmoränenablagerungen und Vernässungszonen. Da keine Festgesteinsaufschlüsse auftreten, liegt die Mächtigkeit dieser Sedimente wohl bei mehreren Metern. Der südliche Teil des Kares ist ähnlich ausgebildet wie das oben beschriebene Oberkar. Kleine Aufschlüsse und Vernässungen dazwischen deuten auf eine Grundmoränenbedeckung auf felsigem Untergrund hin. Die westexponierte Seite weist keine Karwand auf. Die Grund- und Ablationsmoränenablagerung ist hier bis in den Kammbereich anzutreffen. Dieser besteht aus Granat-Glimmerschiefern, die im anschließenden Tal Wände bilden. An zwei Stellen, direkt bei der Gstemmerscharte (1.910 m) und auf etwa 1.960 m Seehöhe, befinden sich Zerrspalten.

Kar östlich des Badstubenspitzes

An der langen Forststraße, die bei Mößna beginnt, sind zunächst in und über einer undeutlich ausgebildeten Terrasse Kies-Sand-Gemische aufgeschlossen, wobei die Komponenten eher eckig sind und viel Lokalmaterial enthalten ist. Die oberen Hangbereiche sind von matrixgestützen Diamikten mit sandiger Matrix und reichlich Lokalmaterial bedeckt. Im Kar befindet sich auf 1.575 m Seehöhe eine Vernässungszone, die darauf hindeutet, dass in diesem Bereich stauende Sedimente auftreten, wie es für Grundmoränenablagerungen typisch ist. Interessant ist ein etwa 300 m langer Seiten- und Endmoränenwall weiter östlich in dem kleinen Kar direkt südöstlich des Badstubenspitzes (2.076 m). Er weist eine sandige Matrix auf, beinhaltet feinkörnige Glimmerschiefer und ist stark bewachsen. Dahinter wird ein kleiner See gestaut.

Hüttkar

Das vergleichsweise schmale Hüttkar westlich des Dürrmoos, umrahmt von hohen Karwänden, weist eine spezielle Morphologie auf. Flache Ebenen, die von Grundmoränenablagerungen aufgebaut sind, werden immer wieder von steilen Felsstufen (aus Granat-Glimmerschiefern) unterbrochen. Auf den Ebenen treten insgesamt drei Wälle auf, in den Seehöhen 1.780 m, 1.790 m und 1.920 m. Die Wälle sind etwa 150 m lang und wenige Meter hoch. Zudem weisen ihre Kämme eine runde Form auf. Die unteren beiden bestehen aus einem matrix-gestützten, massiven Diamikt. Der obere Wall besteht aus korngestützten Blöcken und Steinen. Alle drei Wälle werden als Endmoränenwälle interpretiert. Sie wurden vermutlich im Würm-Spätglazial (~19–11,7 ka; Reitner et al., 2016) gebildet.

Sattental

Das Sattental befindet sich westlich der Sölktäler, am Westrand des Kartenblattes. Untersuchungen bei der Schneetalalm und Klamm sowie unterhalb derer geben erste Einblicke in das Tal. Der untere Talbereich wird von Kies-Sand-Gemischen bzw. Diamikten aufgebaut. Häufig kann eine Einregelung von Komponenten beobachtet werden. Lokal sind immer wieder Diamikte aufgeschlossen, die keine Sortierung zeigen. Ein großer Bereich dieser Sedimente befindet sich in einer Massenbewegung und ist stark aufgelockert und bewegt. Im Kar bei der Schneetalalm befinden sich Grundmoränenablagerungen. Einzelne Wälle deuten darauf hin, dass das Kar im Würm-Spätglazial von einem Gletscher bedeckt war. Dieser Gletscher konnte zumindest bis auf 1.700 m Seehöhe vorstoßen, hier ist ein Endmoränenwall erhalten. Im Nebenkar – der Klamm – befindet sich eine Blockgletscherablagerung. Sie besteht aus Blöcken, die ineinander verkeilt und in mehreren Loben angeordnet sind. Unterhalb, bzw. nördlich davon, gibt es einzelne Endmoränenwälle, die vermutlich von einem spätglazialen Gletscher gebildet wurden. Die Wäl-

le, auch die bei der Schneetalalm, sind meist undeutlich ausgebildet und die Kämme stark gerundet. Da es mehrere Wälle hintereinander gibt, ist von einem mehrphasigen Zurückweichen der Gletscherzunge, unterbrochen von Stabilisierungsphasen, auszugehen. Auffallend ist zudem, dass am Weg zur Schladminger Alm überwiegend Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes auftreten, im Bereich des Kares, der Klamm, hingegen mehrheitlich Paragneise des Riesach-Komplexes. Diese für die laufende Kristallin-Kartierung wichtige Beobachtung deutet darauf hin, dass die Grenze zwischen den beiden Einheiten im nordöstlichen Bereich des Kares zu liegen scheint.

Die bereits erwähnte Massenbewegung befindet sich im Bereich der Schladminger Alm und am Hang darunter. Deutliche Abrisskanten sind am Kamm zwischen Schladminger Törl (1.945 m) bis zu einem namenlosen Berg mit 2.042 m Seehöhe ausgebildet. Darunter sind die Felsen stark aufgelockert, was vor allem durch zahlreiche antithetische Brüche auffällt. Der aus Lockersedimenten aufgebaute Hang darunter wurde, wie bereits erwähnt, stark in Mitleidenschaft gezogen.

Diskussion über die lithogenetische Zuordnung gewisser Tal- und Hangablagerungen

Im Folgenden werden Sedimente, welche die erwähnten Terrassen aufbauen und auch jene auf den Hängen darüber, genauer unterteilt und es wird eine lithogenetische Zuordnung diskutiert.

Talgrundablagerungen und Terrassenkörper im Großsölktal

Der Talboden des Großsölktales zwischen dem Großsölkstausee und Sankt Nikolai ist ungünstig stark besiedelt und anthropogen genutzt. Daher ist die Aufschlusslage dürftig. Morphologisch ist jedoch auffallend, dass in vielen Bereichen, vor allem auf der Westseite, Terrassen ausgebildet sind, die eine deutliche Erosionskante aufweisen. Diese Terrassen bilden ein Niveau, das von Sankt Nikolai bis hin zum Stausee kontinuierlich sanft abfällt. Zusätzlich fallen die Terrassen auch sanft Richtung Talgrund hin ab. An Mündungen von Seitentälern gibt es kegelförmige Körper, die allerdings seitlich mit den Terrassen verzahnen und daher nicht gegeneinander abgrenzbar sind. Der Sedimentinhalt ist – wo erkennbar – durchwegs sehr ähnlich ausgebildet. Lithofaziell handelt es sich dabei um Kies-Sand-Gemische. Mitunter treten im Sediment allerdings auch Gerölle in Steingröße auf. Die Matrix ist in den meisten Fällen sandig, manchmal gibt es sogar Sandlagen. Auch Bereiche mit siltigem Matrixanteil sind vorhanden. Bei Sankt Nikolai ist eine Terrasse angeschnitten, die geschichtete Kies- und Sandlagen beinhaltet (siehe Griesmeier, 2020), welche als Deltaablagerung interpretiert werden.

Es stellt sich nun die Frage, wie all diese Sedimente entstanden sind. Einerseits könnte es sich um Eisrandablagerungen, andererseits um (glazio-)fluviatile Sedimente im Vorfeld eines Gletschers bzw. Hangablagerungen (Murenablagerungen, Schwemmkegel, Hangschutt), die von den Talflanken geschüttet wurden, handeln.

Eine Eisrandablagerung ist folgendermaßen definiert: „*Ablagerung, die in einer durch einen Gletscher verursachten Stausituation am Rand des Eises angelagert wurde.*“ (Steinbichler et al., 2019). Um die Terrassen im Sölktal nun als Eisrandablagerungen zu deklarieren, muss geklärt werden, welcher Gletscher oder Toteiskörper diese Stausituation verursacht haben könnte. Es könnte sein, dass ein sehr mächtiger Toteiskörper vom restlichen Gletscher abgetrennt wurde und diese Staufunktion übernahm. Dieser müsste im Bereich des Stausees gelegen haben, um das gesamte Tal bis Sankt Nikolai zu stauen und einen etwa 250 m tiefen See zu erzeugen. Dies erklärt allerdings das kontinuierlich abfallende Terrassenniveau nicht. Außerdem zeigen Rezentbeispiele, dass Gletscher bzw. Toteiskörper in Berührung mit großen Mengen an Wasser oft aufschwimmen und sehr rasch abschmelzen.

In Gegenden, in denen es derzeit noch große Gletscher gibt, sind in deren Vorfeld sehr ausgedehnte Flusssysteme (braided river) vorhanden, die große Mengen an Sediment umlagern. Sie beinhalten Kiesbänke, die bereichsweise geschichtet sind und dazwischen Rinnen, in denen je nach Wasser- und Abflussmenge grobe Steine und Kiese oder Sande abgelagert werden. Bereichsweise treten auch feinkörnige Überschwemmungssedimente auf. Die oben beschriebenen Ablagerungen könnten (glazio-)fluviatile Sedimente im Vorfeld des zurückweichenden „Großsölkgletschers“ darstellen. Eine solche Interpretation würde zudem auch das kontinuierliche Abfallen der Terrassen gegen talauswärts erklären. Die Terrassen im Großsölktal würden genau jene Bereiche darstellen, in denen diese Talsedimente mit Hangablagerungen bzw. Schwemmkegeln von den Talflanken verzahnen, wodurch auch das sanfte Abfallen der Terrassen talwärts zum Großsölktal erklärt werden könnte.

Nicht selten gibt es im Vorfeld eines Gletschers, dessen Stirn zurückweicht, auch Toteiskörper bzw. Toteislöcher, die oftmals mit Wasser gefüllt sind. Bei Sankt Nikolai vereinigen sich zwei etwa gleich große Täler. Hier könnte sich ein großer Toteiskörper und in weiterer Folge ein See gebildet haben. An den Mündungen von Flüssen aus den beiden Tälern in diesen See könnten die oben beschriebenen Deltasedimente abgelagert worden sein, aus welchen die Terrassen bei Sankt Nikolai aufgebaut sind. Beim Rückgang des Sedimenteintrages hätten sich der heutige Bräualmbach und der Großsölkbach in die zuvor angeschütteten Sedimente eingegraben und die heutige Morphologie erzeugt.

Nach den derzeitigen Geländeaufnahmen erscheint die zweite Deutung, die Sedimente überwiegend als (glazio-) fluviatile Ablagerungen und nicht als Eisrandablagerungen anzusprechen, überzeugender.

Abtrennung der Sedimente mit ähnlicher Lithofazies von den Talgrundablagerungen

Im Bericht von Griesmeier (2020) wurden die Ablagerungen, die im vorliegenden Bericht als (glazio-)fluviatile Sedimente interpretiert werden, gemeinsam mit Sedimentkörpern an den Talausgängen von Seitentälern und an den Talflanken als Reste von Eisrandablagerungen verstanden, da deren Lithofazies meist sehr ähnlich bis gleich ist. Die Neuinterpretation im vorliegenden Bericht impliziert allerdings, dass die Lockergesteinskörper an den Talflanken

oberhalb der Terrassen von den (glazio-)fluviatilen Ablagerungen abgetrennt werden sollten. Da diese Faziesbereiche am Übergang vom Hang zum Talgrund verzahnen, kann die Abgrenzung nur anhand der Morphologie abgeschätzt werden.

Sedimente an Talausgängen von Seitentälern

In den unteren Talbereichen der Seitentäler des Großsölktales (Strickertal, Knalltal …) treten ebenfalls Kies-Sand-Gemische auf. Diese sind zumeist matrixgestützt, wobei die Matrix großteils sandig, seltener siltig ist, zum Teil planar geschichtet mit wenigen Graden Neigung und zeigen in guten Aufschlüssen Lagen mit inverser Gradierung. Die Kiese und auch gröbere Komponenten sind meistens gut gerundet. Neben den gröberen Kies-Sand-Lagen treten typischerweise auch sehr feine, tonig-siltige Lagen hinzu, in die oft auch einzelne meist angulare, seltener gerundete Steine – sogenannte Dropstones – eingebettet sind.

Die Gletscher, die in diesen Tälern lagen, haben zumeist ein eher kleines Einzugsgebiet, im Vergleich zum „Großsölkgletscher". Daher reagierten sie vermutlich schneller auf Klimaschwankungen als der träge Talgletscher. Es wäre denkbar, dass sie bereits zurückzuweichen begannen, als der „Großsölkgletscher" noch eine relativ große Mächtigkeit hatte. In ihrem Vorfeld schütteten sie Material, das an den „Großsölkgletscher" angestaut wurde. Diese Sedimente können daher als Eisrandablagerungen angesprochen werden.

Sedimente an den Talflanken

Die Genese der geringmächtigen Sedimente, die überall an den Talflanken auftreten, ist nicht eindeutig zu klären. Wie eingangs erwähnt, ähneln sie sehr denen der Eisrandablagerungen in Seitentälern und Talgrundablagerungen. Aufgrund der dürftigen Aufschlusslage ist es schwer, allgemeine Trends festzustellen. Egal wo man den Hang aufgräbt, finden sich entweder sehr sandige oder noch feinkörniger dominierte Sedimente. Dennoch scheint es nach derzeitigen Geländeaufnahmen, dass die Sedimente generell einen höheren Feinanteil besitzen und deutlich mehr angulare Komponenten beinhalten als die oben beschriebenen Eisrandablagerungen in Seitentälern. In vielen Fällen könnten sie daher auch als Diamikt bezeichnet werden. Alle Prozesse betrachtet, die seit dem LGM stattfanden, handelt es sich bei diesen Sedimenten wahrscheinlich Großteils um Reste von Grundmoränen des Würm-Hochglazials, die kurz nach der Abschmelzphase, besonders bei Regenfällen, auf den noch vegetationslosen Abhängen umgelagert wurden. So entstanden Murenablagerungen und Flächenspülungssedimente. Die mitunter großen Neigungen der Hänge, auf denen sie sich befinden, sind dafür prädestiniert. Dazu kamen mit der Zeit unterschiedliche Mengen an Hangschutt, der von den darüber befindlichen Felsen herabstürzte. Aus diesem Grund scheint es nach derzeitigem Stand sinnvoll, die Sedimente als Hangablagerung mit Moränenmaterial zu bezeichnen.

Literatur

Griesmeier, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 473–480, Wien.

Griesmeier, G.E.U., Schuster, R. & Iglseder, C. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 196–200, Wien.

Hejl, E. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz-Komplex und im Ennstaler Phyllitkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 366–368, Wien.

Hejl, E. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz- und Greim-Komplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 152–154, 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, Göttingen.

Starnberger, R., Drescher-Schneider, R., Reitner, J.M., Rodnight, H., Reimer, P.J. & Spötl, C. (2013): Late Pleistocene climate change and landscape dynamics in the Eastern Alps: the inner-alpine Unterangerberg record (Austria). – Quaternary Science Reviews, **68**, 17–42, Amsterdam. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.008

Steinbichler, M., Reitner, J.M., Lotter, M. & Steinbichler, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**/1–4, 5–49, Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming und 129 Donnersbach

Gerit Griesmeier, Ralf Schuster & Christoph Iglseder

Einleitung

Dieser Bericht beschreibt die Ergebnisse von geologischen Kartierungen um den Sölkpass (1.790 m; alle Angaben in Seehöhe) auf dem ÖK50-Blatt 128 Gröbming, die im Jahr 2020 durchgeführt wurden. Um einerseits die komplizierte Festgesteinsgeologie um den Sölkpass zu verstehen und andererseits ein gesamthaftes Bild der quartären Ablagerungen im Großsölktal zu erlangen, wurden auch hintere Bereiche des Großsölktales auf dem angrenzenden Kartenblatt 129 Donnersbach bearbeitet.

Geologie der Festgesteine

Das untersuchte Gebiet um den Sölkpass wird von amphibolitfaziellen Gesteinen des Ostalpins aufgebaut, welche von Schmid et al. (2004) dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet werden. Basierend auf bisherigen Kartierungen (Hejl, 2014; Kollmann & Schuster, 2014; unpublizierte Kartierungen von R. Schuster 2006–2013) sind die liegende Donnersbach-Decke, bestehend aus dem Greim-

und Wölz-Komplex, und die hangende Pusterwald-Decke, die vom Rappold-Komplex aufgebaut wird, vorhanden. Die Situation wird durch zumindest zwei etwa NNW–SSE streichende Störungen verkompliziert, welche bisher nur im südlich angrenzenden Bereich kartiert sind. Die westliche Störung liegt im Katschtal und wird in weiterer Folge als Katschbachtal-Störung bezeichnet. Die östliche Störung zieht von den östlichen Abhängen des Feistritzbachtales kommend an einer bisher noch nicht bekannten Stelle zwischen dem Aarfeldspitz (2.284 m) und dem Hochstubofen (2.385 m) über den Kamm in das Großsölktal. Eine Fortsetzung im Talboden des oberen Großsölktales ist wahrscheinlich. Diese beiden Störungen sind wesentlich für die räumliche Abgrenzung zwischen dem Greim-, Wölz- und Rappold-Komplex im südöstlichen Teil des ÖK50-Kartenblattes 128 Gröbming.

Alle drei Komplexe werden weitgehend aus (Granat-)Glimmerschiefern aufgebaut, die sowohl eine permische, als auch eine kretazische (eoalpidische) Metamorphoseprägung und eine ähnliche Strukturprägung aufweisen (Abart & Martinelli, 1991; Gaidies et al., 2006). Die Metapelite der einzelnen Komplexe sind daher schwierig voneinander zu unterscheiden, wenn typische Gesteinsausbildungen und Einschaltungen anderer Leitgesteine fehlen.

Im Folgenden werden die drei Komplexe und die darin auftretenden Gesteine beschrieben. Danach folgt eine Diskussion der bisherigen Erkenntnisse zur Metamorphosegeschichte und zum tektonischen Bau des Gebietes.

Lithologien

Greim-Komplex

Der Greim-Komplex ist im Allgemeinen aus monotonem Glimmerschiefer und Paragneis aufgebaut. Darin befinden sich einzelne Lagen von Amphibolit und Marmor. Nur sehr selten entwickelt sich aus quarzitischem Glimmerschiefer echter Quarzit. Die bisherigen Kartierungen lassen vermuten, dass Paragneis mit Amphibolitlagen im liegenden Anteil dominiert, während Glimmerschiefer mit Marmorlagen für den hangenden Anteil charakteristisch ist.

Der **Glimmerschiefer** ist typischerweise hellgraubraun gefärbt. Das zähe Gestein bricht zu unregelmäßigen Blöcken und Steinen. Granat ist zumeist vorhanden, aber unauffällig. In lagenweise auftretendem Granatglimmerschiefer kann er aber bis über 5 mm im Durchmesser erreichen. Die Kristalle bilden oft nur im Kernbereich rötlich gefärbte, xenomorphe Knoten oder im besten Fall rundliche Körner, nie aber idiomorphe Kristalle. Die Korngröße zeigt eine bimodale Verteilung mit größeren Individuen, die unter dem Mikroskop zweiphasig sind, und einer kleineren, einphasigen Generation, die mit dem Rand der großen Körner korreliert. Staurolith ist sehr selten als undeutliche, säulige Kristalle mit brauner Färbung vorhanden. Randlich ist oft ein heller Saum zu sehen. Dabei handelt es sich um Hellglimmer, Kyanit und Granat, die aus dem teilweisen Abbau von Staurolith hervorgegangen sind (Abart & Martinelli, 1991). Sehr typisch sind Glimmerschiefer mit bis zu 2,5 cm großen, säuligen Hellglimmerpseudomorphosen, die höchstwahrscheinlich aus Staurolith entstanden sind. Auf den verwitterten Bruchfächen fallen diese als graublaue, feinkörnige Flecken auf. Im Handstück sind weiters Biotit, Muskovit, Quarz und selten Plagioklas erkennbar. Die Glimmer sind nur selten straff in einer Schieferung eingeregelt, wodurch die Gesteine zäh sind und zu unregelmäßigen Blöcken brechen. Oftmals sind viele Quarzmobilisatlagen vorhanden.

Der **Paragneis** ist monoton, mittel- bis feinkörnig und aus Biotit, Plagioklas, Hellglimmer und Quarz aufgebaut. Selten, aber in manchen Bereichen gehäuft, finden sich dünne Hornblende führende Lagen oder Amphibolitlagen.

Der **Amphibolit** ist schwarzgrün gefärbt und zeigt zumeist einen stofflichen Lagenbau mit leicht wechselndem Mineralbestand im Dezimeter- bis Zentimeterbereich. Dabei kommen zu der überwiegend vorhandenen Hornblende in variierenden Mengen Plagioklas, Quarz, Granat und Biotit. In manchen Lagen ist Granat mit bis zu 5 mm Durchmesser recht häufig.

Marmor erreicht im untersuchten Gebiet eine Mächtigkeit von bis zu 15 m. Die hellen Marmorzüge sind im braungrauen Glimmerschiefer und Paragneis gut zu erkennen und bei der Kartierung über hunderte Meter oder auch einige Kilometer verfolgbar. Es handelt sich um Dolomitmarmor, der von Lagen aus Kalzitmarmor begleitet wird. In manchen Aufschlüssen sind schöne Karsterscheinungen zu sehen. Der Dolomitmarmor ist hellgrau, feinkörnig und zumeist ist Tremolit vorhanden, der auf den Verwitterungsflächen hervortritt. Er bildet einzelne faserige oder säulige, bis 15 mm lange Kristalle, aber auch bis zu mehrere Dezimeter große multikristalline Boudins. Selten konnten auch Lagen mit bronzefarbenem Phlogopit beobachtet werden. Der Kalzitmarmor ist weiß, gelblich oder hellgrau gefärbt und fein- bis mittelkörnig. Sehr häufig zeigt er silikatische Verunreinigungen in Form von Hellglimmer, Quarz und seltener auch Biotit, die in den einzelnen Lagen angereichert sind.

Wölz-Komplex

Der Wölz-Komplex wird von Granatglimmerschiefer mit Lagen von Amphibol führendem Glimmerschiefer (Garbenschiefer), Amphibolit, Marmor und Quarzit aufgebaut.

Der **Glimmerschiefer** ist durch unterschiedlichen Grafitgehalt silberig bis mittelgrau gefärbt. Er zeigt eine Variabilität bezüglich der Größe und Häufigkeit der Granatporphyroblasten, als auch hinsichtlich Korngröße und Modalbestand der Matrix. Im südlichen Verbreitungsgebiet, zu dem auch der Bereich um den Sölkpass gehört, erreicht Granat immer wieder bis über 1 cm, sehr selten auch bis 2,5 cm im Durchmesser. Die Kristalle sind oft subidiomorph mit abgerundeten Kanten und dunkelrotbraun bis schwarz gefärbt. In den einzelnen Lagen ist fast immer eine unimodale Korngrößenverteilung vorhanden. Die Matrix ist reich an Hellglimmer und Quarz, dazu kommen in unterschiedlicher Menge Biotit, Chlorit und wenig Plagioklas. Häufig sind viele, stark gelängte, isoklinal verfaltete Quarzmobilisate vorhanden.

Blöcke eines grauen Granatglimmerschiefers mit ca. 7 mm großen Granatporphyroblasten und bis 8 mm langen und etwa 1 mm dicken, grauen Kyanitstängeln konnten bisher nur als Blöcke auf den Hängen südlich der Etrachböden gefunden werden. Die Blöcke wurden vermutlich vom Gletscher aus dem hintersten Bereich des Katschbachtales an diese Stelle gebracht. Dieser sehr spezielle Gesteinstyp entspricht dem Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes am Steinplan (1.667 m) in der Stubalpe.

Rappold-Komplex

Glimmerschiefer und zum Teil migmatischer Paragneis bilden die Hauptmasse des Rappold-Komplexes. Recht häufig sind Einschaltungen von Amphibolit und Marmor enthalten. Als charakteristisches Leitgestein ist permischer Pegmatitgneis zu nennen.

Der **Glimmerschiefer** bis Paragneis ist zumeist durch Grafit grau bis dunkelgrau gefärbt und relativ feinkörnig. Granat ist fast immer unauffällig, erreicht aber bis zu 5 mm im Durchmesser. In der Matrix ist neben Quarz, Muskovit und Plagioklas auch Biotit reichlich vorhanden. Um den Sölkpass konnte bisher noch kein Staurolith makroskopisch erkannt werden. Sehr eindrucksvoller migmatitischer Paragneis des Rappold-Komplexes wurde einige Kilometer weiter südlich als Rollstücke angetroffen.

Ampibolit ist schwarzgrün gefärbt und bricht plattig. Makroskopisch ist ein Mineralbestand aus Hornblende, Plagioklas, etwas Granat und Biotit erkennbar. **Pegmatitgneis** fällt im Gelände durch die helle Färbung und die grobblockige Verwitterung auf. Soweit erkennbar liegen die meisten der gangförmigen Pegmatitintrusionen konkordant in der permischen Schieferung (Sx), sie wurden aber wahrscheinlich sowohl im Perm als auch in der Kreide deformiert. Er besteht aus Feldspat, Quarz, schwarzem Turmalin, Muskovit und manchmal etwas hellrotem Granat. Muskovit erreicht bis zu 2 cm im Durchmesser.

Strukturprägung

Die Glimmerschiefer und Paragneise aller drei Komplexe zeigen eine ähnliche Strukturprägung. Im Greim- und Rappold-Komplex ist eine ausgeprägte Schieferung Sx vorhanden, die parallel zum stofflichen Lagenbau und auch zu den Quarzmobilisatlagen liegt. Letztere sind darin isoklinal verfaltet. Im Rappold-Komplex sind auch die anatektischen Mobilisatlagen in dieser Schieferung orientiert. Da die Migmatisierung im Perm stattfand, sollte auch die Schieferung Sx in dieser Zeit entstanden sein.

Eine jüngere Schieferung Sx+1 liegt oft parallel oder in flachem Winkel zu Sx. Die Intensität dieser Strukturprägung ist sehr unterschiedlich. Während sie im Greim- und Rappold-Komplex in manchen Aufschlüssen fehlt, ist sie im Wölz-Komplex gut ausgeprägt. Diese Schieferung entstand während des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide, nahe dem Metamorphosehöhepunkt und im Zuge der Deckenstapelung.

Sx und Sx+1 sind um E–W orientierte Faltenachsen (Fx+2) mit steil einfallenden Achsenflächen großräumig verfaltet. Im Kleinbereich ist oft eine gleichmäßige Krenulation mit mehr oder weniger deutlicher Achsenflächenschieferung (Sx+2) entwickelt. Die Bildung dieser Strukturprägung erfolgte kurz nach dem eoalpidischen Metamorphosehöhepunkt in der Oberkreide, als die Einheiten bereits zueinander in Kontakt waren.

Die NNW–SSE orientierte Katschbachtal-Störung verläuft, von quartären Sedimenten bedeckt, zwischen Baierdorf und der Kreuzerhütte im Talboden des Katschbachtals. Sie erzeugt einen Höhenversatz von zumindest einigen hundert Metern, da auf der westlichen Talseite tektonisch tiefere Einheiten des unterlagernden Silvretta-Seckau-Deckensystems zutage treten, während die tektonisch höchste Pusterwald-Decke nur auf der Ostseite auftritt. Der Verlauf dieser Störung im hintersten Katschbachtal und ein möglicher Übertritt in das Bräualmbachtal, ein Seitental des Großsölktales, sind jedoch noch unbekannt. Spröde Strukturen, die in Aufschlüssen an den Flanken des Katschbachtales gemessen wurden, lassen vermuten, dass die Störung dextral ist und eine abschiebende Komponente beinhaltet. Auch in einem Aufschluss innerhalb des bearbeiteten Bereiches, nordöstlich der Stampferhütte (UTM33: N 5235567, E 428677), konnte ein Harnisch gemessen werden, der mit diesem Befund im Einklang steht. Diese Kinematik passt auch zu der kartierten Verteilung der Einheiten.

Die östlichere Störung ist etwas mehr NW–SE orientiert und fällt nach dem Geländeverschnitt gegen Südwesten ein. Da die tektonisch höhere Pusterwald-Decke auf der südwestlichen Seite und die tektonisch tiefere Donnersbach-Decke auf der nordöstlichen Seite auftritt, ist eine abschiebende Komponente wahrscheinlich.

Verbreitung der Lithologien und tektonischer Bau

In diesem Absatz wird die Verteilung der angetroffenen Lithologien und der daraus abgeleitete tektonische Bau beschrieben. Die Beschreibung erfolgt entlang des Hauptkammes der Niederen Tauern von Westen gegen Osten. Dies entspricht im Groben auch der Abfolge vom Liegenden gegen das Hangende.

Auf der Südseite der Breitmodl (2.380 m) bis etwa 2.000 m Seehöhe bei Schilling konnte Granatglimmerschiefer angetroffen werden, der dem Wölz-Komplex zugerechnet wird. Der Schusterbichl und das Gschrött genannte Kar wurden bisher nicht begangen. Hier könnte die westlichere der beiden oben erwähnten Störungen die Grenze zum Greim-Komplex bilden, da der östlich gelegene Gipfel des Denecks (2.433 m) und die Abhänge südlich davon aus Glimmerschiefer des Greim-Komplexes mit Muskovitpseudomorphosen und zwei charakteristischen Dolomitmarmorzügen aufgebaut sind. Im Gegensatz zur Kartierung von Hejl (2014) würden die Autoren den Granatglimmerschiefer auf der Südwestseite der Etrachböden ebenfalls als Teil des Greim-Komplexes sehen. Die Gründe dafür sind folgende: Der Granatglimmerschiefer zeichnet sich durch eine bimodale Verteilung in Bezug auf die Korngröße der eher xenomorphen Granatporphyroblasten aus. Die größeren Kristalle erreichen bis zu 1,2 cm, die kleineren nur 1–2 mm im Durchmesser. Die Gesteine fallen in diesem Bereich generell gegen Norden ein, wodurch der Granatglimmerschiefer im Liegenden der eindeutig zum Greim-Komplex gehörenden Glimmerschiefer mit Hellglimmerpseudomorphosen und dem darin eingelagerten Dolomitmarmorzug auftritt. Da der Wölz-Komplex jedoch im Normalfall über dem Greim-Komplex lagert, müsste quer über die Etrachböden eine tektonische Grenze laufen, wofür es jedoch keinen Hinweis gibt.

Der von Hejl (2014) in den Wänden westlich des Unteren Kaltenbachsees kartierte Dolomitmarmorzug konnte verifiziert werden, ein weiterer über zumindest 600 m verfolgbarer Dolomitmarmorzug befindet sich in den Wänden nördlich und östlich des Mittleren Kaltenbachsees. Amphibolitlagen konnten am Weg vom Mittleren- zum Oberen Kaltenbachsee und in der Scharte zwischen den Etrachböden und dem Nageleck (2.155 m) angetroffen werden. Die Amphibolite von letzterer Lokalität könnten sich mit den

recht mächtigen, sehr steil stehenden und NW–SE streichenden Amphibolitlagen am Südfuß des Nagelecks verbinden. Die Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer am Nageleck und auf der Westseite des Sölkpasses würden die Autoren ebenfalls dem Greim-Komplex zurechnen.

Folgt man dem Weg vom Sölkpass (1.790 m) gegen Osten auf den Hornfeldspitz (2.277 m), so verläuft dieser bis 2.100 m Seehöhe in monotonem, graubraunem Glimmerschiefer bis Paragneis. Dieser gehört wahrscheinlich ebenso zum Greim-Komplex. Danach folgt manchmal migmatitisch aussehender, biotitreicherer Paragneis mit zahlreichen Amphibolit- und Pegmatitlagen. Diese Abfolge ist Teil des Rappold-Komplexes und überlagert wahrscheinlich an einer etwa parallel zur Schieferung liegenden, mittelsteil, etwa gegen Osten einfallenden Grenzfläche den Greim-Komplex. Der Rappold-Komplex baut auch alle Aufschlüsse im Kar nördlich der Aarfeldspitze (2.284 m) auf. Damit ist wahrscheinlich, dass die westlichere Störung, die aus dem Feistritzbachtal kommt, den Kamm im Sattel westlich des Hochstubofen-Hauptgipfels (2.385 m) quert. Dieser Bereich wurde bisher noch nicht kartiert.

Quartäre Sedimente und Formen

Im Folgenden werden quartäre Sedimente und Formen beschrieben, die im Hinteren Großsölktal und Katschtal auftreten. Die Ausführungen ergänzen Beobachtungen von Hejl (2014 dokumentiert) und schließen an jene von Griesmeier (2020) und Griesmeier (2021) im Großsölktal an. In den untersuchten Talabschnitten sind besonders imposante Blockgletscherablagerungen zu beobachten.

Hinteres Großsölktal

Der oberste Bereich des Großsölktales – der Bereich der Winkleralpe – ist von etwa 2.300 m hohen Gipfeln und sie verbindenden Kämmen umrahmt. Intern sind mehrere Kare ausgebildet. Näher untersucht wurden die beiden Kare nördlich der Hornfeldspitze (2.277 m), wobei das Kar im Nordwesten einen flacheren, quelltrichterförmigen oberen Teil und einen als Kar ausgebildeten unteren Teil beinhaltet. Direkt nordwestlich der Hornfeldspitze ist unter einem Schuttfeld Grundmoränenablagerung aufgeschlossen, die einen kleinen See staut. In dem Kar darunter befindet sich eine nordschauende (gegen Norden bewegte) Blockgletscherablagerung. Im Kar nordöstlich der Hornfeldspitze ist ebenfalls eine allerdings imposantere, nordschauende Blockgletscherablagerung vorhanden, die das gesamte Kar umrahmt. Sie beinhaltet mehrere Loben, wobei der unterste Lobus eine relativ steile (~30–40°) Böschung aufweist. Die Blöcke, welche die Blockgletscherablagerung aufbauen, stammen von den umrahmenden Karwänden, die auch heute noch einiges an Schutt liefern. Die Blöcke messen zumeist einige Dezimeter im Durchmesser, sind oft ineinander verkeilt und es befindet sich keine Matrix zwischen ihnen. Vor allem kleinblockigere Bereiche sind von Gras bewachsen. Der Blockgletscher bildete sich vermutlich im Würm-Spätglazial (~19–11,7 ka; Reitner et al., 2016). Unterhalb der Kare, im Bereich der Erzherzog-Johann-Hütte und auf den Hängen, treten bis in eine Höhe von etwa 1.700 m Seehöhe Grundmoränenablagerungen auf. In manchen Aufschlüssen zeigt sich, dass die Diamikte, aus denen sie bestehen, gut konsolidiert sind und Scherflächen aufweisen. Die Matrix ist tonig-siltig und meist grau gefärbt. Die Komponenten sind subangular bis gerundet und bestehen zumeist aus Glimmerschiefern, die zum Teil eingeregelt sind. Im Bereich der Serpentinen der Sölktalstraße wurden Grundmoränenablagerungen verschwemmt. Dies zeigt sich deutlich an Fließstrukturen im Laserscanbild. Unter Felswänden befinden sich oft mehrere Dezimeter bis wenige Meter mächtige Schutthalden oder Schwemmkegel, die Material in den Großsölkbach schütten.

Kar südlich Hornfeldspitze

Das Kar südlich der Hornfeldspitze (2.277 m) zeigt eine Ausbildung, wie sie an der Südseite der Niederen Tauern typisch ist. Unter dem Grat gibt es keine Felswände oder Festgesteinsaufschlüsse, stattdessen sehr gleichmäßig, etwa 20–30° steil abfallende Grashänge mit einigen offenen Schuttflächen aus Steinen und Blöcken. Nur Teile davon sind als Hangschutt zu klassifizieren, der Großteil ist durch Permafrosteinwirkung entstanden und nur geringfügig am Hang abgerutscht.

Hinteres Katschtal

Das Kar südlich des Denecks (2.433 m) ist von zwei imposanten Blockgletscherablagerungen geprägt. Sie entwickelten sich aus Schutt und Blöcken, die von den umrahmenden, sehr steilen Karwänden stammen. Die östlichere der beiden liegt direkt im Kar Gschrött und endet etwa auf 1.900 m, während die westlichere auf etwa 2.000 m beginnt und bis auf etwa 1.800 m Seehöhe verfolgbar ist. Die oberen Bereiche der beiden Ablagerungen bestehen aus Schutt und Steinen, währen die unteren Bereiche grobblockig ausgebildet sind. Beide Ablagerungen sind bis zu einem Kilometer lang und weisen mehrere Loben auf. Die meisten Böschungen der Loben sind nicht so steil wie bei der oben beschriebenen Blockgletscherablagerung im Großsölktal. Es gibt allerdings einzelne Loben, die bis über 35° Böschungswinkel erreichen. Der untere Bereich der westlicheren Blockgletscherablagerung ist stark von Latschenkiefern bewachsen.

Unterhalb der Blockgletscherablagerungen befinden sind weitere Wälle, die allerdings aus Diamikten bestehen und als Seiten- und Endmoränenwälle interpretiert werden. Sie sind konsolidiert und weisen eine siltige Matrix auf. Endmoränenwälle sind nur im westlichen Teil auf dem relativ flachen Karboden erhalten, weiter östlich reichen die Seitenmoränenwälle bis zu einer Geländekante, ab der der Hang steil in das Haupttal abfällt. Die Wälle stammen wahrscheinlich von einem Gletscher aus dem Würm-Spätglazial (Gschnitz?), der im östlichen Teil über die Geländekante reichte. Da die Karwände auch heute noch große Mengen an Schutt liefern, wird angenommen, dass dieser Gletscher stark schuttbedeckt war.

Ähnlich wie aus dem Bereich der Reißeckgruppe von Steinemann et al. (2020) beschrieben, könnten die Blockgletscherablagerungen eine polyphase Geschichte dokumentieren. Möglicherweise entwickelte sich der stark bewachsene, untere Teil des westlichen Blockgletschers aus Ablationsschutt des spätglazialen Gletschers bereits in einer frühen Abschmelzphase. Nach dem vollständigen Abschmelzen des Gletschers entstanden dann die oberen Bereiche des westlichen und der östliche Blockglet-

scher, wobei neben dem Ablationsschutt auch neues Material von den Karwänden geliefert wurde. In diesem Fall wäre der untere Bereich der westlichen Blockgletscherablagerung bereits deutlich länger inaktiv, was den stärkeren Bewuchs erklären könnte. Um diese Vorstellung zu prüfen, wären jedoch nähere Untersuchungen mit Altersdatierungen von Nöten.

Der Bereich unterhalb der Wälle bis hinaus zur Sölkpassstraße ist großflächig von Grundmoränenablagerungen bedeckt. Diese sind stark konsolidiert und weisen eine tonig-siltige Matrix auf. Die Komponenten darin sind angular bis gerundet und bestehen hauptsächlich aus Granatglimmerschiefer und Amphibolit. Immer wieder gibt es kleinere und größere Rinnen und daran anschließende Muren- und Schwemmfächerablagerungen. Oberhalb der Grundmoränenablagerungen ist der Hang unterhalb der Felswände großflächig von Hangschutt bedeckt. Aufgrund der eher massigen Lithologien im Einzugsgebiet sind diese zum Teil blockig ausgebildet.

Kaltenbachseen Massenbewegung

Südlich des Oberen Kaltenbachsees gibt es zwei Bereiche, an denen kleinräumige Sackungen auftreten. Der bewegte Bereich ist dabei in beiden Fällen auf wenige Hektar beschränkt, die Abrisskanten sind aber morphologisch deutlich erkennbar. In der südlicheren der beiden Massenbewegungen ist das Gestein so stark zerlegt, dass sich eindrucksvolle Felstürme und Gräben gebildet haben.

Literatur

Abart, R. & Martinelli, W. (1991): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des Wölzer Kristallins (Steiermark/Österreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **37**, 1–14, Wien.

Gaidies, F., Abart, R., DeCapitani, C., Schuster, R., Connolly, J.A.D. & Reusser, E. (2006): Characterisation of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry. – Journal of Metamorphic Geology, **24**, 451–475, Oxford.

Griesmeier, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 417–424, Wien.

Griesmeier, G.E.U. (2021): Bericht 2020 über quartärgeologische Aufnahmen im Sölk- und Sattental auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 191–196, Wien.

Hejl, E. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 298–299, Wien.

Kollmann, C. & Schuster, R. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 158 Stadl an der Mur. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 308–310, 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, Göttingen.

Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetia, **97**/1, 93–117, Basel.

Steinemann, O., Reitner, J.M., Ivy-Ochs, S., Christl, M. & Synal, H.-A. (2020): Tracking rockglacier evolution in the Eastern Alps from the Lateglacial to the early Holocene. – Quaternary Science Reviews, **241**, 106424, Amsterdam. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106424

Blatt 129 Donnersbach

Siehe Bericht zu Blatt 128 Gröbming von Gerit Griesmeier, Ralf Schuster & Christoph Iglseder.

Kartenwerk im UTM-System

Die Blattnamen und Blattnummern beziehen sich auf die Kartenblätter aus der Reihe „Österreichische Karte 1:50.000-UTM“ und werden ab 2016 mit den internationalen Blattnamen angegeben.

Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

Martin Reiser

Geologische Neuaufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin (Ötztal-Decke) erfolgten im Zuge der routinemäßigen Landesaufnahme auf Kartenblatt GK25 NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. Das Kartiergebiet erstreckt sich auf der Südseite des Stubaitals vom Gipfel des Manteler im Westen, bis zum Eingang des Pinnistals im Osten. Südlich des Sellraintals wurden Übersichtsbegehungen auf der orografisch rechten Talflanke des Fotschertals zwischen Salfains und Schafkogel durchgeführt. Frühere Bearbeitungen/Kartierungen von Hammer (1929), Nittel (2011) und Breitfuss (2016) wurden als Arbeitsgrundlage verwendet.

Kartiergebiet Stubaital

Das Kartiergebiet besteht aus einem Sockel aus Kristallingesteinen (Paragneis, Orthogneis, Amphibolit), der diskordant von den Gesteinen des Brenner Mesozoikums überlagert wird.

Das Kristallin gliedert sich im Wesentlichen in vier Hauptlithologien:

Rötlichbraun anwitternder **Paragneis** und **Glimmerschiefer** (Qz-Fsp-Bt-Ms±Grt±St±Cld±Chl; Akzessorien: Zr, Ap, Tur, Ep) dominiert das Kristallin im kartierten Gebiet. Ein Wechsel von massigen, zum Teil grobkörnigen, quarzreichen Lagen und dünnschiefrigen, glimmerreicheren Lagen mit eingeschalteten, cm-mächtigen Quarzlagen ist häufig beobachtbar und zeichnet vermutlich einen primären Lagenbau ursprünglich vulkanoklastischer Sedimente nach. Lokal auftretende Feldspatblasten sind serizitisiert, teilweise auch saussuritisiert. Granatblasten zeigen oft ein zweiphasiges Wachstum mit einschlussfreiem Rand. Eine zweite Population von kleinen, idiomorphen Granatblasten überwächst die Schieferung. Der Biotit ist teilweise chloritisiert.

In den Paragneisen sind Linsen von dunklem, oft gebändertem **Amphibolit** eingeschaltet. Teilweise tritt auch Granat auf. Feldspatblasten geben dem Amphibolit oft ein fleckiges Erscheinungsbild. Diese Einschaltungen sind zum Beispiel am Weg von der Bergstation des Elferlifts zur Autenalm, bzw. ebenso am Weg von der Bergstation nach Süden zum Zwölfernieder aufgeschlossen.

Im Kartiergebiet können zwei verschiedene Orthogneistypen unterschieden werden: ein grobkörniger, **Muskovit-Granitgneis** und ein dunklerer, meist feinkörniger **Biotit-Granitgneis** (vgl. Hammer, 1929). Ersterer – der Hellglimmer führende Granitgneis – ist auf der südlichen Flanke des Stubaitals zwischen Stackler und Milders aufgeschlossen. Auffällig sind die mehrere cm-großen, oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten, rosa bis weißen Kalifeldspatblasten. Im Dünnschliff sind Plagioklas und Mikroklin auch in der Matrix erkennbar. Der Glimmergehalt dieses Orthogneistyps ist im Allgemeinen gering, wobei Muskovit überwiegt und Biotit untergeordnet auftritt. Feinkörnige, Muskovit führende Gänge, welche die Paragneise in der Umgebung durchschlagen, werden auch diesem Granitgneis zugeordnet. Dieser Granitgneiskörper streicht Nordwest–Südost und wird mit einer deutlichen Diskordanz von der mesozoischen Sedimentbedeckung, die den Gipfelaufbau der Elferspitze bildet, abgeschnitten. Südlich des Kelderers, in der Mittleren Karalmgrube, steht ein grobkörniger, Biotit und Muskovit führender Granitgneis an, der eventuell auch dem Muskovit führenden Granitgneis zugeordnet werden kann. Geochemische Analysen mehrerer Proben des Muskovit-Granitgneises (47° 5′ 5,2836″ N, 11° 19′ 12,6804″ E, Lokalität Ransen im Pinnistal auf 2.100 m; sowie 47° 6′ 38,1672″ N, 11° 16′ 36,0912″ E und 47° 6′ 51,5376″ N, 11° 17′ 20,4144″ E aus dem Kartiergebiet 2018) zeigen eine granitische Zusammensetzung mit hohen SiO_2-Gehalten (73,5–77,2 wt%) und hohen K_2O-Gehalten (4,7–5,1 wt%). Der Aluminium-Sättigungs-Index (ASI = 1,2–1,3) zeigt eine Übersättigung an Aluminium an. Bei den analysierten Proben handelt es sich daher um peraluminose Schmelzen, die sich einem S-Typ Granit zuordnen lassen. Zr-Gehalte unter 100 ppm sowie generell niedrige Gehalte an Spurenelementen und eine deutlich ausgeprägte negative Eu-Anomalie, sind ebenfalls charakteristisch für diesen Granitgneis. In Bezug auf Glimmergehalt, Grobkörnigkeit und dem Auftreten von Kalifeldspatblasten erscheint dieser Granitgneis dem nördlich des Stubaitals aufgeschlossenen „Bassler Granitgneis“ sehr ähnlich. Ein Vergleich mit Ergebnissen geochemischer Analysen von Schindlmayr (1999) scheint diese Korrelation zu bestätigen.

Der zweite Orthogneis-Typ (Biotit-Granitgneis nach Hammer, 1929) zieht NW–SE streichend (Einfallen der Hauptschieferung ~030/45) von der Nordseite des Stubaitals (Aufschlüsse beim Weiler Forchach) über die Zwölferspitze (2.562 m) und Schafspitze (2.661 m) in das Pinnistal. Von der Inneren Karalmgrube ausgehend lässt sich der Orthogneis über den Gipfelaufbau des Habichts (3.277 m) hinweg verfolgen. Daher wird die Bezeichnung Habicht-Granitgneis vorgeschlagen. Ein mittel- bis feinkörniges, meist gleichkörniges Gefüge, die weitgehende Abwesenheit von

Hellglimmer und dispers verteilte Biotitnester, sind charakteristisch für dieses Gestein. Zusammen mit einer dunkleren Verwitterungsfarbe lässt er sich meist gut vom helleren Muskovit führenden Granitgneis unterscheiden. Bei den Feldspäten handelt es sich um Kalifeldspat und Plagioklas (Albit bis Oligoklas). In Bereichen intensiver mylonitischer Überprägung erscheint der Biotit-Granitgneis quarzitisch feinkörnig, mit grünlich-grauer Verwitterungsfarbe und ist makroskopisch schwer von einem ebenso mylonitisch überprägten Paragneis zu unterscheiden. Auch unter dem Mikroskop ist meist nur anhand reliktisch erhaltener Kalifeldspatminerale ein magmatisches Eduktgestein feststellbar. In einer randlichen Zone des Orthogneises treten 2–3 cm große Kalifeldspatblasten auf. Geochemische Analysen mehrerer Proben aus den letztjährigen Kartiergebieten (47° 6′ 25,8948″ N, 11° 17′ 6,6948″ E; 47° 2′ 28,842″ N, 11° 17′ 34,5228″ E; 47° 2′ 35,988″ N, 11° 18′ 39,5208″ E) zeigen eine granitische Zusammensetzung mit SiO_2-Gehalten von 66–70 wt%. Al_2O_3, Fe_2O_3 und MgO zeigen erhöhte Gehalte (14,3–15,4 wt%; 3,5–4,7 wt%; 1,1–1,5 wt%). Die untersuchten Proben sind an Aluminium übersättigt (ASI = 1,2), es handelt sich daher um einen peraluminosen Granit. Insgesamt lässt sich der Granitgneis als S-Typ klassifizieren. Im Vergleich zu den Analysen aus dem Muskovit-Granitgneis zeigen die analysierten Proben aus dem Habicht-Granitgneis deutlich höhere Gehalte an verschiedenen Spurenelementen, so z.B. Zr (197–288 ppm) Ba (860–1.230 ppm), Sr, Ce, Pr, Sm, Nd, Hf, La, Gd. Die Verteilung der Seltenen Erden zeigt eine schwach ausgeprägte Eu-Anomalie. Anhand dieser Ergebnisse lassen sich Parallelen zu den Gesteinen der Sulztal Granit Suite (SCHINDLMAYR, 1999) ziehen.

Brenner Mesozoikum

Entlang des Rundweges von der Elferhütte (2.004 m) zum Zwölfernieder (2.335 m) ist die Basis des Brenner Mesozoikums immer wieder aufgeschlossen. Ein heller Quarzit, lokal auch als Metakonglomerat auftretend (z.B. im Pinnistal am Weg zur Innsbrucker Hütte), überlagert diskordant das prä-alpidische Grundgebirge. Darüber folgen Serizitschiefer und ein geringmächtiger (etwa 1 m) grüngrauer, plattig brechender, unreiner Kalkmarmor mit feinen Glimmerschuppen auf den Schichtflächen, der wiederum von einem ca. 10 m mächtigen, dunkelgrauen, unregelmäßig im dm-Bereich gebankten Dolomitmarmor überlagert wird. Bei letzterem handelt es sich um das metamorphe Äquivalent der Virgloria-Formation (Anisium). Ein ca. 2 m mächtiger dunkler Kalkmarmor mit herauswitternden Fossilresten (v.a. Crinoidenstielglieder) könnte der Steinalm-Formation entsprechen. Der Gipfelaufbau der Elferspitze besteht aus zuckerkörnig rekristallisiertem Wettersteindolomit, der tektonisch stark beansprucht ist und von vertikalen NW–SE bzw. NE–SW streichenden Klüften durchzogen wird.

Tektonik & Struktur

Die Gesteine im Untersuchungsgebiet zeigen eine penetrative, mittelsteil nach Nordosten einfallende Achsenflächenschieferung. Der, oft nur schwer zu kartierende, lithologische Kontakt von Ortho- und Paragneis zeigt ein zwischen NW und NE wechselndes Einfallen und zeichnet den Großfaltenbau im Untersuchungsgebiet nach. Im Bereich der Klamperberggruben, bzw. der Äußeren und Mittleren Karalmgruben liegt der Paragneis im Kern einer Synform, die als Kelderer-Synform (nach dem Gipfel des Kelderers, 2.694 m, im Faltenscheitel) bezeichnet wird. In der Inneren Karalmgrube steht die Achsenflächenschieferung saiger und die Grenzfläche des Habicht-Granitgneises dreht von Nordost (s1 ~040/40) über Nord (s1 352/43) auf Nordwest (s1 330/36), bevor sie dann in der Äußeren Mischbachgrube nach Südwest (s1 228/42) umbiegt und der Granitgneis unter quartären Ablagerungen verschwindet. Die Faltengeometrie zeigt eine großmaßstäbliche, nach Nordwest abtauchende Antiform (Faltenachse ~ 324/41); die Spur der Achsenfläche verläuft durch das Schaufelspitzl (2.833 m). Der südliche Schenkel der Mischbachgruben-Antiform lässt sich durch die Nordostflanke des Habichts zum Pinnisjoch verfolgen. Die oben genannten Strukturen sind nicht mit der Deformationsrichtung und den lokalen Temperaturbedingungen während der alpidischen Deformation vereinbar und werden daher der variszischen Deformation zugeordnet.

In Aufschlüssen an der Forststraße zur Klamperbergalm konnten in den Paragneisen und Glimmerschiefern zwei Generationen von Faltenachsen unterschieden werden: eine erste Generation von isoklinalen, NE-abtauchenden Falten wird von NW–SE streichenden, SW-vergenten Falten überprägt. Letztere streichen subparallel zum Großfaltenbau und lassen sich daher mit den Großfalten korrelieren. Daraus folgt, dass die NE-abtauchenden Isoklinalfalten eine frühere Faltengeneration darstellen. Aus dem Geländebefund lassen sich außerdem die NE-abtauchenden Streckungslineare (L1) mit top-SW-gerichteten Schersinnindikatoren und subhorizontalen, SW-vergenten Falten korrelieren und es kann insgesamt eine top-SW-gerichtete Bewegung abgeleitet werden.

Lokal konnte ein zweites, flach nach Südosten einfallendes Streckungslinear (L2) eingemessen werden. Dieses überprägende Streckungslinear tritt auch im Gebiet nördlich von Neustift auf (vgl. REISER, 2018) und wird einem eoalpidischen Deformationsereignis zugeordnet. Spröde, dextrale Seitenverschiebungen überprägen die oben genannten Kontakte (z.B. im Zwölfernieder) und stehen vermutlich in Zusammenhang mit NNW-gerichteter Deformation während dem Oligozän (D3 sensu FÜGENSCHUH et al., 2000).

Quartäre Ablagerungen

Quartäre Sedimente des Würm-Glazials (Hoch- bis Spätglazial) wurden bis in eine Höhe von ca. 1.900 m angetroffen. Dabei handelt es sich in den höheren Bereichen vorrangig um Ablagerungen von diamiktischem Material (matrix- und klastengestützt) mit gerundeten Blöcken, sowie um grobe Blockhalden. Im mittleren Hangbereich zwischen 1.200 und 1.500 m sind Eisrandablagerungen erhalten. Diese werden, zusammen mit den morphologisch auffälligen, wall-artig erodierten Eisrandablagerungen oberhalb der Obergasse (vgl. HORMES, 2018), der spätglazialen Eiszerfallsphase zugeordnet.

Im Pinnistal ist ab der Pinnisalm auf der orografisch linken Seite der Wall einer Seitenmoränenablagerung (Gschnitzstadial) auszumachen. Die zugehörige Endmoränenablage-

rung befindet sich weiter talauswärts, bei der Herzebenalm auf Blatt BMN 148 Brenner. Auf den Hängen im Stubaital sind nur Reste von (Seiten-)Moränenablagerungen aus dem Gschnitzstadial erhalten geblieben, bzw. werden diese meist von großen Schuttfächern überdeckt.

In den nach Südost exponierten Karen im Pinnistal (Gratzengrübl; Äußere, Mittlere und Innere Karalmgrube) und besonders in den Nord exponierten Karen auf der Stubaitaler Seite (Innere und Äußere Klamperberggrube) sind zwischen 1.600 und 2.100 m Höhe Moränenwälle des Egesen-Stadials erhalten, die zum Teil von Blockgletscherablagerungen (ebenfalls Egesen-Stadial?) überflossen wurden. Holozäne Blockgletscher sind nur in den obersten Bereichen der Kare, ab Höhenlagen von 2.200 bis 2.300 m, anzutreffen (z.B. in den Klamperberggruben und in der Inneren Karalmgrube). Diese Blockgletscher sind jedoch alle als inaktiv zu klassifizieren, aktive Blockgletscher kommen im Untersuchungsgebiet nicht vor (Krainer & Ribis, 2012).

Gravitative Massenbewegungen

Die Paragneis-dominierten Bereiche des kartierten Gebietes zeigen verbreitet Anzeichen für gravitative Massenbewegungen. So weisen antithetische Brüche im Bereich des Schochnerwalds, im Hang westlich der Elferhütte sowie südwestlich der Pinnisalm auf vermutlich ruhende oder inaktive Bereiche eines langsamen Fließens hin. In diesen Bereichen ist das Festgestein zwar mehr oder weniger aufgelockert, der Felsverband ist dabei jedoch noch durchgehend erkennbar. Mehrere Zerrgräben und antithetische Brüche auf der Ostseite der Elferspitze belegen den Bereich einer tiefgreifenden Hangdeformation, deren Abrisskante durch den Gipfelaufbau der Elferspitze zieht. Durch die Abwärtsbewegung des Hanges kippen Türme aus dem von Klüften durchzogenen Wettersteindolomitmarmor talwärts und verteilen sich als große Sturzblöcke auf der Flanke in das Pinnistal.

Nordwestlich des Zwölfernieders weisen hausgroße Dolomitblöcke im Autengrübl auf eine Felssturzablagerung aus dem Gipfelbereich der Elferspitze hin. Die Anordnung der Blöcke entlang von Stauchwällen einer Blockgletscherablagerung spricht für einen nachträglichen Transport des Felssturzmaterials.

Übersichtsbegehungen im Gebiet Fotschertal

Im Zuge von Übersichtsbegehungen im zentralen Fotschertal wurden hauptsächlich Sillimanit- und Kyanit führende Paragneise (Muskovit-Biotit-Paragneis) und grobkörniger Grt-St-Glimmerschiefer (Qz-Plag-Ms-Bt-Chl-Grt-St-Ky-Sil; Akzessorien: Zr, Ap, Tur) angetroffen. Deutlich sind bis zu 2 cm große Staurolith- und Granatblasten im Handstück erkennbar, die Glimmer erscheinen frisch und sind kaum chloritisiert. Die Glimmerschiefer ziehen in einer flachen Synform mit E–W streichender Faltenachse im zentralen Teil des Fotschertals über die Bergrücken. NNE-vergente, WNW–ESE streichende Falten konnten in den Glimmerschiefern eingemessen werden.

In der Umgebung des Gasthofs Bergheim und der Akademikerhütte zeichnen mehrere, sich zum Teil überlagernde End- und Seitenmoränenwälle eine komplexe Situation im Spätglazial nach. Die Akademikerhütte ist orografisch links auf einer deutlichen End- und Seitenmoränenablagerung erbaut, die sich am Fuß einer großen Massenbewegung befindet (Axamer Kälberalm, siehe unten). Von Südwesten kommend zieht sich aus dem Einzugsgebiet des Almindbachs ein Seitenmoränenwall herunter, der den aus dem Fotschertal kommenden End- und Seitenmoränenwall abzuschneiden scheint. Ockerfarbene, feinkörnige Sande mit wenigen, gerundeten Komponenten, die in der Verebnung südlich der Kote 1.669 aufgeschlossen sind, zeigen womöglich eine Eisstausituation an. Orografisch rechts wurden, etwas nördlich der Kote 1.669, Seitenmoränenablagerungen mit großen Blöcken angetroffen, die sich zur ^{10}Be-Expositionsdatierung eignen könnten.

Großflächige gravitative Massenbewegungen auf beiden Talseiten stehen in Zusammenhang mit dem Auftreten der Glimmerschiefer im zentralen Bereich des Fotschertals. Doppelgratbildungen mit Zerrgräben und antithetische Brüche, die sich über die Hänge ziehen, sind deutliche Anzeiger für die Hangbewegungen. Die Bewegung erfolgte hauptsächlich durch hangparalleles Abgleiten auf den Schieferungsflächen, sodass diese Massenbewegungen als Bereiche einer Gleitung zu klassifizieren sind.

Die Massenbewegung im Bereich der Axamer Kälberalm (auf der orografisch linken Talseite) umfasst eine Fläche von ca. 3,9 km^2 und ist in einzelne, mehr oder weniger stark bewegte Teilbereiche gegliedert. Die Abrisskante der tiefgreifenden Hangdeformation zerschneidet einen End- und Seitenmoränenwall des Egesenstadials (Hormes, 2019) im Bereich der Seigesgrube und ist somit vermutlich holozänen Alters. Orografisch rechts ist das Gebiet um die Furggesalm von einer größeren Massenbewegung (ca. 2,3 km^2) betroffen. Weitere Massenbewegungen am Kastengrat (ca. 1,9 km^2) und Schellenberg (in der Umgebung der Potsdamer Hütte) entwickelten sich nach der letzten Gletscheraktivitität und sind vermutlich als subrezent anzusehen. Diese wurden bereits in der Masterarbeit von Breitfuss (2016) eingehend bearbeitet.

Literatur

Breitfuss, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Unveröffentlichte Masterarbeit, 136 S., Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Innsbruck.

Fügenschuh, B., Mancktelow, N.S. & Seward, D. (2000): Cretaceous to Neogene cooling and exhumation history of the Oetztal-Stubai basement complex, eastern Alps: A structural and fission track study. – Tectonics, **19**/5, 905–918, Washington.

Hammer, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Hormes, A. (2018): Bericht 2018-01: Quartärgeologische Kartierung in den Gebieten Ranalt und Neustift auf Blatt UTM 2228 Neustift im Stubaital. – 21 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19691-RA/147/2018]

Hormes, A. (2019): Bericht 2019: Quartärgeologische Kartierung in den Gebieten Oberbergtal, Fotschertal und Seigesalm auf Blatt UTM 2228 Neustift im Stubaital. – 21 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19905-RA/147/2019]

KRAINER, K. & RIBIS, M. (2012): A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps (Austria). – In: KRAINER, K., KELLERER-PIRKLBAUER, A., KAUFMANN, V., LIEB, G.K., SCHROTT, L. & HAUSMANN, H.: Permafrost in Austria, 32–47, Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.

NITTEL, P. (2011): Geologie, Hydrogeologie und Geomorphologie des Fotschertales – Kartierungsergebnisse Projekt „Sellrain" 2006. – In: SCHÄFER, D. (Hrsg.): Das Mesolithikum-Projekt Ullafelsen (Teil 1): Mensch und Umwelt im Holozän Tirols, 61–92, Darmstadt.

REISER, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 159–161, Wien.

SCHINDLMAYR, A. (1999): Granitoids and Plutonic Evolution of the Ötztal-Stubai Massif: A Key for Understanding the Early Palaeozoic History of the Austroalpine Crystalline Basement in the Western Eastern Alps. – Dissertation, Universität Salzburg, 288 S., Salzburg.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARTIN REISER

Geologische Neuaufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin (Ötztal-Decke) erfolgten im Zuge der routinemäßigen Landesaufnahme auf Kartenblatt GK25 NL 32-03-28 Neustift im Stubaital Ost. Die Kartiergebiete erstreckten sich im hinteren Gschnitztal im Bereich Schleims-, Grübl- und Badlalm sowie im Stubaital zwischen Ranalt und Gasteig. Übersichtsbegehungen im Gebiet Senders-, Oberberg- Schlicker-, Pinnis- und Fotschertal wurden teilweise gemeinsam mit Manfred Linner, Michael Lotter und Jürgen M. Reitner durchgeführt. Darüber hinaus wurden auf dem nördlichen Viertelblatt gemeinsam mit Jürgen M. Reitner mehrere Proben zur Expositionsdatierung der spätglazialen Gletscherstände im Senderstal und Fotschertal entnommen. Frühere Bearbeitungen/Kartierungen von HAMMER (1929), NITTEL (2011) und BREITFUSS (2016) wurden als Arbeitsgrundlage verwendet.

Kartiergebiet Gschnitztal

Das kartierte Gebiet erstreckt sich am südlichen Blattrand von UTM NL 32-03-28 Neustift im Stubaital und reicht von der Laponesalm im Norden bis zur Blattgrenze im Süden (Lokalität Kühberg und Badlalm) und Osten (östlich unterhalb des Gipfels der Gargglerin).

Die Gesteine im untersuchten Gebiet bestehen überwiegend aus Paragneis bzw. Glimmerschiefer sowie verschiedenen Orthogneistypen und untergeordnet Amphibolit. Das polymetamorph überprägte Kristallin ist Teil der Ötztal-Decke (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem/Oberostalpin). Außerdem ist am östlichen Kartenblattrand mit dem Gipfelaufbau der Gargglerin (2.470 m) eine vom Tribulaun-Massiv isolierte Klippe der mesozoischen Sedimentbedeckung (Brenner Mesozoikum) erhalten.

Eine erste, amphibolitfazielle Überprägung des Kristallins erfolgte während der variszischen Orogenese. Dabei wurde die im Allgemeinen mittelsteil nach NW bis NNW einfallende Schieferung angelegt. Im Zuge der eoalpidischen Überprägung erreichten die Temperaturen im Arbeitsgebiet Bedingungen der oberen Grünschieferfazies (ca. 490–500° C; DIETRICH, 1983). In Dünnschliffen aus den Metasedimenten (Paragneis und Glimmerschiefer) lassen sich zwei Granat-Populationen unterscheiden: mehrphasige, bis zu mehrere cm-große Granate und kleine idiomorphe Granate bis zu 0,5 mm im Durchmesser, die vermutlich alpidisch gebildet wurden. In Dünnschliffen aus dem Stubaital wurden ebenfalls zwei Granatpopulationen beobachtet, die neugebildeten Granate zeigen dort aber nur Durchmesser bis ca. 0,1 mm. Darüber hinaus überwachsen große Biotitleisten (bis zu 5 mm) die Schieferung in Paragneisen und Amphiboliten (sog. Querbiotit). Teilweise wurden die Biotite noch zerschert bzw. deformiert. Da dieses Biotitwachstum auch aus mesozoischen Gesteinen berichtet wird (z.B. aus den Raibler Schichten; cf. KÜBLER & MÜLLER, 1962), ist von einer alpidischen Bildung auszugehen. Neben Quarz, Feldspat, Granat, Biotit, Muskovit und Turmalin sind in den Paragesteinen mehrere cm-große Pseudomorphosen von Serizit nach Disthen anzutreffen. Die Gesteine sind am südlichen Blattrand intensiv duktil verfaltet. Im Bereich der Schleimsalm zeigen die Paragesteine von Quarz und Hellglimmer umflossene Granatblasten- und Turmalinnester. Zahlreiche Quarzmobilisate verleihen dem Paragneis ein schlieriges Erscheinungsbild.

Generell lassen sich die Orthogesteine im Arbeitsgebiet in zwei Gruppen unterteilen. Von der Lokalität Hintersandes zieht ein grobkörniger, hellglimmerbetonter Feldspataugengneis über das Sandesjöchl in den Bereich der Badlalm. Dieser Orthogneis zeigt starke Ähnlichkeit zum Muskovit-Granitgneis im Bereich des Elfers (Bassler-Typ; cf. REISER, 2021). Im Bereich der Schleimsalm ist ein ähnlicher, jedoch feinkörnigerer und verfalteter Orthogneis mit einzelnen mafischen Enklaven anstehend.

Der zweite Orthogneis-Typ ist ein mittelgrauer Biotit-Orthogneis im Bereich Kühberg, auf der Nordseite der Schwarzen Wand (2.364 m). Dieser wurde auf der Karte von SCHMIDEGG (1932) als Tonalitgneis bezeichnet, wird jedoch in der vorliegenden Kartierung als Granit bis Granodiorit angesprochen, da im Dünnschliff einzelne Kalifeldspatminerale auftreten. Hornblende wurde in den vorliegenden Dünnschliffen nicht beobachtet. Die Ergebnisse geochemischer Analysen deuten eine mögliche Korrelation mit den Biotit-Granitgneisvorkommen im Stubai- und Pinnistal (REISER, 2018, 2021) an.

In den Kristallingesteinen lassen sich mehrere Faltengenerationen differenzieren: (1) NNE bis NE abtauchende, geschlossene bis isoklinale Falten und (2) WNW–ESE streichende, überwiegend enge Falten mit NE einfallenden Achsenebenen. Diese beiden Faltengenerationen stimmen mit den von REISER (2021) beschriebenen Falten aus dem Stubaital überein und werden als prä-alpidische Falten interpretiert. Die alpidische Überprägung äußert sich in einer Phyllonitisierung der Paragesteine an flach nach SE einfallenden, diskreten Scherzonen. Eine intensive mylonitische Überprägung der prä-alpidischen Schieferung setzt westlich der Gargglerin ca. 40 m unter der Basis des Mesozoikums ein. Die Verfaltung um subhorizontale, WNW–

ESE streichende Faltenachsen im Paragneis im Bereich der Sandesalm (östlich der Gargglerin) wird ebenfalls der alpidischen Überprägung zugerechnet. E–W streichende Kinkfolds mit südfallenden Achsenebenen (teilweise auch mit top-S Vergenz) sowie top-S gerichtete steile Aufschiebungen werden als jüngere (Paläogen?) Strukturen interpretiert.

Die tektonische Klippe des Gargglerin-Gipfels wird von einer Störung im Sandestal abgeschnitten. Auf dem anschließenden Blatt BMN 148 Brenner liegt die Basis des Mesozoikums ca. 600 m tiefer. Die Situation ähnelt der im Pinnistal (cf. Reiser, 2021). Westlich des Gipfelaufbaus (entlang des Weges) und östlich (entlang eines schmalen Steiges) ist die mylonitisch überprägte Basis des Mesozoikums (Perm–Untertrias-Quarzit und dunkler, anisischer Dolomit) aufgeschlossen. Über das Gargglerinjoch, am Kontakt zum Kristallin, verläuft eine NW–SE streichende, spröde Störung, welche die Gesteine kataklastisch überprägt. Nordöstlich der Gargglerin zieht eine dextrale Seitenverschiebung subparallel zur oben erwähnten Gargglerinjoch-Störung über den Grat. Generell lässt sich die Situation im Sandestal gut mit der gegenüberliegenden Talseite des Gschnitztals vergleichen: am Pinnisjoch wurden Biotit-Granitgneis und Paragneis mit SE-gerichteter Kinematik mylonitisch überprägt. Spröde, NE–SW streichende Abschiebungen versetzen die Mylonite. Diese Abschiebungen wurden teilweise als sinistrale Seitenverschiebungen reaktiviert.

Quartäre Ablagerungen im Untersuchungsgebiet Gschnitztal

Die bekannte Endmoräne der Typuslokalität des Gschnitz-Stadials bei Trins (Penck & Brückner, 1909; Ivy-Ochs et al., 2006) befindet sich ca. 12 km talauswärts, daher sind im kartierten Gebiet nur subglaziale Ablagerungen des Gschnitz-Stadials zu erwarten. Umso prominenter ist das Egesen-Stadial mit mehreren End- und Seitenmoränenwällen vertreten, die vom Forstweg zur Tribulaunhütte im Sandestal gequert werden. Im Bereich der Sandesalm, am südöstlichen Rand des Kartenblattes, heben sich gestaffelte Wallformen vom Hang ab. Eine komplexe Überlagerung mehrerer Moränenwälle zeigt sich im Bereich der Schleimsalm bei Kote 1.941 m. Am südlichen Blattrand bzw. zum Teil bereits auf dem Nachbarblatt (UTM NL 32-06-04 Sölden), sind im Kar unterhalb von Weißwand (3.017 m) und Hohem Zahn (2.924 m) Moränen des 1850er Stands (Little Ice Age Maximum) des Padreilferners sowie von kleineren Gletscherresten im Bereich des Gamsschrofens erhalten. Einzelne, große Dolomitblöcke, die nicht durch gravitative Prozesse abgelagert wurden, erlauben die Rekonstruktion ehemaliger Gletscherstände. Im Bereich der Badlalm, östlich des Schnabele (2.451 m), sind „protalus ramparts“ im Sinne von kleinen Blockgletscherablagerungen am Fuß der Schutthalden ausgebildet. Ein vermutlich inaktiver Blockgletscher befindet sich knapp außerhalb der Blattgrenze, nördlich unterhalb des Pflerscher Pinggls (2.767 m). Dolomitschutt erstreckt sich südöstlich der Gargglerin über den Hang bis in den Bereich der Sandesalm bei Kote 2.040 m. Der Blockschutt ist vermutlich einem Felssturzereignis aus dem südöstlichen Teil des Gipfelaufbaus zuzurechnen. Die Gesteine sind durch die NW–SE streichende Störung über das Gargglerinjoch spröd überprägt und die Ausbruchsnische wird von SE-fallenden Kluftflächen bzw. E–W streichenden Klüften begrenzt.

Kartiergebiet Stubaital

Der Talboden des Stubaitals zwischen Ranalt und Gasteig (Unterbergtal) wird von großen Schwemmfächern aus den südlichen und nördlichen Talflanken aufgebaut. Auf der südlichen Seite ist in diesem Bereich fast ausschließlich Paragneis aufgeschlossen. Dieser zeigt eine nach Südwesten hin zunehmende duktile Überprägung. Am Issebichl bei Falbeson ragt ein Felsriegel aus intensiv verfaltetem Paragneis und Glimmerschiefer in den Talboden. Die wechselnd einfallende Orientierung der Foliation (mittelsteil nach NE vs. steil nach NW einfallend) ist vermutlich auf Parasitärfalten einer Großfaltenstruktur mit einer NNW-abtauchenden Faltenachse (konstruierte Orientierung ca. 336/60) zurückzuführen.

Bei Ranalt ist Amphibolit- und Granat führender Tonalit in einem Gletscherschliff neben dem neu angelegten Wilde-Wasser-Weg aufgeschlossen. Diese Vergesellschaftung zieht, von Palzer-Khomenko (2018) als Rinnengruben Lithodem zusammengefasst, aus dem Oberbergtal über die Regensburger Hütte im Falbesontal nach Ranalt herab. Der Amphibolit ist intensiv deformiert und von Zoisitfilz- und Epidotschlieren durchzogen.

Grober Hellglimmer, mehrere cm-große Aktinolithnadeln, cm-große Titanphasen und bis 2 cm großer Granat lassen sich im Aufschluss beobachten. Im Dünnschliff zeigen sich neben Epidot und großen Amphibolen einzelne Pyroxene. Rutil tritt als Einschluss im Zoisitfilz auf und wird bei Auftreten in der Matrix von Ilmenit und/oder Titanit überwachsen. Symplektite konnten in den Dünnschliffen bisher noch nicht dokumentiert werden. Der Tonalit ist ebenfalls grobkörnig, mit cm-großem Granat, zoniertem Epidot und duktil deformierten Kalifeldspatblasten. In den angrenzenden Metasedimenten wurden im Dünnschliff bis zu 2 mm große Rutilminerale mit Ilmenitsaum beobachtet. Weiter südwestlich von Ranalt fallen graue, prismatische Minerale auf den Foliationsflächen ins Auge, bei denen es sich meist um Pseudomorphosen von Serizit nach Disthen und Staurolith handelt. Wenn Staurolit erhalten ist, kann er Einschlüsse von Granat und Rutil enthalten. Im Dünnschliff zeigen sich zwei Granat-Populationen: neben großen Granatmineralen (bis cm-Größe), treten kleine (ca. 0,1 mm im Durchmesser) idiomorphe Minerale auf, die vermutlich im Zuge der alpidischen Überprägung entstanden sind. Im Vergleich mit Dünnschliffen aus dem Gschnitztal fällt der, aufgrund des gen Südosten ansteigenden alpidischen Metamorphosegradienten, kleinere Durchmesser der idiomorphen Granatblasten auf.

Auf der nördlichen Seite des Unterbergtals ist an der Talverengung bei Falbeson ein Feldspataugengneis (Bassler Orthogneis) aufgeschlossen. Spröd-duktile, Top-nach-SE gerichtete Abschiebungen im Paragneis aus dem Liegenden des Orthogneises wurden vermutlich unter grünschieferfaziellen Bedingungen im Zuge der oberkretazischen Abschiebung angelegt. NNE–SSW streichende, mittelsteil nach WNW einfallende Sprödstrukturen am Kontakt von Ortho- und Paragneis (z.B. gegenüber dem Issebichl sowie

weiter talauswärts unterhalb der Kerrachalm) mit SW-fallender Striemung zeigen sinistralen Bewegungssinn. Die dem Talverlauf folgende Geometrie der Störungen legt nahe, dass es sich dabei um die Stubaital-Störung handeln könnte. Aus dem Geländebefund ist nur eine grobe zeitliche Einordnung möglich, vermutlich wurde die Struktur im Oligozän (D3) angelegt, oder eine ältere Struktur reaktiviert.

Übersichtsbegehungen im Stubaital/Schlickertal

In der Hangflanke westlich von Fulpmes wird der flach nach NW einfallende Wettersteindolomit von vertikalen Störungen lateral begrenzt und um ca. 150–200 m gegen das Kristallin herabgesetzt (die Fortsetzung der Struktur liegt auf Blatt BMN 148 Brenner). Dieses tiefere Stockwerk wird von quartären Ablagerungen überlagert und ist nur schlecht aufgeschlossen. Der hohe Versatzbetrag hat sich an SE fallenden Bewegungsbahnen entlang NE–SW streichender, hangparalleler Abschiebungen entwickelt, die von intensiver Deformation begleitet sind. Ausgeprägte Zerrstrukturen (Zerrgräben, Abrisskanten, antithetische Brüche) im Kammbereich des Hangrückens sprechen zudem für eine großräumige gravitative Massenbewegung, die den SE exponierten Bereich erfasst hat. Auf dem Laserscan sind auch Abrisskanten im Hang und konkav-konvexe Geländeformen erkennbar, die auf einen Bereich eines langsamen Fließens hinweisen und auch die isolierten Dolomitschollen auf 1.000 m nahe des Talbodens erklären.

Am Talausgang des Schlicker Baches bilden mächtige Eisrandsedimente der Eiszerfallsphase die Wiesenflächen der Brugger- und Fronebenalm (cf. Mayr & Heuberger, 1968). Die Verflachung wird von sandigen und kiesigen Ablagerungen mit dolomitischen und kristallinen Komponenten gebildet. Zwischen 1.280 und 1.350 m hebt sich eine erosiv geformte, markante Wallform auf der orografisch rechten Seite des Schlicker Baches ab. Diese wurde von Leidlmair (1953) als Endmoräne des Gschnitz-Stadials interpretiert. Auf der äußeren Seite der Wallform befindet sich eine Erdstromablagerung, die auf einen Wasserstauer im Untergrund hinweist. In der Flanke zum Bach sind ca. 30 m mächtige Bänderschluffe mit sandig-kiesigen Lagen aufgeschlossen, die vermutlich ursächlich für die Wallform sind. Die Schluffe weisen auf eine Stausituation am Eisrand hin. Somit handelt es sich bei der Wallform nicht um eine End- oder Seitenmoränenablagerung, sondern um eine Erosionsform, die sich im Bereich der Bänderschluffe gebildet hat. Die Kiese und Sande, mit eingeschalteten schluffigen Lagen, reichen bis auf 1.460 m in den Bereich der eigentlichen Gschnitzmoräne. Letztere ist eine deutlich erkennbare End- und Seitenmoränenablagerung aus dolomitischem Material.

Auf der Südseite des Stubaitals sind im Autengrübl zwischen 1.800 und 2.000 m, nordwestlich unterhalb der Elferspitze (2.505 m), hausgroße Dolomitblöcke (siehe Reiser, 2021) auf mehreren Wällen abgelagert. Das Auftreten von Diamikt an der Stirn der Wallformen, sowie vereinzelt zwischen den Blöcken, spricht gegen eine Ablagerung als Blockgletscher oder als reine Felssturzablagerungen. Die Situation wird dahingehend interpretiert, dass ein Felssturz auf einen Gletscher (vermutlich während des Egesen-Stadials) erfolgte. Das Material wurde von dem, nun schuttbedeckten, Gletscher weitertransportiert und in Wällen und Loben abgelagert. Oberhalb der Autenalm (1.658 m), im Zungenbereich dieser Lokalgletscher, werden ältere, vermutlich gschnitzzeitliche Moränenwälle von Blockmaterial überschüttet.

Übersichtsbegehungen im Oberbergtal

Intensiv verfaltete Glimmerschiefer mit zwischengeschalteten Orthogneis- und Amphibolitlagen sowie Kalksilikatgesteinen sind im Talbereich am Ausgang des Oberbergtals aufgeschlossen. Deutlich sind zwei Faltengenerationen unterscheidbar (FA1: isoklinale, NE einfallende Faltenachsen vs. FA2: flach SE bzw. NW fallend, mit NE einfallenden Achsenebenen). Scherbänder zeigen eine NE-gerichtete Extension an. Steile, NNW–SSE streichende, dextrale Seitenverschiebungen überprägen die oben genannten Strukturen.

Um die Frage nach dem Zusammenfließen der Gletscher aus dem Ober- und Unterbergtal während des Gschnitzvorstoßes zu beantworten, wurden Begehungen im Oberbergtal sowie an dessen Mündung in das Stubaital durchgeführt. Der Aufschluss beim Kraftwerk Milders, am orografisch linken Talausgang des Oberbergtals, zeigt an der Basis Ablagerungen mit angularen, kristallinen und karbonatischen Geröllen (SSC; Lithofaziescodes nach Keller, 1996), die als Wildbachsedimente aus dem Oberbergtal interpretiert werden. Diese werden von Silt (Fmd), überkonsolidierten Diamikten (Dm) und korngestützten Kiesen (gGc bis bGc) mit zwischengeschalteten, kiesig-sandigen bis sandigen Ablagerungen (GS, GSp, Sb) überlagert. Das Top der beschriebenen Abfolge befindet sich etwas oberhalb von 1.200 m und lässt sich sowohl mit Eisrandablagerungen auf der orografisch rechten Talflanke (Lokalität Bichl), als auch mit den prominenten, weiter talauswärts im Stubaital gelegenen Eisrandterrassen bei Neustift (cf. Hormes, 2019) korrelieren. Basierend auf der Abfolge und den kartierten Sedimentkörpern lässt sich am Eingang des Oberbergtals eine Stausituation am Rande des, aus dem Unterbergtal vorstoßenden, gschnitzzeitlichen Stubai-Gletschers rekonstruieren: Der anwachsende Stubai-Gletscher riegelte das Oberbergtal ab und staute so den Wildbach. Dadurch kam es zur Ablagerung glaziolakustriner Sedimente mit Dropstones. Ein weiteres Anwachsen des Gletschers führte zum Überfahren der zuvor abgelagerten Sedimente sowie zur Ablagerung der Grundmoräne und der Stubai-Gletscher drang anschließend etwas nach Norden in das Oberbergtal ein. Die Eisrandablagerungen im Hangenden des Diamikts sind angesichts der Höhenlage im Vergleich mit anderen vergleichbaren Sedimenten der weiteren Umgebung am ehesten als Ablagerung während der Stabilisierung des Gletschers zu interpretieren.

Im vorderen Oberbergtal konnten im Talbereich keine Moränenablagerungen festgestellt werden, am Hangfuß östlich von Teiser- und Brixnerhof sind jedoch zwischen 1.300 und 1.900 m lokale (Dolomit führende) Eisrandsedimente aufgeschlossen (cf. Hormes, 2020). Da sich eine Abtrennung von gschnitzzeitlichen Eisrandablagerungen im Gelände nicht bestätigt hat, werden die Eisrandablagerungen in diesem Bereich der Eiszerfallsphase zugeordnet. In einem von der Straße im Tal deutlich sichtbaren Hang-

anriss im Gebiet der Oberberger Mähder ist auf 1.680 m eine Würm-hochglaziale Grundmoränenablagerung (überkonsolidierter Diamikt, zum Teil mit Scherflächen) aufgeschlossen. Die Wildbäche haben sich tief in die, an den Hang angelagerten, quartären Sedimente eingeschnitten und Schwemmkegel im Talboden gebildet (terrassenförmiger Körper unterhalb des Roacherhofs), die (sub)rezent wiederum erodiert werden.

Weiter in das Tal hinein ist südlich von Kuetzen und Buecherhof zwischen 1.400 und 1.460 m (südliche Talseite) eine talauswärts absteigende Wallform mit großen Blöcken (bis zu 70 m^3) erhalten. Obwohl dies nicht durch Datierungen belegt werden kann, handelt es sich dabei vermutlich um eine Seitenmoränenablagerung des gschnitzzeitlichen Obernberg-Gletschers. Die Geometrie einer Seitenmoränenablagerung direkt südlich davon zeigt, dass der Obernberggletscher gerade noch mit einem Gletscher aus dem Kar nördlich der Seblasspitze in Kontakt war. Jedenfalls spricht die Position des Seitenmoränenwalls im Talgrund, 4 km vom Talausgang entfernt, gegen eine spätglaziale Vereinigung der Gletscher aus dem Ober- und Unterbergtal. Östlich (in Richtung talauswärts) dieses Moränenwalls gibt es keinerlei Hinweise auf Ablagerungen einer gschnitzzeitlichen Gletscherzunge im Oberbergtal. Darüber hinaus hätte der Aufschluss beim Kraftwerk Milders bei einem Zusammenfließen der beiden Gletscher vermutlich nur geringes Erhaltungspotenzial gehabt.

Quartärgeologische Untersuchungen zur Gliederung der spätglazialen Ablagerungen im Senders- und Fotschertal

Im Talboden des Senderstals ist auf 1.400 m im Bereich der Fischerhütte/Zwergerhaus (Lokalität Kaserl) eine erosiv überprägte Seitenmoräne erhalten, die aufgrund der Lage dem Gschnitz-Stadial zugerechnet wird (KLEBELSBERG, 1929; KERSCHNER & BERKTOLD, 1981). Die genaue Position der Endmoräne kann nicht lokalisiert werden. Eisrandablagerungen, die in der Umgebung zwischen 1.500 und 1.600 m an den Talflanken angelagert sind, werden der Eiszerfallsphase zugeordnet. Talaufwärts setzen an den talnahen Flanken ab ca. 1.480 m die von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) beschriebenen, monomikten Bergsturzablagerungen ein, überlagert von einer Grundmoränenablagerung, die mit den zuvor beschriebenen gschnitzzeitlichen Seitenmoränen verknüpft wird. Diese stratigrafische Situation – gschnitzzeitliche Grundmoräne über prä-gschnitzzeitlicher Bergsturzablagerung – zieht sich bis zur Kapelle oberhalb der Kemater Alm (1.673 m), wo morphologisch eine subglaziale Wallform vorliegt. In den Bachrunsen in der Almwiese sind ebenfalls angulare, monomikte (Dolomit) Bergsturzablagerungen mit „jigsaw-clasts“ (puzzleartig zerbrochene Klasten) aufgeschlossen. In südöstlicher Richtung bergwärts, im Bereich der Oberen Isse, unterhalb der Lokalität Papstkreuz, ist auf ca. 1.900 m im Graben eine abgeglittene Felsscholle aus kataklastisch überprägtem, dunklem Dolomit (vermutlich Anisium) aufgeschlossen. Die Ausbruchsnische des prä-Gschnitz-stadialen Bergsturzes befindet sich direkt oberhalb, im Bereich zwischen Hochtennspitze (2.549 m) und Hochtennboden. Die Bergsturzablagerungen an der Kemater Alm werden von einer ca. 20 cm mächtigen, polymikten Grundmoränenablagerung (vermutlich Gschnitz-Stadial) mit facettierten Dolomit- und Kristallinkomponenten überlagert. Hangleisten mit großen Dolomitblöcken nördlich der Kemater Alm werden als Seitenmoränenablagerung des gschnitzzeitlichen Gletschers interpretiert. Nördlich der Adolf-Pichler Hütte (1.977 m) sind an der westlichen Talflanke Reste von Seitenmoränenablagerungen mit abgerundeten Kämmen zu erkennen, die auch schon von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) als Ablagerungen des Gschnitz-Stadials klassifiziert wurden.

Mit der eindrucksvollen Moränenbastion, an deren äußerstem Punkt die Adolf-Pichler-Hütte thront, ändert sich das im Vorfeld subglazial geprägte Landschaftsbild schlagartig. Die gut erhaltenen Moränenwälle in der Umgebung der Adolf-Pichler-Hütte wurden von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) als Typuslokalität für das Senders-Stadial definiert. Beachtenswert ist der Materialwechsel in den Endmoränenablagerungen unterhalb der Adolf-Pichler-Hütte. In der letzten Kehre unterhalb der Hütte ist ein Diamikt (Dmm) mit angularen bis subangularen Dolomitkomponenten und subangularen bis subgerundeten Kristallinkomponenten in einer siltigen Matrix aufgeschlossen. 10 m weiter den Weg entlang sind kaum mehr Kristallinkomponenten im Diamikt zu beobachten. In der Kehre an der Hütte ist nur mehr angularer, klastengestützter Dolomitschutt (SCc) anzutreffen. Betrachtet man die Abfolge von subglazial geprägtem (angerundetem) Material im tieferen Abschnitt und darüber dominant auftretendem eckigem, und damit supraglazial transportiertem Sediment, dann ist nach JÜRGEN M. REITNER (mündl. Mitt.) die Genese dieser Endmoräne am besten als Ablagerung eines stark schuttbedeckten Gletschers erklärbar. Darüber hinaus wurde das Moränenmaterial teilweise durch Blockgletscher remobilisiert.

Zur Datierung der Wallformen wurden mehrere Dolomit- und Glimmerschieferblöcke auf den Wällen sowie Ablationsblöcke beprobt. Das in der Karte von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) eingezeichnete Daun-Stadial konnte an der entsprechenden Lokalität im Gelände nicht nachvollzogen werden. Mehrere große Sturzblöcke im Bereich der Verflachung auf 2.100 bis 2.200 m weisen auf einen Felssturz aus der Westflanke der Großen Ochsenwand (2.700 m) hin. Eine Blockgletscherablagerung innerhalb einer (Egesen?) Seitenmoränenablagerung auf 2.200 m stellt vermutlich eine umgelagerte Felssturzablagerung aus der Nordwestflanke der Riepenwand (2.774 m) dar. Etwas weiter westlich ist eine Blockschutthalde mit vergrusten Dolomitblöcken aufgeschlossen, die vermutlich ebenfalls einem oder eventuell dem gleichen Felssturzereignis zugeordnet werden muss.

Im Senderstal ist am östlichen Hangfuß des Angerbergkopfes (2.399 m) eine prägnante Wallform bzw. Hangleiste mit glazial geprägten, subangularen Blöcken erhalten, die, in einzelne Segmente zerlegt, von 1.860 m im Norden auf 1.980 m im Süden ansteigt. KERSCHNER & BERKTOLD (1981) interpretierten die Wallform als Seitenmoräne und verwendeten diese zur Rekonstruktion der Gletscherzunge des Senderstalgletschers. In Bezug auf die Interpretation dieser Wallform ist es jedoch wichtig darauf zu verweisen, dass die Talflanken im Fotschertal und Senderstal von großflächigen gravitativen Massenbewegungen bestimmt werden. Auf dem Laserscan ist deutlich zu erkennen, wie tiefgreifende Hangdeformationen die Morphologie im Senderstal überprägen. Die Massenbewegungen reißen in

Glimmerschiefern an, die in E–W-Richtung über die N–S verlaufenden Bergrücken streichen. KERSCHNER & BERKTOLD (1981) berichten von Wallformen im Festgestein auf der gegenüberliegenden, östlichen Talseite und argumentieren auch einen geringfügigen Versatz des Seitenmoränenwalls durch eine Massenbewegung. Die Position der Wallform an der Stirn der Massenbewegung sowie die „frische" morphologische Ausprägung sprechen jedoch eher für einen Kompressionswall einer Massenbewegung. Darüber hinaus findet die Wallform keine direkte Fortsetzung außerhalb der Massenbewegung.

Eine weiter talauswärts auf 1.870 m ansetzende Hangleiste wird von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) dem Gschnitz-Stadial zugeordnet, sie lässt sich mit Resten einer Seitenmoränenablagerung bei der Kemater Alm auf ca. 1.700 m korrelieren.

Im Fotschertal zeigt sich südwestlich des Alpengasthofs Bergheim (1.464 m) das Zusammenfließen der Gletscher aus dem hinteren Fotschertal und aus dem Einzugsgebiet des Almindbaches (Almindgletscher). Der deutlich ausgeprägte, orografisch rechte Seitenmoränenwall des Almindgletschers schneidet den orografisch linken Seitenmoränenwall des Fotschertalgletschers ab; im Zwickel befindet sich auf 1.550 m eine Vernässungszone. Auf etwa 1.460 m, wo die Forststraße den Almindbach quert, sind teilweise geschichtete Kiese und Sande (GS) sowie konsolidierte Schluffe aufgeschlossen. Diese werden als Eisrandablagerungen des Fotschertalgletschers interpretiert, die beim Vorstoß des Almindgletschers überfahren wurden. Die Position der Endmoräne des Almindgletschers im Talboden kann aufgrund einer Massenbewegung im Gebiet der Axamer Kälberalm nicht lokalisiert werden. Entlang der gut erhaltenen Seitenmoränenwälle (sowohl Almind- als auch Fotschergletscher) wurden mehrere Blöcke aus Glimmerschiefer und Paragneis für die ^{10}Be- Expositionsdatierung beprobt. Nördlich außerhalb des Kartenblattes, am Eingang des Fotschertals bilden Sande und gradierte Kiese auf ca. 1.100 m ausgeprägte Eisrandterrassen bei der Ortschaft Tanneben und im Bereich des Seigesbaches (Kiesgrube) aus (cf. HORMES, 2020). Die Eisrandablagerungen sind bis auf eine Höhe von 1.400 m in das Fotschertal hinein verfolgbar. An der Kartenblattgrenze, im Bereich des Geschieberückhaltebeckens im Seigesbachgraben, sind Deltaablagerungen aufgeschlossen. Die Eisrandablagerungen in den Hängen oberhalb der Rückhaltemauer sind allesamt in Bewegung, wobei diese gravitative Massenbewegung als Bereich eines langsamen Fließens zu kennzeichnen ist. Zusammen mit einem Starkniederschlagsereignis waren Anteile dieser instabilen Sedimentakkumulation im Bachgraben ursächlich für das Murereignis in Sellrain im Juni 2015.

Literatur

BREITFUSS, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Unveröffentlichte Masterarbeit, 136 S., Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Innsbruck.

DIETRICH, H. (1983). Zur Petrologie und Metamorphose des Brennermesozoikums (Stubaier Alpen, Tirol). – Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, **31**/3–4, 235–257, Wien.

HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

HORMES, A. (2019): Bericht 2018 über quartärgeologische Aufnahmen in den Gebieten Ranalt und Neustift auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 396–401, Wien.

HORMES, A. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen in den Gebieten Oberbergtal, Fotschertal und Seigesalm auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 495–498, Wien.

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary Science, **21**/2, 115–130, Chichester.

KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, **132**, 5–12, Basel.

KERSCHNER, H. & BERKTOLD, E. (1981): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Senderstal, nördliche Stubaier Alpen, Tirol. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **17**, 125–134, Innsbruck.

KLEBELSBERG, R. v. (1929): Alte Gletscherstände im Vorland der Stubaier Kalkkögel. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **17**, 211, Innsbruck.

KÜBLER, H. & MÜLLER, W. (1962): Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **105**, 173–242, Wien.

LEIDLMAIR, A. (1953): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Schlickertal (Stubai). – Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum, **32**/**33**, 14–33, Innsbruck.

MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type areas of Late Glacial and post-glacial deposits in Tyrol, Eastern Alps. – In: RICHMOND, G.M. (Ed.): Glaciations of the Alps (Series in Earth Sciences, **7**), 143–165, University of Colorado, Boulder.

NITTEL, P. (2011): Geologie, Hydrogeologie und Geomorphologie des Fotschertales – Kartierungsergebnisse Projekt „Sellrain" 2006. – In: SCHÄFER, D. (Hrsg.): Das Mesolithikum-Projekt Ullafelsen (Teil 1): Mensch und Umwelt im Holozän Tirols, 61–92, Darmstadt.

PALZER-KHOMENKO, M. (2018): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin im Gebiet der Franz-Senn-Hütte auf Blatt 147 Axams. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 154–157, Wien.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909). Die Alpen im Eiszeitalter: 3. Band: Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen, 717–1199, Leipzig (Tauchnitz).

REISER, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 159–161, Wien.

REISER, M. (2021): Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 211–213, Wien.

SCHMIDEGG, O. (1932). Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Sölden und St. Leonhard. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Blatt NL 33-01-25 Sankt Peter in Ahrn

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente im Zillergrund auf Blatt NL 33-01-25 Sankt Peter in Ahrn

Jerzy Zasadni
(Auswärtiger Mitarbeiter)

During 2020 Quaternary sediments and landforms were mapped over an area of 85 km^2 in the upper reaches of Zillergrund valley in the Zillertal Alps in the south-western corner of the UTM map sheet NL 33-01-25 St. Peter in Ahrn. The mapped area encompasses the eastern side of Sundergrund, Hundskehle (Hundskehlgrund) and Zillergründl valleys as well as the main Zillergrund valley in the section between In der Au and Bärenbad settlements and neighbouring cirques: Hohenbergkar, Aukar and Oberes Bärenbadkar. The mapped valleys are dissected in the Zentral gneiss lithology and show a typical high Alpine relief comprising straight, deeply incised glacial troughs and hanging tributary cirques. The elevation range in the mapped area reaches ca. 2,000 m (always above sea level in this text), between 1,250 m in the Zillergrund valley bottom to 3,303 m in the summit of Reichenspitze. In this steep terrain, Quaternary sediments only occur in the valley floor and the hanging cirques.

Last Glacial Maximum (LGM)

The maximum ice surface elevation during the Last Glacial Maximum is evidenced on glacial erosional landforms e.g. polished bedrock on valley-side spurs, which turn to sharp arêtes above. Glacially truncated spurs (Hahn, Aukaregg) occur at 2,400–2,450 m in the neighbourhood of In der Au settlement in the Zillergrund valley and rise upvalley in the Zillergründl valley from ~2,500 m near the Plattenkopf spur, ~2,550 m in the Rainbachkopfl spur to more than 2,700 m in the area of Heiliges Geistjöchl pass. The southwestern direction of striae and crescentic gouges located 400 m northwest of this pass as well as the polished quartz vein directly on the pass confirms that there was a small scale ice overflow trough the pass to the south during the LGM. In the head of the Hundskehle and Sundergrund valleys, the LGM ice-surface reach 2,600–2,650 m and similarly, ice likely overflow the Hundskehljoch (2,559 m) and Hörndljoch (2,553 m) passes to the south.

Lateglacial, Egesen stadial

The mapped area was in the accumulation zone during the Gschnitz stadial, therefore, there are no Gschnitz moraines, however, Egesen stadial moraines and relict rock glaciers occur in most of the cirques in this area. Egesen moraines commonly occur in the elevation range 2,200–2,600 m, but the lowest lateral moraine at 1,775 m is preserved in Bärenbadkar near Bärenbadkarhütte. Mostly moraines are not preserved in the bottoms of glacial troughs due to strong filling by talus and alluvial sediments. The expectation in the Hundskehle valley where Egesen laterofrontal moraines occur in its upper section, close to Talweg at 1,970 and 2,180 m.

The Egesen stadial is recorded as multi-moraine sequences. The common is 2–4 moraines showing glacier retreating phases in the cirques. The best-developed moraine sequences with massive 5–30 m high moraines can be observed in vast cirques exposed to the west in the Sundergrund (Bockkar, Schönhüttenkar, Rosskar), Hundskehle (Rosskar below Kleinspitze, Schafkarlen) and Zillergründl valley (Zillerkar, Gamskarl, Hohenaukar). Egesen moraines are often built with large several meters diameter blocks that often occurred as openwork accumulations, which suggest a high content of passively transported material on glaciers (surficial moraine). Moraines are accompanied by relict rock glaciers, which often surround as debris aprons the lowest cirque footwalls near the truncated spurs, for example, Aukarkopf and Rainbachkopfl spur in the Zillergründl valley and Rosskopf spur in the Sundergrund valley. Most of the relict rock glaciers occur in the elevation range 2,200–2,400 m. The largest relict rock glaciers spread in the bottom of Gaulkar cirque located south of In der Au settlement at an elevation of 2,130 m.

Holocene moraines intact rock glaciers

In the mapped area, Holocene/Little Ice Age (LIA) moraines occur only in the hanging cirques. They record the extent of 30 individual glaciers during the maximum Little Ice Age advance covering in total 12.7 km^2 of area. Most of these glaciers are now close to or have already disappeared. The total area of glacial and small residual glaciers and snow patches is 2.26 km^2 (mapped on the base of the laser-scanning model and recent orthophoto imagery). Relatively large glaciers Zillerkees (0.4 km^2) and Kuchelmooskees (0.57 km^2) are still found in the Raichenspitze massif in the Zillergründl catchment area. During Holocene advances these glaciers formed large moraine systems, with moraines up to 60 m high, e.g. the left-hand lateral moraine in the Zillerkar cirque. In the forefields of these glaciers, there are also moraines and glacier deposits older than 1850 advance. These moraines are found in the outer position and have a denser vegetation cover. Large Holocene moraine complexes occur also below Rauchkofel mountain in the upper part of the Zillergründl valley and northeast from the Napfspitze mountain in the Hundskehle valley. A good example of a large LIA glacier that has completely melted is found in the Rosskar cirque located northwest of Napfspitze mountain in the Sundergrund valley. The LIA moraines mark the extent of 1 km long and 0.56 km^2 large glacier. Currently, there are only small snow patches there. Similar length (1 km), size (0.6 km^2 large) and exposition (NW) had Dreieckerkees glacier in the head of the Zillergründl valley, which is now completely melted. The LIA terminal moraine of this former glacier is found in the flat alluvial infill of an overdeepening basin close to small lake Seewl (2,467 m), 1.1 km north from the Heiliges Geistjöchl pass. There are two moraine walls, the outer one 1 m high and the inner one 2 m high, made mainly of glacially deformed alluvial sands and gravels (push moraines). On the proximal side of the moraine walls, there is also typical material transported by small mountain glacier – large angular, openwork boulders. Push moraines are unusual in the Zillertal

Alps. Apart from the described one in the Zillergründl, such moraines are only known in Schwarzensteinkees glacier forefield in the Upper Zemmgrund valley (ZASADNI, 2011).

In the mapped area occur 38 intact rock glaciers (active or inactive rock glaciers, undistinguished). They are related to climate condition and permafrost creep during the late Holocene/Little Ice Age. Fronts of intact rock glaciers are on average at an elevation 2,590 m. The lowest ones occur in Gaulkar cirque (~2,200 m) located south of In der Au settlement and Magnerkare cirque (2,350 m) located south of Zillergründl reservoir lake. In the head of Zillergründl valley near Heiliges Geistjöchl pass, between Winkelkopf mountain and Oberboden site occur the largest rock glacier in the Zillertal Alps. It is only 800 m long but covers an area of 0.56 km^2, which makes it twice the size of the largest rock glaciers on the northern slope of the Tuxer Hauptkamm massif. Its front is 20–40 m high and stands at an elevation 2,410 m.

Landforms and sediments related to mass movements

Large landslides and deep sated gravitational deformations do not occur in the mapped area. The only evidence of deep sated rock flow occurs in the western side of Aukar cirque where several gravitational antithetic faults occur in the Aukar alp, from ~2,000 to ~2500 m. Down from this cirque occurs large rockfall scarp and massive boulder accumulation comprising several meters up to 20 m in diameter blocks. Similar debris accumulations with exceptionally large blocks occur also near In der Au settlement and the lower section of the Sundergrund valley. These debris accumulations are distinguished from common talus slope and cones not only by the large size of blocks but also by the less segregation of the material, which is typical for taluses. Most likely, they were formed as the result of larger single or several rock falls or rock avalanches just after the deglaciation of the valleys. Today these landforms are inactive.

The bottoms of the main valleys are filled with talus and debris flow cones and alluvial sediments. Unusual talus accumulations occur in the Hundskehle valley – particularly near Mitterhütten and Grumala sites and south of Karlahner site (1,850–2,190 m). They occur only on the foot of rock walls on the western side and are made entirely of debris and blocks without a fine matrix. The surface of these debris cones often reaching the counter slope so the debris is accumulated in an upslope direction. The morphological shape and also the common occurrence of fine debris on the top of larger blocks on their surfaces (snow avalanche perched debris) prove that the main process of debris accumulation in these cases is snow avalanches. The Hundskehle Valley is blocked in three places with such debris cones, which gives a very interesting phenomenon of sinking and flowing out of a relatively large stream. The fact that the stream flows underground through the cone material proves that they are mainly made of openwork large blocks.

References

ZASADNI, J. (2011): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im Zemmgrund, Schlegeisgrund und im Bereich Dristner und Tuxer Joch auf Blatt 149 Lanersbach, 150 Mayrhofen und 176 Mühlbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**, 138–140, Wien.

Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

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

GERHARD BRYDA

In den Kartierungssaisonen 2018/2019 wurden hauptsächlich kalkalpine Abschnitte im Mittelteil des Kartenblattes Waidhofen an der Ybbs geologisch neu aufgenommen. Das Arbeitsgebiet 2018 erstreckte sich von Waidhofen an der Ybbs nach Osten bis nach Gstadt und im Süden bis in den Bereich Rabenstadl (Niederösterreich). Im Jahr 2019 wurden die Arbeiten im Gebiet von Großgschnaidt, Lindau und Weyer (Oberösterreich) fortgesetzt. Zusätzlich wurden Bereiche der Rhenodanubischen Flyschzone südlich des Nellingbachtales begangen.

Abschnitt Waidhofen/Ybbs, Gstadt, Rabenstadl

Am südlichen Stadtrand von Waidhofen an der Ybbs sind Gesteine der Grestener Klippenzone (Ultrahelvetikum) aufgeschlossen. Bei diesen handelt es sich überwiegend um dunkelgraue bis schwarze, variabel (wenige Zentimeter bis max. 40 Zentimeter) gebankte, sandige Mergel mit häufig Hellglimmerschüppchen auf den Schichtflächen und eingeschalteten ebenflächigen Sandsteinlagen. Dabei wechseln sich dünnblättrig spaltende, tonigere Lagen mit kompakteren, kalkigeren Bänken ab. Zusätzlich treten dickere Kalkmergellagen mit Crinoidenschutt auf, selten sind auch Hornsteinknollen enthalten.

Die besten Aufschlüsse in diesem Gestein befinden sich unmittelbar südlich der Schmalspurbahn am Hang und in den Gräben oberhalb der Bahntrasse zwischen der Haltestelle beim BRG Waidhofen/Ybbs (Schiller Park) und dem östlich gelegenen Sportplatz (Vogelsang). Weitere Aufschlüsse sind am Weg von der Stadt zum Naturpark und im Graben, der südlich des Parks in den Schwarzbach mündet, vorhanden.

Dieses Gestein entspricht lithologisch dem von verschiedenen Autoren beschriebenen „Posidonomyenmergel“ (GEYER, 1909: 60–62, 1911: 32–33) – „*Posidonia alpina* Mergel“ (TRAUTH, 1921: 176ff.) – und der „Mergelentwicklung mit *Bositra buchi* (ROEMER)“ (FAUPL, 1975: 11, 41–45), die im Hangenden der Gresten-Formation folgt und als marine Ablagerung des Obersten Unterjura (Lias) bis Mitteljura (Dogger) anzusehen ist.

Die „Posidonienschichten“ (PILLER et al., 2004) werden im Süden von einer etwa WNW–ESE streichenden, steilstehenden Störung abgeschnitten und grenzen tektonisch an einen braun verwitternden, fein- bis grobkörnigen, Hellglimmer führenden Quarzsandstein mit Mergellagen, der bereits zum Flysch der Klippenhülle zu stellen ist. Teilweise kommen in diesem Sandstein auch bunte Ton-Mergeleinschaltungen vor.

Der Flyschsandstein der Klippenhülle grenzt wiederum an einer, jetzt steiler ESE vom „Vogelsang“ im Osten bis in das Schwarzenbachtal WNW streichenden Störung an Gesteine der Losenstein-Formation. Diese bildet das tektonisch Liegende der Frankenfels-Decke und ist an der Basis des Buchenberges südlich Waidhofen an der Ybbs und im Sattelgraben über dem „Wh Untergrasberg“ bis in den oberen Bereich des Grabens, der Richtung Schwarzenbachtal hinunterzieht, aufgeschlossen.

Die Losenstein-Formation besteht dabei zum überwiegenden Teil aus braun verwitternden, Karbonat gebundenen, auch kieseligen Feinsandsteinen und grünlichgrauen Mergeln, die jedoch entweder bis über kopfgroße Quarzgerölle (auch Kalk und Kristallingesteine) oder Grobsanstein- und Brekzienlagen mit Karbonatkomponenten und Glaukonit enthalten. Im Talschluss des Sattelgrabens, unmittelbar östlich des Sattels, treten innerhalb der Losenstein-Formation überwiegend radiolaritisch-kieselige Gesteine mit eingeschalteten dunkelgrauen, sandigen Kieselkalken, 5 bis 15 cm mächtigen, sehr zähen, gefitteten bio- und lithoklastischen Grobsandsteinlagen mit überwiegend Crinoidenschutt und auffälligem Glaukonitgehalt und bis zu 50 cm mächtigen Brekzienlagen mit triadischen? Kalkkomponenten auf.

Auf der Nordseite des Buchenberges trifft man in der östlichen und westlichen Nachbarschaft des „Jubiläumsbrunnens“ auf kleine Felsrippen, die aus der Losenstein-Formation hervorragen. Diese bestehen aus einem dünnbankigen und mergeligen, dicht mikritischen, hellgrau-beige gefärbten und teilweise fleckig bioturbierten Bankkalk, der teilweise Hornsteinknollen und -Lagen führt. Im untersten Abschnitt des westlichen Aufschlusses ist an der Basis dieses Kalkes noch ein hellroter, dünnschichtig-knolliger und mikritischer Kalktyp aufgeschlossen. Vermutlich handelt es sich bei dieser Kalkrippe um eine inverse Abfolge aus Haselbergkalk und Schrambach-Formation.

Gegen Westen kann diese, sehr schlecht aufgeschlossene Kalkrippe mit Lesesteinen bis zu dem Forstweg verfolgt werden, der in 440 m Seehöhe oberhalb des Waidhofenbachtales verläuft und danach unter der Schuttbedeckung verschwindet. Die Kalkrippe dürfte sich westlich des Schwarzbachtales in der bereits bei GEYER (1909: 54–55, 1911: 35–36) und TRAUTH (1921: 201–202, 1948: 184ff.) beschriebenen Wandstufe der „Schnabelberg Kanzel“ fortsetzen.

Die Frankenfels-Decke setzt mit Opponitzer Rauwacke, die als ältestes Schichtglied meist im Grenzbereich zur Deckenüberschiebung erhalten ist, ein. Gute Aufschlüsse finden sich an der Basis des Buchen- und Schnabelberges beiderseits der Bundesstraße durch das Schwarzenbachtal. Im stratigrafisch Hangenden folgt Hauptdolomit in typischer Ausbildung, in dem am Schnabelberg eine weithin verfolgbare Synklinale angelegt ist, die von Kössen-Formation über Allgäu-Formation, bunte Kalke des oberen Jura sowie Schrambach-Formation bis in die siliziklastische Losenstein-Formation reicht (BRYDA, 2017). Diese Synklinale schließt sich am Ostende des Schnabelberges unter weitestgehender Abscherung der Schichtfolge im inversen Hangendschenkel und der Losenstein-Formation im Muldenkern.

Im Schwarzenbachtal ist nur mehr die Kössen-Formation des Liegendschenkels mit streckenweise auflagerndem Oberrhätkalk erhalten. Diese Formationen ziehen als steil SE fallendes, schmales Band über die Westflanke des Buchenberges und keilen im Bereich der Ostflanke aus bzw. werden tektonisch abgeschnitten. Die Hangendgrenze zum überlagernden Hauptdolomit der Buchenberg-Südostflanke folgt der Abscherungsfläche des Hangendschenkels der Schnabelberg-Synklinale. Der Hauptdolomit im Bereich der Südostflanke des Buchenberges entspricht also dem Hauptdolomit des inversen Schenkels der Schnabelberg-Synklinale. Bei dem schmalen Band aus Rauwacke, welches aus der Südostflanke des Schnabelberges über das Schwarzenbachtal nach WNW streicht und den Hauptdolomit des Buchenberges als schmale Lamelle überlagert, handelt es sich vermutlich um Opponitzer Rauwacke.

Nach TRAUTH (1954: 125) und beiliegender geologischer Karte sind innerhalb der Frankenfels-Decke südlich des Buchenberges zwei Synklinalen mit Jura-Kreideablagerungen angelegt. Die vom Waidhofenbachtal (Einmündung des Lugerbaches) über das namensgebende Wirtshaus Untergrasberg über den Sattelgraben in das Ybbstal WSW–ENE streichende „Untergrasberg-Mulde“ und die im Grenzbereich zur Lunz-Decke mehr oder weniger E–W streichende, nach dem Gehöft Obergrasberg benannte „Obergrasberg-Mulde“. SCHNABEL (1970: 181) weist darauf hin, dass in der „Untergrasberg-Mulde“ nicht, wie von TRAUTH (1954) angenommen, eine vollständige Schichtfolge von der Trias bis in die Unterkreide vorhanden ist, sondern nur Gesteine des oberen Jura und der Unterkreide, die in tektonischem Kontakt zu den auflagernden Rauwacken und dem Hauptdolomit stehen. SCHNABEL (1970) betrachtet die „Untergrasberg-Mulde“ daher als Aufschuppung oder Fenster, in dem die Oberjura-Unterkreide-Gesteine einer „Frankenfelser-Liegendschuppe“ aufgeschlossen sind. Diese werden von der „Frankenfelser-Hangendschuppe“ überlagert (SCHNABEL, 1970: Tafel 6, Profil 3). Die „Obergrasberg-Mulde“ betrachtet er, wie TRAUTH (1954), als enggepresste, nordvergente Synklinale mit einer vollständigen Schichtfolge, die vom Hauptdolomit bis in das „Neokom“ (Tiefere Unterkreide, Berriasium–Hauterivium) reicht.

Die eigenen Kartierungen bestätigen im Prinzip die Vorstellungen von SCHNABEL (1970), liefern darüber hinaus jedoch noch zusätzliche Details, aufgrund derer das Bild noch etwas abgewandelt werden muss:

Die Überschiebung der Lunz-Decke auf die Frankenfels-Decke verläuft im westlich gelegenen Lugerbachtal an der Basis der Lunzer Schichten entlang der nordwestlichen, dem Schnabelberg zugewandten Talflanke. Nordwestlich der Einmündung des Lugerbaches in den Waidhofenbach ist im Bereich der Überschiebung eine geringmächtige Schuppe aus rotem Flaserkalk (Haselbergkalk = Tithonflaserkalk) und stratigrafisch auflagernder Schrambach-Formation in den Hauptdolomit der Frankenfels-Decke tektonisch eingeschaltet. Die Deckengrenze streicht nun quer über das Tal des Waidhofenbaches und

folgt dann, im Bereich des Gehöfts (Jausenstation) Bärleiten, zuerst der Grenze zwischen Lunzer Schichten und Opponitzer Rauwacke. Der in diesem Bereich aufgeschlossene, sichere Lunzer Sandstein ist in bisherigen Kartierungen nicht erfasst worden und als schmale, gut aufgeschlossene Rippe in NE-Richtung bis knapp unterhalb des Gasthofes Untergrasberg verfolgbar.

Vermutlich können diese Lunzer Schichten nicht als stratigrafisch liegender Teil der Opponitzer Rauwacke und ältester Anteil der Frankenfels-Decke angesehen werden. Eher handelt es sich um die Fortsetzung der Lunzer Schichten an der Basis der Lunz-Decke, die auch am Hang südlich des Gehöfts Bärleiten, oberhalb der Bahnstrecke anstehen. Die Losenstein-Formation des Untergrasberg-Fensters ist bereits im Graben südlich des Gehöfts Bärleiten nachweisbar und dann über den Gasthof Untergrasberg bis in den Sattelgraben verfolgbar. Im Graben südöstlich Bärleiten setzt auch ein Zug mit stark tektonisch beanspruchtem Hauptdolomit, druckgelöster (geschieferter) Allgäu-Formation und auflagernden geringmächtigen roten Spatkalken (Vils-Formation bis Mühlbergkalk?) ein, der als Liegendschenkel der Obergrasberg-Synklinale der Frankenfels-Decke anzusehen ist. Vermutlich gehören auch die kleinen, isoliert über der Losenstein-Formation liegenden Schollen (südwestlich Untergrasberg und im Sattelgraben) aus tektonisch stark beanspruchter Rauwacke und Hauptdolomit ursprünglich dem Liegendschenkel der Obergrasberg-Synklinale an. Die zwischen Kreilhof und dem Vogelsang ungewöhnlich mächtige Allgäu-Formation befindet sich in einer analogen Position.

Spätestens ab dem Gasthof Untergrasberg geht die Überschiebung der Lunz-Decke in eine steil SE fallende Störung über, welche die Opponitzer Rauwacke und den Hauptdolomit des Buchenberges mit der unterlagernden Losenstein-Formation von der Losenstein-Formation des Untergrasberg-Fensters trennt und diese gegenüber den zuerst genannten Einheiten anhebt.

Die Deckengrenze der Lunz-Decke verläuft ab Untergrasberg wieder an der Grenze zwischen den Lunzer Schichten und der Losenstein-Formation zuerst wieder nach Südwesten bis in den Graben südlich Bärleiten und danach oberhalb der Südflanke des Grabens in Richtung Glatzberg, schwenkt aber auf Höhe des Gehöftes Obergrasberg in W–E-Richtung um und quert die Nordwestflanke des Glatzberges in etwa 780 m Seehöhe. Im Liegenden wird die Überschiebung von einer Abfolge aus dunkelgrauen, kieseligen Fleckenmergeln der Allgäu-Formation, hellroten und weißen Spatkalken (Vils-Formation und Mühlbergkalk) und mikritischen, grünlichgrauen, dünnschichtigen und bioturbierten Mergelkalken der Schrambach-Formation begleitet. Diese bilden den Rest des invers liegenden Hangendschenkels der Obergrasberg-Synklinale.

Am Glatzberg selbst ist bereits innerhalb des Hauptdolomites der Lunz-Decke eine kleine, WSW–ENE streichende Synklinale erhalten, deren Schichtfolge zumindest bis in den höheren Dogger reicht.

In früheren, weniger hoch aufgelösten Kartierungen (Schnabel, 1970; Henrich, 2011) wurden die Gesteine dieser „Glatzberg-Synklinale“ noch der Obergrasberg-Synklinale und damit der Frankenfels-Decke zugeordnet. Daraus resultierte eine ungewöhnliche Raumlage der Deckenüberschiebungsfläche der Lunz-Decke auf die Frankenfels-Decke, die im Kartenbild und Geländeverschnitt einer scheinbar mittelsteil nach Nordwesten einfallenden Überschiebungsfläche entsprochen hätte.

Innerhalb der Glatzberg-Synklinale ist besonders an deren West- und Ostende geringmächtiger oolithischer Plattenkalk mit der Foraminifere *Triasina hantkeni* (Majzon 1954) erhalten. Darüber folgt ein schmales Band schlecht aufgeschlossener, typischer Kalke der Kössen-Formation. Im stratigrafisch Hangenden dann Korallen führender, cremeweißer und dickbankiger Oberrhätkalk.

Im ENE-Teil der Glatzberg-Synlinale und auch im Bereich des Felsens mit dem Aussichtspunkt/Bildstock am WSW-Ende der Synklinale wird der Oberrhätkalk von einem gelblichgrau bis rötlichgrau gefärbten, variabel gebankten, welligschichtigen und feinkörnigen, kieseligen Kalk, der teilweise große Hornsteinknollen führt, überlagert.

Im Dünnschliff ist dieser als Grainstone bis Packstone, der hauptsächlich aus teilweise bräunlich-gelb verfärbten, meist unregelmäßig begrenzten Pellets mit 0,1 bis 0,25 Millimeter Durchmesser besteht.

Die zweitwichtigste Komponente bilden Schwammnadeln, die jedoch meist in Kalzit umgewandelt sind. Zusätzlich sind Ostracodenschalen, Echinodermenbruchstücke, einige uniseriale Foraminiferen und selten Gastropodenschalen vorhanden. Der Zement zwischen den Komponenten ist feinkörnig mikrosparitisch ausgebildet, etwa 1 % der Komponenten besteht aus siliziklastischem Detritus – das Gestein ist stark bioturbiert.

Bisher konnten in dem Gestein keine Makrofossilien gefunden werden – lithologisch kann es mit dem Scheibelbergkalk (Liashornsteinknollenkalk) verglichen werden – ist jedoch nicht „lutitisch“ entwickelt (Tollmann, 1976: 303–306). Als stratigrafische Reichweite kann Unter- bis Mitteljura? angenommen werden.

Im Hangenden wird der „Scheibelbergkalk“ von meist hellroten, aber auch weißen, dünnbankig-knolligen Crinoidenspatkalken überlagert, die vorerst zur Vils-Formation (Mitteljurar) gestellt worden sind. Im Grenzbereich zu dieser ist der „Scheibelbergkalk“ teilweise als intraformationelle Brekzie mit Hornsteinbruchstücken ausgebildet (Aufschlüsse nahe dem Bildstock, Aussichtspunkt oberhalb des Weges auf den Glatzberg).

Zur abschließenden Klärung der stratigrafischen Zuordnung und Reichweite der beschriebenen Gesteine der Glatzberg-Synklinale soll das Gebiet in der kommenden Kartierungssaison nochmals besucht und weitere Proben entnommen sowie Makrofossilien aufgesammelt werden.

Abschnitt Großgschnaidt, Lindau, Weyer

Der im Bereich von Großgschnaidt und am Lindauer von Henrich (2011) bereits erfasste geologische Aufbau konnte im Wesentlichen bestätigt werden. Die Verwendung von Laserscan-Daten führte jedoch an vielen Stellen zu Lagekorrekturen der Gesteinskontakte und der Abgrenzung zahlreicher, bisher nicht erkannter Massenbewegungen. Zusätzliche, im teilweise schlecht aufgeschlossenen Gelände neu gefundene Aufschlüsse und einige Berichtigungen ergeben ein abgeändertes Bild des tektonischen Baustils.

Die inverse Schichtfolge des 898 m hohen Elmkogels (Bryda, 2017) wird oberhalb des Gehöftes Riener von einer NW–SE streichenden Störung abgeschnitten und der Kontakt zwischen der liegenden Schrambach-Formation und den roten und grauen, teilweise Hornstein führenden Spatkalken (Mittel- bis Oberjura?) um ca. 150 m linksseitig versetzt. Die Jura-Rotkalke bauen sodann den markanten Rücken auf, der oberhalb Riener in Richtung des Sattels am Talschluss der „Großgschnaidt" streicht. In stratigrafisch tieferer Position folgt Allgäu-Formation, die besonders am Forstweg, der von der Straße unterhalb des Sattels bei 700 m in nordöstliche Richtung abzweigt, schön aufgeschlossen ist.

Im Bereich dieser Abzweigung wird die Jura-Schichtfolge vermutlich wieder von einer jetzt W–E verlaufenden Störung abgeschnitten und dürfte sich dann im Höhenzug des Hanslbauer Kogels (Kartierung: Henrich, 2011) fortsetzen. Die Fleckenmergel der Allgäu-Formation sind auch noch am Hang südlich der Straße („ro" von Großgschnaidt) schlecht aufgeschlossen.

Bei der unterhalb des Gehöftes Reiner eingetragenen Sandgrube handelt es sich eigentlich um einen Steinbruch innerhalb des dort stark tektonisch zerrütteten Hauptdolomits. Diese Hauptdolomitscholle entspricht in ihrer Position dem Hauptdolomit des Elmkogels und ist auch am Hang südlich der Straße bis in etwa 720 m Seehöhe auskartierbar.

Weiterer Hauptdolomit ist südlich der Straße bei 700 m aufgeschlossen und in Richtung der Bauernhöfe Bretboding und Hochramskogel verfolgbar. Unmittelbar südlich des Hofes Hochramskogel ist über eine kurze Strecke auch fossilführende Kössen-Formation vorhanden, die wohl die stratigrafische Unterlagerung der beschriebenen Allgäu-Formation bildet. Am Hang südlich des Hofes folgt dann wieder Hauptdolomit, der dann als nach Südosten einfallende Lamelle bis in den Graben des Großgschnaidtbaches und auf der östlichen Talflanke bis 880 m steil hinaufzieht.

Die im hinteren Redtenbachtal anstehenden, braun verwitternden, kieseligen Sandsteine und Mergel (Bryda, 2016) sind über den Sattel zwischen dem Elmkogel und der Spindeleben bis in das Großgschnaidttal (Graben NE Kote 646, Fischteiche ca. 750 m östlich Bretboding) zu verfolgen. Dieser Gesteinskörper tritt fensterartig sowohl im Redtenbachtal als auch am Elmkogel im tektonisch Liegenden der Opponitzer Rauwacke und des Hauptdolomits auf. In einer Nannoplanktonprobe, die ca. 230 m oberhalb des Bauernhofes Eckerwirt, unmittelbar südlich des Redtenbaches, entnommen wurde (Koordinaten: UTM ETRS 1989, E 478024, N 5310162), konnten die Formen *Watznaueria barnesae*, *Cyclagelosphaera deflandrei*, *Ellipsagelosphaera britannica* (det. S. Ćorić, GBA) mit einer stratigrafischen Reichweite vom obersten Tithonium bis in das Hauterivium nachgewiesen werden. Eine weitere Nannoplanktonprobe, die nördlich des Redtenbaches, im Graben oberhalb der Kapelle bei den Koordinaten UTM ETRS 1989, E 478715, N 5310708 entnommen wurde, erbrachte eine Monoflora von *Watznaueri barnese* (det. S. Ćorić, GBA), für die gleichermaßen ein unterkretazisches Alter angenommen werden kann.

Die (Kalk-)Sandsteine und Mergel unterscheiden sich durch die starke Verkieselung und das höhere Alter von der Tannheim-Losenstein-Formation in den Faltenkernen der Frankenfels-Decke, die erst im späten Aptium über der Schrambach-Formation einsetzen sollte (Wagreich, 2003).

Ob es sich, wie bereits früher vermutet (Bryda, 2016), um ein Äquivalent der Glosbach-Formation (Homayoun & Faupl, 1992) handelt, ist noch offen und muss durch weitere Nannoplankton- und Schwermineralproben abgesichert werden.

Wendet man sich nun wieder der SE fallenden Hauptdolomitlamelle zu, die das Großgschnaidttal im Oberlauf des Baches quert, so folgt an der Ostflanke des Tales eine zerscherte und invers liegende Schichtfolge aus Schrambach-Formation, Mikritooidkalk und einem hellroten Crinoidenspatkalk der Vils-Formation, der westlich der Spindeleben (1.066 m) mit Allgäu-Formation, Kössen-Formation, geringmächtigen Oolithen (Plattenkalk Äquivalente) und dem Hauptdolomit stratigrafisch verbunden ist.

Diese Gesteine sind auch südlich der Spindeleben, im oberen Teil des Grabens Richtung Forstau, als Halbfenster unter dem Hauptdolomit aufgeschlossen.

Die zerscherte Jura-Kreide-Schichtfolge erreicht bei dem Anwesen „Feldl" den Talgrund des Großgschnaidtbaches und wird dort tektonisch abgeschnitten. Auf der gegenüberliegenden, westlichen Talflanke liegen Mergel und Sandsteine der Tannheim-, Losenstein-Formation und stratigrafisch verbundene mergelige Kalke der Schrambach-Formation invers und tektonisch über dem Hauptdolomit. Diese Gesteine können als schmale Lamelle über die Nordwestflanke der Lindaumauer (1.103 m) bis zum Sattel in Richtung Halsberg (1.042 m) verfolgt werden.

Die Lindaumauer und der Lindauer Berg (1.084 m) werden großteils durch Mikritooidkalk und bunte Spat- und Knollenkalke aufgebaut, die unterhalb des Lindauer Berges und auch an dessen Ostflanke von dunkelgrauen und stark kieseligen, variabel (6–20 cm) gebankten Kalken der Allgäu-Formation unterlagert werden. Entlang der Ostflanke des Lindauer Berges verläuft eine markante Wandstufe, die aus cremeweißem bis rosa gefärbten, massig wirkendem Mikritooidkalk aufgebaut wird und im Hangenden mit Haselbergkalk und Schrambach-Formation eine aufrechte Schichtfolge bildet. Die Basis des Mikritooidkalkes folgt vermutlich einer Abscherfläche. An der westlichen Talflanke wurde innerhalb dieses Kalkzuges ca. 400 m SSW Feldl ein kleiner Steinbruch angelegt, der sich genau im Grenzbereich zwischen dem Mikritooidkalk und dem auflagernden Haselbergkalk befindet. Dieser diente früher der Gewinnung von Dekorsteinen.

Die Südflanke der Lindaumauer wird überwiegend durch Hauptdolomit aufgebaut, der den Jura-Kreidegesteinen entlang einer deutlich ausgebildeten Schubfläche tektonisch auflagert. Dass diese Schubfläche eine komplexe Geometrie besitzt, lässt sich nördlich Ferstlreith durch die dort im Liegenden des Hauptdolomits gemeinsam mit der Schrambach-Formation aufgeschlossenen bunten Oberjurakalke ableiten.

Südlich Ferstlreith ist die Frankenfels-Decke mehrfach verschuppt und wird dann von der tektonisch hangenden Lunz-Decke überschoben.

Der Überschiebungskontakt der Lunz-Decke verläuft aus NE vom Tal des Kleingschnaidt Baches über die Lindau und das Gehöft Gaisberg bis in das Tal des Neudorfer Ba-

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 gekritzt und daher eindeutig glazial transportiert.

Diese Kiese wurden bereits von VAN HUSEN (1968) als Riß-zeitliche 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 verlehmten, schlecht sortierten Kiesen mit angularen und gut gerundeten kalkalpinen Komponenten sind auch an einem Forstweg im Graben westlich Ferstlreith 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 Riß-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., KRYSTYN, 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 langgestrecke 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 Gleitmassen aus Felsblöcken der Opponitzer Schichten vorhanden, die in Schuttströme übergehen. Diese stellen vermutlich auch einen wesentlichen Teil des Einzugsgebietes der dort, an der westlichen Talflanke situierten Quellfassung 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 abgelagerten 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 Riß-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 Rißgletschers 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 Verbebnungsfläche 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 unterschnittene Schwemmkegel sowie die untersten Terrassenflächen beiderseits des Dürrenbaches und bis ca. 150 m oberhalb der Einmündung des Gerinnes vom Saurüssel in den Dürengraben 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 glaziofluviatile Sedimente, die in einer Eiszerfallsphase des Riß-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 (Blasseneckporphyroid?) 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 Dolomitkies 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 Reichsrate 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, vereinzelt 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 Rauwackenlinsen 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 Steinhaufen und Opponitz. Großflächige Schotterterrassen der Niederterrasse begleiten im Bereich Steinhaufen nördlich und südlich die Ybbs. Weitere Niederterrassen-Ablagerungen liegen am Hangfuß westlich Schmuckenhof, am Hangfuß Hohenlehen und Garnberg, östlich der Ybbs am Hangfuß gegenüber der Waldbauernschule, 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 Steinhaufen, ebenfalls im Hautdolomit. Eine große, tiefgreifen-

de Hangdeformation bedeckt den Hang südlich Garner Plan. Am Grat ist eine Zerrspalte und bei 1.010 m eine Abrisskante ausgebildet. Die Gleitmassen bedecken den Hang zwischen 1.090 und ungefähr 610 m. Bei ungefähr 900 m ist eine weitere Abrisskante und zwischen 960 und 830 m mehrere Antitheter ausgebildet. Einige Bereiche zeigen sehr starke Felszerlegung. Auf der Nordseite der Ybbs ist südwestlich Kote 631 eine kleinere Gleitmasse kartierbar. Östlich Steinhaufen liegt eine kleinere Gleitmasse im Hauptdolomit. Zahlreiche unterschiedlich große Gleitmassen sind westlich und östlich des Opponitzbaches in den Rauwacken und Dolomiten der Opponitzer Schichten ausgebildet.

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

Wolfgang Pavlik

Im Berichtszeitraum 2020 wurde das Gebiet westlich der Ybbs zwischen Thann – Hirschkogel – Amstettner Hütte – Leoferstein – Mirenau und Schloss Seeburg aufgenommen.

Der südliche Teil des Gebietes wird von hellgrauen bis dunkelgrauen, im Dezimeter- bis Meterbereich gebankten Algenlaminiten des Hauptdolomits aufgebaut. Nördlich einer Linie Kleinriegel – südlich Hochseeberg – Amstettner Hütte wird das Kartierungsgebiet von gut gebankten hellgrauen beige verwitternden Kalken, Kalkmergeln, Mergeln, Dolomiten und Rauwacken der Opponitzer Schichten aufgebaut. Im Gegensatz zu großen Gebieten östlich der Ybbs dominieren Kalke und Dolomite. Die Rauwacken bilden keine großflächigen Linsen, wie östlich der Ybbs, sondern relativ kleine Einschaltungen in den Kalkmergeln, Kalken und Dolomiten. Größere Dolomitareale bauen den Obermitterkogel und seinen gegen Südwesten verlaufenden Höhenrücken auf. Südlich Amstettner Hütte und südlich Scheuchensteinmauer sind im Hangenden der Opponitzer Schichten ebenfalls mächtigere Dolomitpartien aufgeschlossen. Unterschiedlich mächtige Rauwacken markieren die Grenze zu den überlagernden Hauptdolomiten. Im Graben südöstlich Hochseeberg treten zwischen 530 und 570 m in einer kleinen Antiklinale Sandsteine, Tonsteine und Mergel der Lunzer Schichten zu Tage. Nordnordwestlich Oberrstockreith sind im Graben bis zu 250 m breit zwischen 580 und 740 m Seehöhe Lunzer Schichten aufgeschlossen. Östlich und nordöstlich Hinterstockreith treten am Hangfuß zwischen unterschiedlich mächtigen Gleitmassen aus Opponitzer Schichten Sandsteine, Mergel und Tonsteine der Lunzer Schichten zu Tage. Somit liegt hier unter den Gleitmassen ein großer zusammenhängender Körper Lunzer Schichten, der ungefähr bis auf 500 m hinaufreichen dürfte.

Störungen lassen sich im Graben östlich Amstettner Hütte und südöstlich Scheuchensteinmauer auskartieren. Im Ybbstal wird entlang einer im Talgrund verlaufenden Blattverschiebung der Ostflügel um ungefähr 1,5 km nach Süden versetzt.

Flussablagerungen füllen das Ybbstal zwischen Steinhaufen und dem Felssporn westlich Opponitz. Schotter der Niederterrasse bilden einen schmalen Streifen am Talrand im Bereich Schloss Seeburg sowie beidseitig der Ybbs, westlich Opponitz bis Haltestelle Mirenau. Weiter flussabwärts verengt sich das Tal und die Flussablagerungen bilden nur schmale Areale beidseits der Ybbs. Eisrandablagerungen liegen im Graben westlich Vorderstockreith und am Hang ungefähr 200 m nördlich Bahnhof Opponitz bei 480 bis 490 m. Hangbrekzien stehen im Graben nördlich Großriegel und im Graben nördlich Hinterstockreith an.

Der gesamte Hang zwischen Schloss Seeburg – Hochseeberg – Leoferstein – Mirenau wird durch einen großen sackenden Talzuschub geformt. Unterhalb der Abrisskanten mit stark aufgelockerten Felsbereichen folgen hangabwärts noch im Verband befindliche Felspartien, die durch Zerrspalten gegliedert sind, bis sich die bewegte Masse hangabwärts in eine plastische Kriechmasse auflöst, die morphologisch in Form flacher Buckelhänge in Erscheinung tritt. Die Abrisskanten liegen östlich Wetterkogel bei 1.000 und 750 m, im Bereich Hochseeberg um die 760 m, im Gebiet südlich Obermitterkogel zwischen 720 und 760 m, nördlich Obermitterkogel zwischen 800 und 840 m und südwestlich Leoferstein zwischen 820 und 760 m. Knapp unterhalb dieser Abrisskanten sind sehr eindrucksvolle noch im Verband befindliche Gleitmassen vorhanden, die durch Zerrspalten gegliedert sind, z.B. südlich Hochseeberg zwischen 670 und 870 m, östlich Wetterkogel zwischen 730 und 770 m und südwestlich und südlich Leoferstein mehrfach gestaffelt zwischen 630 und 810 m. Darunter lösen sich die Gleitkörper immer stärker auf und sind nur noch als flache Buckelhänge kartierbar. Aufschlüsse entlang von Forstwegen zeigen immer wieder stark aufgelockerte Felsareale mit offenen Klüften. Am unteren Hang sind weitere Abrisskanten, wie z.B. im Bereich Thann, südlich Vorderstockreith und Mirenau, mit im Verband befindlichen, stark aufgelockerte Felsarealen, ausgebildet.

Blatt NL 33-04-03 Lienz

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im nördlichen Teil des Sadnig-Komplexes auf Blatt NL 33-04-03 Lienz

Johannes Lukas
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Einleitung und Lage des Kartierungsgebietes

Die Kartierung erfolgte im Rahmen der routinemäßigen Landesaufnahme des UTM-Kartenblattes Lienz-Ost und wurde im Sommer 2020 durch Johannes Lukas durchgeführt. Es erfolgte vorab eine zweitägige Begehung im Beisein von Dr. Manfred Linner, Dr. Michael Lotter, Dr. Jürgen M. Reitner und Prof. Dr. Matthias Hinderer. Bei der Kartierung wurden Gesteinsproben entnommen, um petrografische Untersuchungen zu Lithologie und Ausgangsmaterial der verschiedenen Einheiten durchzuführen.

Das kartierte Gebiet liegt südöstlich des Astenbaches. Es umfasst die Gipfel des Sadnig, Kleinen Sadnig, Mulleter Sadnig und Feldkopf. Es schließt das westliche Kar am Sadnig mit dem Aicheneggsee und die östliche Bergflanke bis zu den Melenböden ein. Im Norden wurde über das Kabitzenbühel bis in die Hintere Asten kartiert. Nach Fuchs & Linner (2005) umfasst das Kartierungsgebiet Teile der dem Ostalpin zugeordneten Matreier Zone, der Sadnig-Serie und der Melenkopf-Serie. Diese beiden Gesteinskomplexe – Serien werden heutzutage als Komplexe bezeichnet – wurden mit einem Teil der Matreier Zone, der Zaneberg-Serie (Fuchs & Linner, 2005) zur unterostalpinen Stall-Decke zusammengefasst (Linner & Fuchs, 2005). Nach der aktuellen Gliederung infolge der laufenden Kartierung wird der Zaneberg-Komplex wieder der Matreier Zone zugeordnet. Tektonisch wird die Matreier Zone der Sadnig-Gruppe mit dem Arbeitsbegriff Mohar-Decke (Mündl. Mitt. M. Linner) bezeichnet.

Lithologische und petrografische Beschreibung der kartierten Gesteinskomplexe

Neben den bereichsweise aufliegenden quartären Sedimenten können innerhalb der Komplexe verschiedene Gesteine differenziert werden. So werden in der Matreier Zone überwiegend helle Quarz-Phyllite und untergeordnet auch gebankte Quarzite angetroffen, welche dem Zaneberg-Komplex zugeordnet werden können. Weiter können dunkler Karbonat-Quarz-Phyllit, Calcit- und Dolomit-Marmor sowie Grünschiefer unterschieden werden. Diese Lithologien sind ebenfalls charakteristische Gesteine der Matreier Zone.

Südlich der Mohar-Decke grenzt, tektonisch durch eine phyllonitische Scherzone getrennt, die Stall-Decke mit dem Sadnig-Komplex und dem Melenkopf-Komplex an. Im Sadnig-Komplex treten Glimmerschiefer und Quarzite als Wechselfolge auf, die aufgrund ihrer unterschiedlich mächtigen Bankung eine lithologische Gliederung des Komplexes ermöglichen. Innerhalb der Wechselfolge treten regelmäßig feldspatreichere Lagen (Metaarkosen) auf. Die Einheiten fallen gleichmäßig Richtung Süden ein und werden nachfolgend von Nord nach Süd beschrieben. Die Beschreibung der quartären Sedimente und der Massenbewegungen schließt sich an.

Matreier Zone (Mohar-Decke)

Die Gesteine der Matreier Zone treten im Norden des Kartierungsgebietes auf und stehen von West nach Ost im gesamten Kartierungsgebiet an. Den größten Anteil haben helle Quarz-Phyllite des Zaneberg-Komplexes und die darin auftretenden gebankten Quarzite. Weiter werden der Matreier Zone dunkle Karbonat-Quarz-Phyllite, Calcit-Marmor, Dolomit-Marmor und Grünschiefer zugeordnet, welche linsenförmig in den hellen Quarz-Phylliten auftreten.

Heller Quarz-Phyllit, teilweise karbonathaltig

Der dominierende Zaneberg-Komplex besteht zum größten Teil aus hellem, feinkörnigem Quarz-Phyllit, der zumeist eine graugrüne Färbung aufweist. Darin ist ein primärer Lagenbau zu erkennen, welcher sich in einer unterschiedlichen Mineralverteilung zeigt. Es können glimmerreiche, quarzreiche und teilweise auch karbonatreichere Lagen beobachtet werden. Letztere treten im Verwitterungsprofil deutlich zurück. Typisch sind ebenfalls zahlreiche Quarzmobilisate im Maßstab von wenigen Zentimetern bis einigen Dezimetern. Diese sind duktil deformiert und zeichnen die wellige Struktur der Quarz-Phyllite nach. Mikroskopisch sind neben Quarz, Hellglimmer und Calcit akzessorisch auch Feldspat, Chlorit und detritischer Zirkon sowie Opake zu beobachten. Im metamorph gebildeten Lagenbau erfolgt eine Trennung von lepidoblastischen Hellglimmern und granoblastischen Quarzlagen. Die Hellglimmer sind mit Chlorit verwachsen. Quarz zeigt deutliche Deformation in Form von Längung und Subkornbildung. An einzelnen Körnern sind auch Deformationslamellen zu beobachten. Bei den Feldspäten kann sowohl eine polysynthetische Verzwillingung als auch eine Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz beobachtet werden. Demnach handelt es sich um Plagioklase und Kalifeldspäte. Diese weisen eine starke Alteration (Serizitisierung) auf. Aufgrund der teilweise deutlich größeren Korndurchmesser einzelner Plagioklase verglichen mit den Quarzkörnern, kann es sich hierbei durchaus auch um Porphyroblasten handeln. Die beobachteten Kalifeldspäte dagegen werden als reliktische detritische Klasten aufgefasst. Aus reliktischen Körnern und Strukturen kann eine primäre Korngröße von Schluff bis Mittelsand abgeleitet werden.

Gebankter Quarzit

Innerhalb der hellen Quarz-Phyllite treten Bereiche mit gebankten Quarziten auf. Die Bankmächtigkeit variiert zwischen wenigen Zentimetern und einigen Dezimetern. Die gesamte Abfolge ist einige Meter mächtig. Diese sehr reinen Quarzite zeigen eine weiße bis blassgrüne Farbe. Mikroskopisch sind neben Quarz akzessorisch auch Hellglimmer, detritischer Feldspat, Zirkon und Rutil zu beobachten. Das Gefüge ist granoblastisch. Quarz ist stark

rekristallisiert und zeigt ein undulöses Auslöschen mit teilweise gelängten Domänen. Der Hellglimmer ist bevorzugt orientiert. Der Feldspat ist stark alteriert (Serizitisierung). Eine Verzwillingung ist nicht zu beobachten. Zirkon und Rutil zeigen eine gerundete prismatische Kornform mit einer Korngröße im Bereich Grobschluff bis Feinsand. Insgesamt variiert die primäre Korngröße der Quarzite. Es können feinsandige und mittelsandige Lagen unterschieden werden.

Calcit-Marmor und Dolomit-Marmor

Marmorlagen treten in den hellen Quarz-Phylliten sowie in den dunklen Karbonat-Quarz-Phylliten auf. Ihre Mächtigkeit variiert von wenigen Metern bis zu wenigen Zehnermetern. Sie treten als Linsen auf und sind selten über weite Strecken verfolgbar. Im frischen Anschlag zeigen sie eine hellgraue bis bereichsweise hellbeige Farbe. Teilweise ist ein Lagenbau im Maßstab von wenigen Dezimetern zu erkennen, welcher kleinräumig isoklinal verfaltet ist. Mikroskopisch zeigt sich ein granoblastisches, sparitisches Gefüge. Die Korngröße ist bimodal verteilt und liegt im Durchschnitt bei 20 µm und 200 µm. Akzessorisch sind regellose Hellglimmer und detritische Quarzkörner zu beobachten. Diese zeigen eine angulare bis gut gerundete Kornform und liegen nach der Korngröße im Feinsandbereich. Anhand der Reaktion mit verdünnter Salzsäure konnten Calcit- und Dolomit-Marmor im Gelände unterschieden werden.

Dunkler Karbonat-Quarz-Phyllit

Makroskopisch handelt es sich um einen dunkelgrauen, leicht bläulichen Phyllit, dessen Anteil an Karbonat und Quarz variiert. Aufgrund der dunklen Farbe ist die Unterscheidung zu den hellen Phylliten des Zaneberg-Komplexes im Gelände einfach. Charakteristisch im Aufschluss sind rostfarbene Verwitterungskrusten und zahlreiche Quarzmobilisate im Maßstab von wenigen Dezimetern.

Mikroskopisch sind neben Quarz und Hellglimmer auch Chlorit, Feldspat, Turmalin, Zirkon und zahlreiche Opake zu bestimmen. Im parallel ausgeprägten metamorphen Lagenbau zeigt sich eine klare Trennung von Quarz und Hellglimmer. Die Quarzlagen zeigen hierbei ein granoblastisches Gefüge. Häufig ist undulöses Auslöschen und teilweise Subkornbildung zu beobachten. Erwähnenswert sind häufig zu beobachtende hexagonale Kornformen. Die Hellglimmerlagen sind lepidoblastisch und bevorzugt orientiert. Es ist eine schwache Krenulationsschieferung ausgeprägt. Zahlreiche Hellglimmer zeigen eine deutliche grüne Verfärbung und erscheinen insofern phengitisch. Vereinzelt sind stark alterierte (Serizitisierung) Feldspäte zu beobachten, welche eine Karlsbader Verzwillingung zeigen. Idio- bis hypidiomorphe Turmaline, mit einem Durchmesser von bis zu 90 µm, zeigen eine farbliche Zonierung. Die detritischen Zirkone sind gut gerundet und zeigen eine prismatische Kornform. Ihre Korngröße liegt im Bereich von Grobschluff.

Für die dunkle Färbung ist der hohe Anteil an feinkörnigem, opakem Material (Grafit?) von etwa 5 % verantwortlich. Aus reliktischen Körnern und Strukturen kann eine primäre Korngröße von Schluff bis Feinsand abgeleitet werden.

Grünschiefer

Grünschiefer tritt nur im Nordosten des Kartierungsgebietes zu Tage. Dieser erscheint massig bis lagig und mit rotbrauner Farbe verwitternd. Im frischen Anschlag ist eine deutliche grüne Färbung zu erkennen. Die Minerale Epidot, Chlorit, Quarz und Calcit sind in diesem Fall gesteinsbildend, hinzu kommen akzessorisch Opake. Mikroskopisch zeigt der dicht- bis feinkörnige Epidot xenomorphe Kornformen, tritt mit lepidoblastischem Chlorit in Lagen auf und bildet mit diesem das Hauptgemenge. Als Nebengemenge treten feinkörnig Quarz und Calcit auf. Diese zeigen ein granoblastisches Gefüge.

Phyllonitische Scherzone im Grenzbereich zwischen Mohar-Decke (Zaneberg-Komplex) und Stall-Decke (Sadnig-Komplex)

Der Sadnig-Komplex schließt südlich, den Zaneberg-Komplex der Matreier Zone überlagernd, an und baut den gesamten südlichen Teil des Kartierungsgebietes auf. Der Sadnig-Komplex ist entgegen der Interpretation als primär stratigrafischer Kontakt (Fuchs & Linner, 2005) als tektonisch von der Matreier Zone (Mohar-Decke) getrennt zu betrachten. Zwischen den Komplexen ist eine phyllonitische Scherzone mit grünsilbriger Farbe und einem hohen Phyllosilikatanteil zu beobachten. Diese Scherzone verläuft W–E durch das gesamte Kartierungsgebiet und ist an mehreren Stellen gut aufgeschlossen. Aufgrund ihrer Verwitterungsanfälligkeit ist sie morphologisch häufig in Verebnungen anzutreffen. Im Aufschluss zeigen die Gesteine eine wellige bis flaserige Struktur, die auf eine intensive Deformation zurückzuführen ist. Quarz tritt in den Hintergrund und ist auch nicht als Mobilisat zu beobachten. Im Randbereich der Scherzone sind weniger stark überprägte Gesteine des Zaneberg- beziehungsweise Sadnig-Komplexes zu beobachten.

Mikroskopisch ist ein feiner metamorpher Lagenbau zu erkennen, der aus Quarz, Hellglimmer beziehungsweise Chlorit und Calcit gebildet wird. Akzessorisch können Turmalin und Opake sowie vermutlich Chloritoid beobachtet werden. Quarz tritt feinkörnig granoblastisch auf. Die Quarzdomänen sind stark gelängt. Neben einer undulösen Auslöschung ist eine ausgeprägte Subkornbildung zu beobachten. Hellglimmer ist lepidoblastisch in Lagen bevorzugt orientiert. Dieser erscheint häufig blassgrünlich phengitisch und ist teilweise mit Chlorit verwachsen. Auch Calcit tritt lagenweise auf. Dieser ist mittelkörnig und zeigt ebenfalls eine Kornlängung. Nematoblastischer Turmalin tritt feinkörnig mit hypidiomorphen Kornformen auf. Chloritoid ist stark alteriert. Ein grüner bis grüngrauer Pleochroismus ist erkennbar. Es sind tafelige Kornformen und eine sanduhrförmige Sektorzonierung zu beobachten. Aufgrund der beobachteten Eigenschaften und dem Metamorphoseunterschied zwischen Zaneberg- und Sadnig-Komplex (siehe Abschnitt Tektonik), ist von einer durch phyllonitische Deformation gekennzeichneten Deckengrenze auszugehen.

Sadnig-Komplex (Stall-Decke)

Der Sadnig-Komplex stellt eine metamorphe, klastische Sedimentabfolge dar, welche mit Hilfe der Korngröße beziehungsweise dem Feinkornanteil und der Mächtigkeit der Bankung gegliedert werden kann. Lithologisch wird diese Abfolge überwiegend aus Glimmerschiefern und Quarziten mit dunkelgrauer Farbe aufgebaut. Untergeordnet treten fein- bis mittelkörnige Lagen mit einem hohen Feldspatanteil (Metaarkosen) auf, die vereinzelt auch grob-

körnig ausgebildet sein können. Unregelmäßig verteilt fallen Quarzmobilisate im Maßstab von einigen Zentimetern bis mehreren Dezimetern auf.

Glimmerschiefer, teilweise feinkörnig

Die fein- bis mittelkörnigen Glimmerschiefer mit dunkelgrauer, silbriger Farbe zeigen einen feinschichtigen Lagenbau. Dieser ist wellig bis flach planar. Makroskopisch ist häufig Granat mit einer dunklen, schwach grünlichen Farbe infolge der randlichen Chloritisierung zu beobachten. Die Größe der Granate nimmt von wenigen Millimetern auf bis zu einen Zentimeter Durchmesser nach Süden hin zu. Im Randbereich zum angrenzenden Zaneberg-Komplex ist Granat nur im Osten des Mulleter Sadnig anzutreffen. Mikroskopisch können neben Hellglimmern, Quarz und Granat auch Plagioklas und Chlorit beobachtet werden. Akzessorisch treten Turmalin, Apatit, Opake sowie detritischer Zirkon und Rutil auf. Im Gipfelbereich des Sadnig kann zudem Biotit beobachtet werden.

Quarz tritt in Lagen ungleichkörnig als granoblastisches Gefüge auf. Einzelne Quarzdomänen sind stark gelängt. Als weiteres Deformationsmerkmal ist neben einer undulösen Auslöschung auch Subkornbildung zu erkennen. Die Hellglimmer sind bevorzugt orientiert und lepidoblastisch ausgebildet. Teilweise zeigen diese eine schwache grüne Färbung und werden folglich als phengitischer Muskovit aufgefasst. Granat zeigt eine rundliche, xeno- bis hypidiomorphe Kornform und häufig ein poikiloblastisches Gefüge. In Plagioklas ist häufig hypidiomopher Granat gewachsen. Unter den Einschlüssen finden sich Hellglimmer, gelängter Quarz und Apatit, welche das primäre Gefüge anzeigen. Die Granate sind häufig sekundär rotiert und chloritisiert. Die Chloritisierung ist im Süden geringer ausgeprägt als im Norden des Kartierungsgebietes. Die beobachteten Plagioklase sind stark alteriert. Sie zeigen eine Serizitisierung und sind mit Quarz durchsetzt. Akzessorisch kann fein- bis mittelkörniger Turmalin mit hypidio- bis idiomorpher Kornform und farblicher Zonierung beobachtet werden. Apatit tritt als feinkörniges, xeno- bis hypidiomorphes Mineral auf. Zirkon und Rutil zeigen eine gerundete bis gut gerundete, prismatische Kornform und eine Korngröße zwischen 30 und 60 µm. Biotit tritt als fein lepidoblastischer Glimmer auf und zeigt einen kräftigen rotbraunen Pleochroismus. Als Protolith ist ein feinkörniges Sediment mit einem hohen Tonanteil anzunehmen.

Quarzit

Die fein- bis mittelkörnigen Quarzite sind typischerweise dunkelgrau, teilweise mit bläulichem Schimmer. Auf den Verwitterungsflächen zeigen sich häufig rotbraune Farben. Die Quarzite bilden weitaushaltende Bänke, teilweise auch nur kleinere Linsen aus. Die Bankmächtigkeit liegt im Bereich von Zentimetern bis Metern. Im Gelände sind teilweise dünnbankige, karbonathaltige Lagen zu beobachten, welche aufgrund ihrer Löslichkeit im Verwitterungsprofil zurücktreten. Mikroskopisch bestätigt sich ein hoher Quarzgehalt. Dieser liegt zwischen 70 und 80 %. Als Nebengemengeteile treten Hellglimmer auf. Akzessorisch können Feldspat, Turmalin, Granat, Apatit, Zirkon, Rutil und Opake beobachtet werden.

Am Kleinen Sadnig, im Süden des Kartierungsgebietes, treten zudem Biotit und Aktinolith auf. Die Quarzkörner sind vollständig rekristallisiert und zeigen ein granoblastisches Gefüge. Es sind verschiedene Deformationsstrukturen wie undulöse Auslöschung, gelängte Quarzdomänen und eine beginnende Subkornbildung zu beobachten. Die Hellglimmer sind bevorzugt orientiert und lepidoblastisch ausgebildet. Teilweise zeigen diese eine schwache grüne Färbung und werden als phengitischer Muskovit aufgefasst. Neben Plagioklas mit polysynthetischen Zwillingen kann vereinzelt vermutlich auch Kalifeldspat mit Karlsbader Verzwillingung beobachtet werden. Die Feldspäte sind stark serizitisiert. Vereinzelt ist feinkörniger Turmalin zu beobachten. Dieser zeigt eine hypidio- bis idiomorphe Kornform und eine farbliche Zonierung. Der fein- bis mittelkörnige Granat zeigt xeno- bis idiomorphe Kornformen und ist teilweise chloritisiert. Zirkon und Rutil treten als prismatische, gerundete bis gut gerundete detritische Minerale auf. Der im südlichen Teil des Kartierungsgebietes auftretende Biotit ist bevorzugt orientiert und lepidoblastisch ausgebildet. Er zeigt einen kräftigen rotbraunen Pleochroismus. Der nematoblastische Aktinolith ist ebenfalls bevorzugt orientiert. Er zeigt einen grün bis leicht grünblauen Pleochroismus. Aus reliktischen Körnern und Strukturen kann eine feinsandige primäre Korngröße abgeleitet werden.

Wechselfolge aus Glimmerschiefern und Quarzit

Quarzit und Glimmerschiefer bilden eine gebankte Wechselfolge mit unterschiedlichen Anteilen und Bankmächtigkeiten. Es können drei kartierbare Einheiten unterschieden werden: Neben Bereichen mit einem überwiegenden Anteil an Glimmerschiefern und nur untergeordnet auftretenden, dünnbankigen Quarziten werden Bereiche mit einer ausgeprägten Quarzitbankung unterschieden. Diese werden weiter in eine dünnbankige bis mittelbankige (cm–dm) Wechselfolge und eine mittelbankige bis massige (dm–m) Wechselfolge unterschieden. Häufig ist in Richtung des tektonisch Hangenden eine Zunahme der Bankmächtigkeiten zu beobachten.

Neben der planaren horizontalen Bankung sind in der Wechselfolge weitere primäre Sedimentstrukturen zu beobachten. Schrägstehende kleinskalige Quarzitlinsen weisen zusammen mit schrägen Trennflächen in den feinkörnigen Lithologien auf eine planare Schrägschichtung hin. Hierbei kappen Schrägschichtungskörper einzelne horizontale planare Sedimentbänke und stellen einen erosiven Kontakt dar. Teilweise ist diese planare Schrägschichtung gegenläufig angeordnet und deutet so auf einen ehemaligen Strömungsrichtungswechsel hin. Schräge Trennflächen und linsenförmige Körper innerhalb einzelner Quarzitbänke mit spitzem Winkel zueinander, lassen weiter auf eine trogförmige Schrägschichtung schließen. Aufgrund ihrer Regelmäßigkeit und ihrer bankinternen Ausbildung sind sie von tektonischen Strukturen klar zu unterschieden. In den feinkörnigen welligen Strukturen kann eine Veränderung der Korngröße sowie ein Wechsel in der Mineralzusammensetzung von Quarz- zu Glimmerlagen beobachtet werden. Diese Lagen könnten damit ehemalige Rippelmarken darstellen. Solche Formen können ebenfalls auf den Schichtoberflächen beobachtet werden.

Die kartierten Körper der Wechselfolge erstrecken sich lagenweise in W–E-Richtung und sind dabei teilweise über das gesamte Kartierungsgebiet verfolgbar. Linsenförmige Körper sind ebenfalls zu beobachten. Der Hauptteil wird dabei aus der dünnbankigen bis mittelbankigen Wechsel-

folge gebildet. Diese wird durch weitaushaltende Lagen aus Glimmerschiefer unterbrochen. In den Gipfelbereichen der Höhen 2.489, 2.622 und dem Sadnig können linsenförmige Körper der mittelbankigen bis massigen Wechselfolge beobachtet werden.

Metaarkose, feinkörnig und grobkörnig

Innerhalb der Wechselfolge aus Glimmerschiefern und Quarzitbänken sind einzelne dünnbankige bis massige Lagen mit einem makroskopisch auffälligen Feldspatanteil zu beobachten, die im Gelände über weitere Strecken verfolgbar sind. Dabei handelt es sich überwiegend um fein- bis mittelkörnige, vereinzelt auch um grobkörnige Metaarkosen mit gneisiger Struktur. Die Farbe variiert von grau bis leicht bläulich. Auf den Verwitterungsflächen sind oft rotbraune Farben zu erkennen. Makroskopisch fallen neben der feinen gneisigen Struktur kleine Feldspäte und häufig auch Granat auf. In den grobkörnigen Metaarkosen können verschiedene Mineralklasten und vereinzelt Lithoklasten beobachtet werden. Mineralogisch handelt es sich um Feldspat und Quarz. Die Lithoklasten zeigen makroskopisch ein dunkles körniges Gefüge. Die Größe der Klasten liegt zwischen 5 und 10 mm. Aufgrund der beobachtete Mineralklasten und Lithoklasten sind im Liefergebiet der Metaarkosen hauptsächlich saure Orthogesteine anzunehmen.

Mikroskopisch betrachtet bilden Quarz, Hellglimmer und teilweise Plagioklas das Hauptgemenge. Akzessorisch treten Granat, Turmalin, Apatit, Chlorit, Calcit und Zirkon auf. Im Gipfelbereich des Sadnig wurden auch Biotit und Amphibol beobachtet. Die Quarzkörner sind lagenweise vollständig rekristallisiert und zeigen ein granoblastisches Gefüge. Es sind deutliche Deformationsstrukturen wie undulöse Auslöschung, gelängte Quarzdomänen und Subkornbildung zu beobachten. In den Proben im Süden des Kartierungsgebietes sind überdies Knickbänder feststellbar. Die Quarzklasten in den grobkörnigen Metaarkosen unterscheiden sich deutlich aufgrund ihrer größeren Korngröße. Hellglimmer sind lagenweise bevorzugt orientiert und lepidoblastisch ausgebildet. Sie sind oft um die größeren Mineralklasten herum orientiert. Teilweise zeigen die Glimmer eine schwache grüne Färbung und werden demnach als phengitische Muskovite aufgefasst. Neben Plagioklas mit polysynthetischen Zwillingen kann vereinzelt auch Karlsbader Verzwillingung als Hinweis auf Kalifeldspat beobachtet werden. Die Korngröße der Feldspäte variiert zwischen Zehnermikrometern und wenigen Millimetern und ist häufig größer als die der Quarzkörner. Die Kornform ist neben tafelig-kantig häufig auch körnig-rund. Die Feldspäte sind stark alteriert, mit einer ausgeprägten Serizitisierung und sekundärem Karbonat. Neben relikti-schem detritärem Plagioklas, ist auch rekristallisierter Plagioklas mit Quarzeinschlüssen zu beobachten.

Der fein- bis mittelkörnige Granat zeigt xeno- bis idiomorphe Kornformen. In Plagioklas ist häufig idiomorpher Granat gewachsen. Teilweise zeigt Granat ein poikiloblastisches Gefüge mit Hellglimmer und Quarz als Einschlüsse. Es ist eine ausgeprägte Umwandlung zu Chlorit festzustellen. Vereinzelt ist hypidio- bis idiomorpher Turmalin von fein- bis mittelkörniger Größe zu beobachten. Er zeigt eine farbliche Zonierung. Feinkörniger Apatit tritt meist mit gerundeter Kornform auf. Calcit ist neben der sekundären Bildung in den Feldspäten auch als primärer Bestandteil im Mineralgefüge zu beobachten. Zirkon tritt überwiegend mit gerundet-sphärischer Kornform auf und liegt im Korngrößenbereich von Grobschluff. In den Proben im Süden des Kartierungsgebietes tritt zudem vereinzelt Biotit auf. Dieser ist lepidoblastisch ausgebildet und bevorzugt orientiert. Er zeigt einen kräftigen rotbraunen Pleochroismus. Amphibol tritt am Gipfel des Sadnig auf, durch dynamische Rekristallisation klein- bis feinkörnig zerbrochen und mit Chlorit verwachsen. Typisch sind ein grüner Pleochroismus und die für Amphibol typische Spaltbarkeit.

Melenkopf-Komplex

Gesteinseinheiten, die dem Melenkopf-Komplex zugeordnet werden könnten, wurden im Kartierungsgebiet nicht angetroffen.

Schichtung und Schieferung

Der primäre Lagenbau (= Schichtung) ist anhand der lithologischen Unterschiede in allen Einheiten bestimmbar. Er liegt parallel zur Schieferung. Die Auswertung von 165 Messwerten ergibt ein Einfallen nach S bis SSE. Der Einfallswinkel variiert zwischen 25° und 60°, im Mittel liegt er bei 40°. Es sind keine signifikanten Unterschiede im Einfallen zwischen den Komplexen festzustellen. Für das Kartierungsgebiet ergibt sich ein insgesamt homogenes Bild. Morphologisch sind die südlichen Flanken der im Streichen orientieren Bergkämme entlang der Schichtung beziehungsweise Schieferung angelegt. In den nach Norden orientierten Flanken ist häufig ein steiler Abbruch, mit Blick auf die Schichtköpfe, zu beobachten.

Deformation und Metamorphose

Neben dem variierenden Mineralbestand und den im Dünnschliff beobachtbaren Deformationsstrukturen fallen auch im Gelände verschiedene Charakteristika auf, welche auf Unterschiede in Deformation und Metamorphosegrad schließen lassen. Zaneberg-Komplex und Sadnig-Komplex unterscheiden sich dabei sowohl in Deformation wie in der Metamorphose.

Zaneberg-Komplex

Der primäre Lagenbau und die dazu parallel liegende Schieferung im Zaneberg-Komplex wurden im Rahmen einer weiteren Deformation bereichsweise fein gefaltet. Hierbei handelt es sich um enge bis isoklinale überwiegend liegende Falten mit einer Größe im Bereich von Zentimetern und Dezimetern. Die eingemessenen Faltenachsen fallen flach nach WNW ein, mit flach einfallenden Achsenflächen nach NNE. Bei dieser Deformation wurden ebenfalls die zahlreichen Quarzmobilisate mit einbezogen und duktil mit verfaltet. Häufig sind sigmoidale Formen zu beobachten. Von den metamorphen Indexmineralen kann im Zaneberg-Komplex Chlorit festgestellt werden. Granat, Biotit und Amphibol, wie sie im Sadnig-Komplex beobachtet werden, fehlen. Demnach ist von einer Metamorphose im Bereich der Grünschieferfazies auszugehen.

Sadnig-Komplex

Die Veränderung der Deformation und des Metamorphosegrades zeigt sich unter anderem im Bruchverhalten der Gesteine. Im nördlichen Bereich des Sadnig-Komplexes fällt ein plattiger, polygonaler Bruch, häufig parallel zur Bankung auf. Die Dicke der Platten liegt im Bereich von Zentimetern bis wenigen Dezimetern. Dieses Bruchverhalten verändert sich Richtung Süden. Hier sind überwiegend polygonale Blöcke mit gleichen Kantenlängen von mehreren Dezimetern und wenigen Metern festzustellen. Der plattige Bruch ist nicht mehr zu beobachten.

Im Sadnig-Komplex ist eine Zunahme der Deformation von Norden nach Süden beziehungsweise in das Hangende zu beobachten. Im Aufschluss entwickelt sich die nicht deformierte Wechselfolge zu einer unregelmäßig kleinskalig verfalteten Abfolge. Das ursprüngliche Erscheinungsbild von Glimmerschiefern, Quarziten und Metaarkosen bleibt dabei bestehen. Neben einer feinen Faltung innerhalb der Bänke kann auch eine Faltung einzelner Bänke beobachtet werden. Dabei sind offene aufrechte bis liegende isoklinale Formen sowie zahlreiche unregelmäßige Falten zu beobachten. Der Größenbereich liegt hierbei zwischen wenigen Zentimetern bis zu einigen Dezimetern. Die eingemessenen Faltenachsen fallen überwiegend flach nach ESE ein und unterscheiden sich damit von denen im Zaneberg-Komplex nur gering im Fallwinkel.

Von Norden nach Süden ist bei Hellglimmer und Granat eine Zunahme der Korngröße zu beobachten. In der Mineralvergesellschaftung sind ebenfalls Unterschiede vorhanden. Im Süden treten Biotit und Amphibol auf. Im Norden werden diese Minerale nicht beobachtet. Für den Sadnig-Komplex ergibt sich demnach eine Zunahme der Metamorphose nach Süden, vom tektonisch Liegenden in das Hangende. Diese reicht von schwach grünschieferfazieller Metamorphose mit gut erhaltenen Sedimentstrukturen zu einer Metamorphose der unteren Amphibolitfazies mit Biotit und Granat als Indexminerale. Im Liegenden ist eine stärkere retrograde Umwandlung festzustellen, die sich in einer stärkeren Chloritisierung der Granate zeigt.

Tektonik

Wie bereits oben beschrieben fällt der phyllonitische Bereich zwischen Zaneberg- und Sadnig-Komplex auf und stellt eine markante tektonische Grenze dar, welche außerdem durch einen Metamorphosesprung gekennzeichnet ist. Sie wird als Deckengrenze interpretiert, welche parallel zur Schichtung beziehungsweise Schieferung orientiert ist. Parallel hierzu wurde eine weitere Störung beobachtet, die südlich der Sadnigscharte verläuft. Hinweise auf diese Störung, die sich nur schwer im Gelände verfolgen lässt, sind phyllonitische oder grafitische Bereiche und eine intensive feine Faltung.

In den Gräben an der Nordflanke des Rückens Auf der Steil sind mehrere Störungen zu finden. Diese streichen NW–SE bis N–S und werden als steilstehende spröde Brüche interpretiert. In den Rinnen ist eine Verstellung der Schieferung und ein Versatz der Marmorlagen sowie der phyllonitischen Scherzone zu beobachten. Der Versatz liegt zwischen einigen Metern bis wenigen Zehnermetern. Der Bewegungssinn ist dextral. Auch in der Scharte nordöstlich des Feldkopfes ist eine Verstellung der Schieferung zu beobachten. Bewegungssinn und Versatz sind dort nicht bestimmbar.

In den Aufschlüssen ist ein mittelständiges Kluftsystem zu beobachten. Dieses ist orthogonal bis spitzwinklig angeordnet. Der Einfallswinkel liegt meist zwischen 60° und 90°. Anhand von 82 Kluftmessungen kann eine bevorzugte Orientierung und ein Einfallen nach Westen, Osten und Nordosten festgestellt werden.

Quartär und Massenbewegungen

Große Flächen des Kartierungsgebietes sind mit quartären Sedimenten bedeckt. Hierzu zählen, neben den Flächen am Kabitzenbühel, das Kar westlich vom Sadniggipfel mit dem Aicheneggsee und der Bereich um die Melenböden. Bei diesen Sedimenten handelt es sich überwiegend um mächtige Moränenablagerungen mit Blöcken. Es sind zahlreiche Wallstrukturen von verschiedenen Vorstoß- und Stagnationsphasen zu beobachten. Sie werden als End- und Seitenmoränenwälle interpretiert. Es handelt sich um grobes Blockwerk mit polygonaler Form und Kantenlängen im Dezimeter- bis Meterbereich. Die großflächigen blockigen Ablagerungen werden als Ablationsmoränen interpretiert. Die Moränenablagerung nordwestlich von Punkt 2.489 unterscheidet sich von diesen Ablagerungen. Sie zeigt in einer schluffigen bis sandigen Matrix polymikte Steine bis Blöcke, welche durch die Matrix gestützt werden. Das Blockwerk zeigt häufig angerundete Kanten. Diese Ablagerung wird in der Legende als Moränenablagerung bezeichnet und kann als Grundmoränenablagerung interpretiert werden.

Das von den angrenzenden Hängen herantransportierte Sedimentmaterial überlagert diese Moränenablagerungen teilweise und bildet Hangablagerungen in Form von Schuttfächern. Hierbei handelt es sich um polymikte Lockersedimente. Kantige Steine und Blöcke stützen sich gegenseitig. Der Anteil an toniger bis sandiger Matrix ist gering. Teilweise ist eine schwache Schichtung und eine Einregelung von plattigen Blöcken zu erkennen. Diese Sedimente bilden große Schuttfächer, auf denen teilweise Randwälle von Murenbahnen zu beobachten sind. Weiter sind gerade im Steilbereich der Schuttfächer lobenförmige Körper abgesetzt. Hierbei handelt es sich um Bereiche eines langsamen Fließens (Solifluktion). Am Südhang von Punkt 2.622 bestehen die Hangablagerungen ausschließlich aus Blockwerk und wurden als Hangablagerungen mit Blöcken kartiert.

Im Kar oberhalb vom Aicheneggsee sind verschiedene Körper von Blockgletscherablagerungen zu beobachten. Sie zeichnen sich durch ihre verflossene Form, eine steile Stirn und eingeregelte plattige Blöcke im Randbereich aus. Eine Unterscheidung zu den Moränenablagerungen mit Blöcken erfolgte aufgrund der oben beschriebenen Morphologie.

Als glaziale Erosionsform können im Bereich der größeren Moränenablagerungen Gletscherschliffe beobachtet werden. Westlich von Punkt 2.529 und am Kabitzenbühel sind Trockentäler ausgebildet. In den Kammbereichen können zahlreiche Zerrgräben und teilweise auch Abrisskanten beobachtet werden. Diese verlaufen überwiegend parallel zu

den Kämmen. Unterhalb der Abrisskante am Feldkopf hat sich eine kleinräumige Gleitmasse Richtung Südosten gebildet.

Im Randbereich der Moränenablagerung der Melenböden wird das heranfließende Niederschlagswasser aufgestaut und Vernässung gebildet. Dieses Phänomen tritt auch in kleineren Verebnungen auf. Auf einem felsigen Rücken nördlich der Melenböden hat sich ein niederschlagsbedingtes Moor (Hochmoor) entwickelt. Quellschüttungen sind zum einen nördlich des Kleinen Sadnig am Ansatz der Schuttfächer und zum anderen in der Mohar-Decke im Bereich der Marmorlagen beobachtet worden.

Interpretation des Ablagerungsraumes

Zaneberg-Komplex

Die Lithologie im Zaneberg-Komplex und anderer Gesteine in der Matreier Zone deuten für deren Ausgangsmaterial unterschiedliche Sedimentationsbedingungen an. Die hellen und dunklen Quarz-Phyllite und Quarzite sind als terrigener klastischer Sedimenteintrag zu interpretieren. Aufgrund der Reinheit der Quarzite, der Feinkörnigkeit und der Monotonie der Abfolge ist hier ein flachmariner Sedimentationsraum anzunehmen. Im Gegensatz zu den hellen Quarz-Phylliten repräsentieren die dunklen Karbonat-Quarz-Phyllite einen distalen, organikreichen Ablagerungsraum. Die karbonatreichen Lithologien sprechen für eine ruhige flachmarine Sedimentation mit geringem terrigenen Eintrag.

Sadnig-Komplex

Die verschiedenen Einheiten im Sadnig-Komplex werden als klastische Sedimentabfolge interpretiert. Dabei repräsentieren die Glimmerschiefer tonige bis schluffige Lagen und die Quarzite sandige Lagen, die aufgrund ihres Mineralbestandes als kompositionell reife Sedimente angesehen werden können. Die fein- und grobkörnigen Metaarkosen sind als sandiges Sediment, teilweise mit einem geringen Kiesanteil zu betrachten. Es handelt sich um kompositionell unreife Sedimente.

Eine Wechselfolge aus feinkörnigen und sandigen Sedimenten in dem beobachteten Maßstab lässt sich gut in ein Modell eines litoralen bis flachmarinen Ablagerungsraumes integrieren. Die bidirektionalen Strukturen werden eindeutig einem flachmarinen Ablagerungsraum zugeordnet. Die linsenförmige Struktur der mittelbankigen bis massigen Wechselfolge und die dabei beobachteten mächtigeren Abfolgen sind als Rinnenstrukturen zu deuten. Für den Ablagerungsraum sprechen auch die beobachteten Sedimentstrukturen wie Schrägschichtung und Rippelmarken.

Die Wechselfolge zeichnet sich prinzipiell durch eine hohe kompositionelle Reife aus. Dies lässt auf einen weiten Transport oder auf eine mehrfache Aufarbeitung im Küstenbereich schließen. Die unreifen Metaarkosen können als eine unregelmäßige Sedimentschüttung einer lokalen Quelle interpretiert werden. Der beobachtete Mineralbestand deutet ein Hinterland mit überwiegend sauren Orthogesteinen an.

Literatur

FUCHS, G. & LINNER, M. (2005): Die geologische Karte der Sadnig-Gruppe: Ostalpines Kristallin in Beziehung zur Matreier Zone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145**, 293–301, Wien.

LINNER, M. & FUCHS, G. (2005): Das Ostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe – mit einem Fragment einer unterostalpinen Decke am Südrand des Tauernfensters. – In: SCHUSTER, R. (Red.): Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 182 Spittal an der Drau, Gmünd/Kärnten 12.–16. Sept. 2005, 155–158, Wien.

Blatt NM 33-10-29 Vöcklabruck

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-10-29 Vöcklabruck

FELIX HOFMAYER

Zur Ergänzung der bereits vorhandenen geologischen Karten (MOSER, 2019; RUPP, 2008a) wurde nun begonnen, das Kartenblatt NM 33-10-29 (nationale Blattnummer: 3329) im UTM-Maßstab 1:25.000 zu erstellen. Dazu wurden 2020 einzelne kleinflächige Bereiche kartiert, was überwiegend dazu diente, die einzelnen Karten der verschiedenen Bearbeiter zusammenzufügen.

Geologischer Überblick

Neogen

Sedimente aus dem Ottnangium und Karpatium sind auf dem Kartenblatt großflächig vorhanden, sie sind der Innviertler-Gruppe zuzuordnen. Dabei handelt es sich durchwegs um marine Ablagerungen, die einen Meeresspiegelanstieg und folgenden Meeresspiegelrückgang dokumentieren. Im untersten Ottnangium lagerte sich die schluffige bis sandige Vöckla-Formation ab, darüber folgen die Sande der Atzbach-Formation. Diese Ablagerungen zeigen unterschiedliche Faziesausprägungen, sie lassen aber auf flachmarine bis stark gezeitenbeeinflusste Bedingungen schließen (FAUPL & ROETZEL, 1987; KRENMAYR, 1991). Darüber befinden sich die stark bioturbierten pelitischen Sedimente der Ottnang-Formation, welche in Wassertiefen bis 200 m abgelagert wurden (GRUNERT et al., 2010). Es folgt die tonige Ried-Formation und die sandige

Reith-Formation, welche bis in das Karpatium hinein abgelagert wurden (Hofmayer et al., 2019). Diese Sedimente dokumentieren den endgültigen Rückgang des Molassemeeres und zeigen eine zunehmende Verschlechterung der Umweltbedingungen für marine Organismen (Rupp, 2008b). Die jüngeren neogenen Formationen der Innviertler-Gruppe sind auf diesem Kartenblatt nicht vorhanden, lediglich die Sande der Mehrnbach-Formation treten vereinzelt im Nordwesten auf. Nach einem Hiatus, der einen Zeitraum von etwa 4 Ma umspannt (Badenium, Sarmatium), folgen die Formationen der Hausruckviertel-Gruppe. Dabei handelt es sich um limnische bis fluviatile Ablagerungen (Rupp, 2008b). Im Liegenden befindet sich die sandig-tonige Ampfelwang-Formation, in die mehrere Kohleflöze eingeschaltet sind. Im Liegenden dieser Formation tritt stellenweise die kiesig-sandige Grimberg-Subformation auf, welche die teilweise die Quarzitkonglomerate der Pramquellbank bildet (Rupp, 2008b). Darüber folgen die mächtigen sandigen Kiese der Hausruck-Formation.

Quartär

Im südlichen Teil des Kartenblattes lässt sich die Niederterrasse der Vöckla sowie vereinzelt Hochterrasse, jüngerer Deckenschotter und ältere Deckenschotter beobachten. Auf den Höhenrücken nördlich der Vöckla treten vermehrt breite Schotterkörper auf, die vermutlich ein Prä-Günz-Alter zeigen (Rupp, 2008b). Weiter nördlich befindet sich kein großer, zusammenhängender Kieskörper mehr, dennoch treten entlang von Bächen und auf Geländekuppen häufig kleine Bereiche auf, die verschiedenen Niveaus zuzuordnen sind. Im nördlichen Hausruckviertel wurden die Prä-Günz-Schotter von Rupp (2008b) in drei verschiedene Niveaus unterteilt, die Geiersberg-Schotter, Federnberg-Schotter und Aichberg-Geinberg-Schotter. Permafrostbedingungen haben im Pleistozän zur oberflächlichen Umlagerung und Verlehmung der Sedimente geführt, daher ist ein Großteil des Gebietes von Solifluktionsablagerungen bedeckt. Besonders mächtig sind diese Ablagerungen an ostwärts gerichteten Hängen, wo die intensive Sonneneinstrahlung zum Auftauen des Frostbodens geführt hat. Das zahlreiche Auftreten von gravitativen Ablagerungen im Hausruckviertel ist auf die ausgeprägte Topografie, die vielfältigen Lithologien, die Wasserführung und den intensiven Bergbau in der Region zurückzuführen. Dabei lassen sich zum einen Gleitmassen, Solifluktionsablagerungen und Hangablagerungen beobachten, die sich progressiv über einen langen Zeitraum entwickeln (Rupp, 2008b). Zum anderen lassen sich Prozesse erkennen, die spontan ausgelöst werden und sich über einen kurzen Zeitraum ausbreiten (Rupp, 2008b). Dabei sind oft Gesteinsmassen der kiesigen Hausruck-Formation beteiligt, welche auf tonigen Schichten im Verband abgleiten. Diese Prozesse sind geogen und anthropogen bedingt und führen häufig zu schweren Schäden an Gebäuden und der Infrastruktur. Gravitative Ablagerungen lassen sich an weitläufigen Abrisskanten, Zerrspalten und einer unruhigen Geländemorphologie erkennen. Historisch war das Gebiet vor allem wichtig für den intensiven Kohlebergbau im achtzehnten bis zwanzigsten Jahrhundert (Weber & Weiss, 1983). Die Spuren dieser Zeit sind immer noch sichtbar. Entlang der Kohleflöze befinden sich zahlreiche eingestürzte Schächte (Pingen), der Aushub wurde auf großen Deponien untergebracht und es sind viele Massenbewegungen erkennbar, die auf den Bergbau zurückzuführen sind.

Ergebnisse & Diskussion

Ottnangium–Karpatium

Vöckla-Formation

Ein bedeutender Aufschluss dieser Sedimente befindet sich an einem Prallhang der Vöckla, die sogenannte Vöcklabrucker Schlierwand (UTM: 0397987 E, 5318636 N). Hier wurden zahlreiche fossile Schalenreste von Invertebraten aufgesammelt, darunter Scaphopoden, Gastropoden, Korallen und Bivalven. Das Sediment ist ein schluffiger Feinsand, der bioturbiert ist, aber der primäre Lagenbau ist noch gut erkennbar. Zum hangenden Abschnitt schalten sich sandige, teils schräg geschichtete Pakete ein. Generell sind gut erhaltene Molluskenschalen eher selten in der Vöckla-Formation, noch seltener lassen sich Scaphopoden im Miozän der Paratethys finden. Die dokumentierten Scaphopoden aus dem Ottnangium sprechen durchgehen für flachmarine Ablagerungen (Harzhauser, 2002). Auf der GEOFAST Karte – Blatt 48 Vöcklabruck (Moser, 2019) wurde im Laufe der Kartierung von Rupp (2013) ein Bereich mit Vöckla-Formation bei Scharedt (4 km südwestlich von Atzbach) verzeichnet. Zum einen ist dieses Vorkommen sehr weit nördlich, verglichen mit den Aufschlüssen entlang der Vöckla. Zum anderen befindet sich der kartierte Bereich auf einer Höhe von 490–510 m, wohingegen die restlichen Vorkommen der Vöckla-Formation selten über die Höhe von 480 m beobachtet wurden (Krenmayr, 1991). Daher wurde dieser Bereich überprüft, die Lithofazies konnte in dem Gebiet in einer aufgelassenen Schliergrube aufgenommen werden (UTM: 0400120 E, 5323854 N). Im liegenden Abschnitt des etwa 10 m mächtigen Profils treten überwiegend stark bioturbierte Schluffe auf, welche von etwa 20 cm dicken sandigen Schichten unterbrochen sind. Diese Sande enthalten Lagen aus Pelitklasten sowie Rippelschichtung und das Spurenfossil *Rosselia*. Im mittleren Teil des Profils werden die Sande mächtiger, werden aber abrupt von feingeschichteten Schluffen abgelöst, die in ein 2 m dickes Paket aus komplett durchwühlten Schluffen übergehen. Diese Fazies geht schließlich wieder in die Sande mit schräg geschichteten Peliten über. Etwa 500 m westlich von diesem Aufschluss befinden sich auf selber Höhe mehrere aufgelassene Gruben, die massige, gut sortierte Sande aufschließen. Auch hier treten Lagen mit Pelitklasten auf. Die Lithologie in diesen Gruben entspricht den massigen Sanden der Lithofazies (A) der Atzbach-Formation (Faupl & Roetzel, 1987). Der oben beschriebene Aufschluss in der Schliergrube jedoch zeigt eine Kombination von vielen Lithofazies, wie es Krenmayr (1991) für die Vöckla-Formation beschreibt. Die stark bioturbierten Bereiche im mittleren Teil des Profils lassen sich der Lithofazies (C5) zuordnen (Krenmayr, 1991). Wobei die Sande mit Pelitklaste, die zum Hangenden hin zunehmen, der Lithofazies (A1) zuzuordnen sind, was der Atzbach-Formation entspricht (Faupl & Roetzel, 1987). Die laminierten bis rippelig geschichteten Pelite mit sandigen Zwischenlagen, die sich immer wieder einschalten, sprechen jedoch für die Lithofazies (C2), was wiederum für die Vöckla-Formation spricht (Krenmayr, 1991). Diese faziellen Beobachtungen zusammen mit der Höhenlage des Aufschlusses sprechen durchwegs für den Übergangsbereich von Vöckla-Formation und Atzbach-Formation (Krenmayr, 1991). Da sich nur wenige hundert Meter entfernt auf gleicher Höhe die Atzbach-Formation aufschließt, wird die Vöckla-Formation hier als parastratigrafische Einschaltung angesehen.

Atzbach-Formation

Oberflächennah wurden die gut sortierten Sande der Atzbach-Formation in einer Handbohrung bei Jochling angetroffen (UTM: 0393575 E, 5319825 N), hier wurde bisher die Vöckla-Formation als anstehend angenommen. Südlich von Ampfelwang, bei Moos, konnte eine Sandgrube aufgenommen werden (UTM: 0394324 E, 5324720 N), die eine typische Fazies der Atzbach-Formation zeigt. Zu beobachten sind gut sortierte, schräg geschichtete Sande, die sich im Liegenden mit horizontalen Lagen aus Peliten und pelitischen Rippeln wechseln. Im Hangenden hingegen lassen sich überlagernde Schrägschichtungspakete mit einer Größe von 50 cm beobachten, die pelitischen Lagen fehlen hier. Auffällig sind zahlreiche Wühlspuren von Seeigeln sowie Spuren der Gattung *Rosselia*. Folgt man dem Schema von FAUPL & ROETZEL (1987), so wird klar, dass es sich hier um den Übergang von Lithofazies (B) zur Lithofazies (A3) handelt. Das bedeutet, dass hier subtidale Sandwellenfelder von großen Gezeitenrinnen abgelöst werden (FAUPL & ROETZEL, 1987). Etwas weiter nördlich, bei Hinterschachen, konnte die Atzbach-Formation in einer fast komplett verfüllten Sandgrube beobachtet werden (UTM: 0394675 E, 5326040 N). Bei Scharedt konnte eine massige Fazies der Atzbach-Formation in einer aufgelassenen Sandgrube beobachtet werden (UTM: 0399460 E, 5323685 N). Die massigen Sande werden lediglich von wenigen Lagen aus Pelitklasten unterbrochen, die jedoch einige Dezimeter mächtig sein können. Diese Lithologie wird nach FAUPL & ROETZEL (1987) der Fazies (A1) zugeordnet, wobei die mächtigen Lagen aus Pelitklasten der Fazies (A5) entsprechen. Die massigen Sande sprechen für hochenergetische Gezeitenablagerungen, die Lage aus Pelitklasten könnte auf Sturmflutereignisse schließen lassen (FAUPL & ROETZEL, 1987).

Ottnang-Formation

Die Ottnang-Formation wurde bei Brunau entlang eines Bachbettes aufgenommen, dabei zeigte sich, dass sich gut durchwühlte schluffige Sande mit sandigen Tonen (UTM: 0399255 E, 5332725 N) im Wechsel befinden. Hangaufwärts lassen sich zunehmend dünne tonige Plättchen finden, was auf den Übergang zu Ried-Formation schließen lässt. Im Bachbett bei Reitting (siehe Ried-Formation) schließt sich die stratigrafische Grenze von Ottnang-Formation und Ried-Formation auf. In einem etwa 5 m mächtigen Profil an einem Prallhang (UTM: 0398950 E, 5335580 N) zeigen sich im Liegenden glimmerreiche, tonige Sande, die stark durchwühlt sind, aber noch primäre Schichtung erkennen lassen. Darüber folgen in einem fließenden Übergang helle Tone mit sandigen Zwischenlagen und teils mit Wühlspuren. Im Übergangsbereich der beiden Schichten konnten zahlreiche doppelklappige Bivalven in Lebensstellung beobachtet werden. Klar wird, dass es sich bei der Grenze der beiden Formationen um einen fließenden Übergang handelt. Auffällig ist, dass sich entlang des Bachbettes zahlreiche karbonatische Konkretionen befinden, die teils Hohlräume und Risse aufweisen. Sie können bis zu einem Meter lang sein und primäre Sedimentstrukturen zeigen.

Ried-Formation

Die Ried-Formation konnte detailliert in einer 5 m tiefen Baugrube bei Odelboding aufgenommen werden (UTM: 0397910 E, 5335583 N). Lithologisch konnte man die typischen grauen, feingeschichteten Tone mit feinsandigen bis schluffigen Zwischenlagen beobachten. Einige Schichtflächen konnten eingemessen werden und ergaben ein Einfallen von 4–10° nach WNW–NE. Zusätzlich waren die Schichten durchzogen von einem engen Netzwerk aus steil stehenden Störungen, die aber kaum einen Versatz aufwiesen. Jedoch waren einige Störungen entlang der Fläche stark verwittert. Bei den Messungen konnten drei verschiedene Störungsscharen festgestellt werden: (1) 82–84° nach NE, (2) 73–83° nach SE–SW, (3) 86° nach WSW. Die starke Verwitterung der Klüfte und das enge Netzwerk lassen den Schluss zu, dass die Ried-Formation mobiles Kluftwasser führen kann. Von dieser Baugrube aus nach Osten konnte die Ried-Formation mit Handbohrungen (UTM: 0398255 E, 5335620 N) bis zum Bach bei Reitting nachgewiesen werden, wo sich im Bachbett die Grenze zur Ottnang-Formation aufschließt (UTM: 0398840 E, 5335650 N sowie 0398500 E, 5335795 N). Zum einen kann die Grenze im Bachbett lithologisch gezogen werden, da die Ottnang-Formation sehr viel sandiger ist als die Ried-Formation (RUPP, 2008b), zum anderen konnte beobachtet werden, dass die Ried-Formation vollkommen anders erodiert wird. Das horizontal geschichtete tonige Sediment bildet einen viel steileren Böschungswinkel als das durchwühlte, sandige Sediment der Ottnang-Formation. Im Gelände wird dies deutlich, da markante Geländekuppen plötzlich abflachen. Auch wo sich ein Bach einschneidet, bilden sich in der Ried-Formation sehr tiefe, schluchtartige Formen, wo sich in der Ottnang-Formation eher ein breites und trogförmiges Bachbett ausbildet. In einer Schliergrube etwa 2 km nordöstlich von Eberschwang (UTM: 0394695 E, 5335980 N) konnte ebenfalls die tonige Ried-Formation beobachtet werden. Hier bildet sie einen morphologischen Rücken, der direkt am Sockel der Hausruck-Formation beginnt und von einem überlagernden Kieskörper geschützt wird.

Pannonium

Ampfelwang-Formation

Südöstlich von Ampfelwang wurden diese Schichten in einer Höhe zwischen 580 und 620 m im Liegenden der Hausruck-Formation angetroffen. Die Ampfelwang-Formation ist in diesem Gebiet oberflächlich kaum aufgeschlossen. Einerseits wurden durch den Kohlebergbau große Flächen umgelagert, andererseits wurde die Ampfelwang-Formation von Solifluktionsmassen und Massenbewegungen überdeckt. Dennoch treten die Schichten teilweise zu Tage und konnten angebohrt werden. Lithologisch lassen sich helle, gut sortierte Mittel- bis Feinsande, sowie dunkle, fette Tone und Kohlestücke beobachten. An vielen Stellen lassen sich Quellaustritte beobachten, die extrem eisenreiches Wasser mit starkem Schwefelgeruch liefern. So konnten insgesamt drei Kohleflöze auf verschiedenen Niveaus festgestellt werden, auf etwa 600 m, auf 610 m und 620 m. Bei Brunau konnte die Ampfelwang-Formation in einem Bachanschnitt und entlang eines Forstweges (UTM: 0399440 E, 5332955 N) nachgewiesen werden, hier treten vor allem helle, tonige Feinsande auf. Etwa 500 m südwestlich davon lässt sich ein eingestürzter Stollen verfolgen (UTM: 0399045 E, 5332470 N), auch eine Informationstafel an dieser Stelle weist auf den vergangenen Kohlebergbau hin. Diese faziellen Wechsel von Sanden, Tonen und mehreren Kohleflözen entsprechen den limnisch-fluviatilen Ablagerungen, wie sie von BECHTEL et al.

(2003) für die Ampfelwang-Formation dargestellt werden. Außerdem lassen sich die Wasser stauenden Schichten der Ampfelwang-Formation oftmals durch Vernässungen und Sumpfgebiete erkennen, beispielsweise östlich vom Bahnhof Hausruck (UTM: 0394525 E, 5331790 N). Hier wurden die Kiese der Hausruck-Formation bis hin zu den Tonen der Ampfelwang-Formation abgebaut und es bildete sich ein kleiner Teich. An mehreren Stellen auf dem Kartenblatt (UTM: 0398070 E, 5336965 N sowie 0392280 E, 5327090 N) lassen sich harte Tonsteine finden, sie treten auf Deponien, aber auch anstehend auf. Sie sind porös und rot gefärbt, außerdem enthalten sie zahlreiche Blattabdrücke. Dieser Tonstein ist eindeutig durch starke Hitze gebrannt worden, die Pflanzenreste in dem Sediment zeigen, dass es sich dabei um die Tone der Ampfelwang-Formation handelt (Rupp, 2008b). Vermutlich gab es in den Kohleflözen, die zwischen Tonen eingeschaltet sind, immer wieder Schwelbrände im Untergrund oder an der Oberfläche. Solche Brände sind üblich in Kohleablagerungen und auf Deponien (Kuenzer et al., 2013).

Hausruck-Formation

Die Kiese dieser Schichten können zwar sehr häufig beobachtet werden, allerdings handelt es sich dabei meist um umgelagertes Sediment. Wirklich anstehende Bereiche der Hausruck-Formation lassen sich ausschließlich entlang der markanten Höhenrücken beobachten. Ein eindrucksvoller Aufschluss der typischen Lithologie bildet die aufgelassene Kiesgrube bei Ditting (UTM: 0397715 E, 5337190 N), hier lassen sich Korngrößenwechsel und Schrägschichtungen beobachten. Dieser Aufschluss soll hier erwähnt sein, da der Stratotypus der Hausruck-Formation in der Kiesgrube bei Schernham (Niederndorfer GmbH) nicht mehr aufgeschlossen ist, er fiel der Rekultivierung zum Opfer. Nördlich von Ampfelwang eröffnete aber eine neue Kiesgrube, in der die typischen sandigen Kiese mächtig aufgeschlossen sind (UTM: 0393276E; 5330183N). Kartiert wurde die Hausruck-Formation nordöstlich vom Turmberg, wo zahlreiche große Blöcke im Verband vom noch anstehenden Grat abgleiten. Südöstlich von Ampfelwang ergibt sich ein ähnliches Bild, auch hier ist anstehend nur der Grat vorhanden und hangabwärts befindet sich eine breite Fläche an umgelagertem Material. Lithologisch lassen sich einheitlich die schlecht sortierten Grobkiese mit sandiger Matrix beobachten. Bei Brunau wurde über im Hangenden der Ampfelwang-Formation in einer Sandgrube (UTM: 0399500 E, 5332995 N) ein oranges, mittelsandiges Sediment mit erkennbarer Schichtung aufgenommen. Faziell ähnelt es der Reith-Formation, die etwas weiter nordwestlich mit der Ried-Formation verzahnt (Rupp, 2008b). Mittelsande mit großen Schrägschichtungskörpern lassen sich aber auch in der Hausruck-Formation beobachten (Groiss, 1989). Da der Aufschluss stratigrafisch über der Ampfelwang-Formation liegt, wurde er hier der Hausruck-Formation zugeordnet.

Quartär

Prä-Günz Schotter

Nordöstlich von Eberschwang, bei Ötzling, konnten Kieskörper aufgenommen werden, die sich auf einer Höhe von 560–590 m direkt auf der Ried-Formation abgelagert haben. Sie wurden von Rupp (2008) zu den Federnberg-Schottern gestellt. Westlich von Vöcklabruck, bei Jochling, wurde auf einer Höhe von 460–470 m ein quarzreicher Grobkies mit sandiger Matrix kartiert (UTM: 0393710 E, 5319705 N), der bisher noch nicht beachtet wurde. Aufgrund der Höhenlage lässt sich dieser jedoch mit den breiten Schotterkörpern nördlich von Vöcklabruck korrelieren. Sie wurden auf den bisherigen Karten (Rupp, 2008a; Moser, 2019) als undefinierte altpleistozäne Schotter ausgeschieden. Südlich von Ampfelwang, bei Hinterschachen, wurden drei Kieskörper kartiert, die sich auf einer Höhe von 590–600 m eingliedern. Auch sie wurden bisher zu den altpleistozänen Schottern gestellt.

Deckenschotter

Bei Wallern wurden Kieskörper auskartiert (UTM: 0394455 E, 5323080 N), die direkt über dem Ampfelwanger Bach auf einer Höhe von 510–520 Meter ansetzen. Diese Kiese wurden bisher nicht eindeutig zugeordnet, die Fortsetzung der Kiese auf Blatt 47 Ried (Rupp, 2008b) wird jedoch den jüngeren Deckenschottern zugeordnet. Bei Moos, südlich von Ampfelwang, wurden direkt über der Atzbach-Formation zwei Kieskörper auf einer Höhe von 530–560 m auskartiert. Sie sind ebenfalls den Jüngeren Deckenschottern zugeordnet (Moser, 2019).

Niederterrasse

Entlang der Vöckla, zwischen Fischhamering und Stöfling, wurde die Niederterrasse von den rezenten Flusssedimenten abgetrennt. Dies geschah durch das Auskartieren von vorhandenen Terrassenkanten in diesem Gebiet, die auf den digitalen Höhenmodellen kaum erkennbar sind. Die Fortsetzung dieser Terrassen nach Westen kann ausgeschlossen werden.

Gravitative Ablagerungen

Nordöstlich vom Turmberg wurden großflächige Gleitmassen beobachtet, zu erkennen sind im Verband abgleitende Blöcke der Hausruck-Formation, die sich hangabwärts staffeln. Die erkennbaren Abrisskanten und Zerrspalten sind teils mehrere Meter tief und oftmals bilden sich dort Vernässungen. Im Ablagerungsraum der Gleitmassen ist das Gelände morphologisch unruhig und das kiesige Sediment stark verlehmt. In der Böschung einer Forststraße westlich von Behindertendorf (UTM: 0401305 E, 5331605 N) konnte die Zerrspalte einer großen gestaffelten Gleitmasse im Querschnitt beobachtet werden. Zu erkennen war der hangende und liegende Block der kiesigen Hausruck-Formation mit toniger Matrix in der Spalte und entlang der Gleitfläche. Außerdem war auf dem hangenden Block ein verkippter Paläoboden zu erkennen, welcher von Hangschutt überdeckt wurde. Damit wird belegt, dass diese gestaffelten Abbrüche zwar ruhige Phasen zeigen, in denen die Bodenbildung einsetzt. Die Verkippung dieser Schicht zeigt jedoch, dass die Abschiebungsflächen reaktiviert werden und die Massenbewegung immer weiter abgleitet. Am Höhenrücken südöstlich von Ampfelwang sind zahlreiche Abrisse nach Osten hin erkennbar. Der Ablagerungsraum erstreckt sich teilweise über die Pingenfleder in der Ampfelwang-Formation (UTM: 0394375 E, 5327400 N). Außerdem flacht das Gelände vom steil stehenden Grat hin sehr bald ab und das kiesige Sediment wird zunehmen toniger. Diese Beobachtungen lassen auf starke Umlagerung der Hausruck-Formation durch Geli- und Solifluktion schließen (vgl. Rupp, 2008). Gerade ostwärts gerichtete Hänge sind fast vollkommen mit Solifluktionsablagerungen bedeckt.

Anthropogen

Anthropogene Anschüttungen und Abtragungen sind im Gebiet sehr häufig, da zum einen der Kohlebergbau viel Abraum produzierte und zum anderen durch den Abbau von Kies und Schlierdünger zahlreiche kleine Gruben entstanden. Südöstlich von Ampfelwang wurde ein Gebiet bei Roith kartiert, das stark vom Kohlebergbau verändert wurde. Zu sehen sind viele eingestürzte Schächte sowie große aufgefüllte Flächen (UTM: 0394480 E, 5326755 N). Nordöstlich von Eberschwang zeigt die topografische Karte eine Grube an (UTM: 0394510 E, 5336240 N), die sich im anstehenden Kies befindet. Vor Ort jedoch zeigt sich, dass diese Grube rekultiviert wurde.

Literatur

Bechtel, A., Gruber, W., Sachsenhofer, R.F., Gratzer, R., Lücke, A. & Püttmann, W. (2003): Depositional environment of the Late Miocene Hausruck lignite (Alpine Foreland Basin): insights from petrography, organic geochemistry, and stable carbon isotopes. – International Journal of Coal Geology, **53**, 153–180, Amsterdam.

Faupl, P. & Roetzel, R. (1987): Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130**, 415–447, Wien.

Groiss, R. (1989): Geologie und Kohlebergbau im Hausruck (Oberösterreichische Molasse). – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **11**, 167–178, Wien.

Grunert, P., Soliman, A., Ćorić, S., Scholger, R., Harzhauser, M. & Piller, W.E. (2010): Stratigraphic re-evaluation of the stratotype for the regional Ottnangian stage (Central Paratethys, middle Burdigalian). – Newsletter on Stratigraphy, **44**, 1–16, Stuttgart.

Harzhauser, M. (2002): Scaphopoda aus dem Karpatium (Untermiozän) des Korneuburger Beckens (Niederösterreich). – Beiträge zur Paläontologie, **27**, 205–213, Wien.

Hofmayer, F., Kirscher, U., Sant, K., Krijgsman, W., Fritzer, T., Jung, D., Weissbrodt, V. & Reichenbacher, B. (2019): Three-dimensional geological modelling supports a revised Burdigalian chronostratigraphy in the North Alpine Foreland Basin. – International Journal of Earth Sciences, **108**, 2627–2651, Berlin–Heidelberg.

Krenmayr, H.G. (1991): Sedimentologische Untersuchungen der Vöcklaschichten (Innviertler Gruppe, Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone im Gebiet der Vöckla und Ager. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134**, 83–100, Wien.

Kuenzer, C., Zhang, J., Jing, L., Huadong, G. & Dech, S. (2013): Thermal infrared remote sensing of surface and underground coal fires. – In: Kuenzer, C. & Dech, S. (Eds.): Thermal infrared remote sensing, 429–451, Dordrecht.

Moser, M. (2019): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 48 Vöcklabruck: Stand 2019, Ausgabe 2019/10, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Rupp, C. (2008a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 47 Ried im Innkreis. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Rupp, C. (2008b): Erläuterungen zu Blatt 47 Ried im Innkreis. – 100 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Rupp, C. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 3329 Vöcklabruck-Ost. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 433–434, Wien.

Weber, L. & Weiss, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der Österreichischen Braunkohlevorkommen. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **4**, 317 S., Wien.

Blatt NM 33-11-19 Linz

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz

Felix Hofmayer

Zur Ergänzung der bereits laufenden Landesaufnahme auf dem nordöstlichen Viertelblatt (Linner, Rupp, Iglseder) des Kartenblattes NM 33-11-19 Linz (nationale Blattnummer: 4319) und der bereits abgeschlossenen Kartierung auf dem südöstlichen Viertelblatt (Rupp, Linner), wurde 2020 die flächendeckende Kartierung der känozoischen Sedimentbedeckung fortgesetzt. Dies geschah überwiegend mit Handbohrungen und im Stadtgebiet Linz mit temporären Bauaufschlüssen. Im Fokus stand die Abgrenzung der oligozänen und miozänen Sedimente sowie die quartäre Bedeckung bestehend aus verschiedenen Kieskörpern und mächtigen Lössablagerungen. In diesem Rahmen wurden die Gebiete Kürnberger Wald zwischen Wilhering – Mühlbach, Walding – Hamberg, Zaubertal, Freinberg, Pöstlingberg und Bachlberg bearbeitet.

Geologischer Überblick

Neoproterozoikum/Paläozoikum

Die kristallinen Gesteine im Kartierungsgebiet sind dem Bavarikum und dem Südböhmischen Batholith zuzuordnen. Das Bavarikum ist wegen seiner strukturellen und metamorphen Prägung als eigene tektonische Einheit des südwestlichen Moldanubikums aufzufassen (Linner, 2007). Die neoproterozoischen bis paläozoischen Edukte der Paragesteine können infolge der starken Migmatisierung und Strukturprägung nicht mehr lithostratigrafisch gegliedert werden. Um Linz treten vor allem stark migmatische Paragneise auf (Linner, 2005). Aufgrund der sehr hohen Temperaturen während der metamorphen Prägung rekristallisierten die Paragneise stark und sind teilweise aufgeschmolzen. Sie weisen daher häufig Bereiche mit granitähnlicher Textur auf. Nordöstlich von Linz intrudierte ein teils durch idiomorphe große Feldspate gekennzeichneter Granit. Dieser ist als Altenberg-Granit benannt und könnte durch eine vollständige Aufschmelzung von migmatischen Paragneisen entstanden sein. Des Weite-

ren sind grobkörnige pegmatitische Bereiche sowie feinkörnige aplitische Gänge zu beobachten (Frasl & Finger, 1988). Diese Gesteine treten überwiegend in den migmatischen Paragneisen sowie zwischen Rodl- und Haselgraben-Störung auf (Iglseder, 2014). Als typische Lithologie des Südböhmischen Batholiths tritt der biotitreiche Weinsberg-Granit auf, der durch seine großen Feldspäte auffällt (Pfaffl, 1996). Dieses im Mühlviertel dominierende magmatische Gestein intrudierte im Moldanubikum vor etwa 323 Ma (Gerdes et al., 2003).

Paläogen/Neogen

Die paläogenen und neogenen Sedimente im Arbeitsgebiet werden als Molasse bezeichnet (Kuhlemann & Kempf, 2002) und gehören zum Ablagerungsraum der Paratethys. Die im Kartierungsgebiet vorhandene sedimentäre Bedeckung aus dem Paläogen besteht aus dunklen blaugrauen Tonen, teilweise stark sandig und kiesig, sowie aus marinen Fein- bis Grobsanden. Die Tone werden als Pielach-Formation bezeichnet (Kiscellium–Egerium), welche in brackischen Ästuaren abgelagert wurde (Krenmayr & Roetzel, 2000b). Aufgrund dieses Ablagerungsraumes kann man von einer hohen Variation der Sedimente ausgehen (Reineck & Singh, 1980: 318). Kennzeichnend ist ein rot-grauer, plastischer Ton mit deutlichem Kaolinitgehalt und ohne Chlorit (Fuchs, 1973; Rupp, 2016). Schadler hat bei seiner Kartierung 1964 fälschlicherweise (siehe Peschel, 1982) diese Tone fast durchgehend dem „Älteren Schlier“ zugeordnet (Rupp, 2016). Die marinen Sande werden hingegen als Linz-Melk-Formation bezeichnet (Kiscellium–Egerium) und sind durch einen hellen Feinsand oder feldspatreichen Grobsand charakterisiert (Krenmayr & Roetzel, 2000b). Dieser Sand erreicht bis 100 m Mächtigkeit und bildet entlang der Böhmischen Masse die litorale bis sublitorale Fazies der oligozänen Sedimente (Krenmayr & Roetzel, 2000a).

Das Neogen wird ausschließlich durch die Plesching-Formation (Ottnangium) vertreten. Dabei handelt es sich um fossilführende schlecht sortierte Grobsande, mit häufig Phosphoritknollen und Glaukonit (Rögl, 1969). Die Plesching-Formation wird von mächtigen Schrägschichtungskörpern mit pelitischen Einschaltungen aufgebaut. Dabei handelt es sich um Gezeitendünen, die aufgearbeitetes Material aus dem Egerium und Eggenburgium durch Strömungskanäle in das Becken verlagerten (Faupl & Roetzel, 1990). Die küstennahe Fazies dieser Formation, welche ehemals als fossilreiche Grobsande bezeichnet wurde (Faupl & Roetzel, 1990), lässt sich durch vorhandene Makrofossilien (Mollusken, Haizähne) und pelitische Klasten erkennen.

Tropische Klimaphasen während des Känozoikums (Zachos et al., 2001) haben das kristalline Grundgebirge im Laufe der Zeit stark beeinflusst. Das humide, warme Klima führte vor allem zu einer starken Verwitterung des Gesteins (Felix-Henningsen, 2016). Die Folge sind Wollsackblöcke und Saprolithe (Dos Santos et al., 2017) sowie eine Anreicherung von Tonmineralen wie beispielsweise Kaolinit (Essl et al., 1998; Lagally, 1987). Die meisten dieser Verwitterungsbildungen wurden im Laufe des Känozoikums umgelagert und sind demnach nicht mehr vorhanden. Ein großer Teil dieser Umlagerung fand bereits im Oligozän, unter anderem durch transgressive Phasen statt (Roetzel et al., 1983), was der hohe Kaolinitgehalt in den oligozänen Sedimenten zeigt (Wimmer-Frey et al., 2013). Des Weiteren fand intensive Umlagerung im Pleistozän statt, was zur heutigen Landschaftsform führte. Nur sehr tief verwitterte oder geschützte Bereiche können auch bis heute erhalten sein (Jung, 2006).

Quartär

Die quartären Ablagerungen im Linzer Raum bestehen hauptsächlich aus den fluviatilen Schotterkörpern des Pleistozäns sowie großflächigen pleistozänen Löss- und Lösslehmbedeckungen. Die holozänen Austufen der Donau lassen sich geomorphologisch erkennen (Rupp, 2016). Diverse Prozesse haben zur Erosion und Umlagerung dieser Sedimente geführt. So finden sich am Hangfuß teilweise Solifluktionsablagerungen des Pleistozäns sowie rezente Flussablagerungen und Schwemmfächer in Talungen. Die oberflächliche Verwitterung des Lösses führt häufig zur Lehmbildung und kalkigen Konkretionen, die als Lösskindl bezeichnet werden.

Die Niederterrasse der Donau befindet sich auf Blatt Linz generell auf einer Höhe von 260–270 m. Die Hochterrasse der Donau tritt im Eferdinger Becken und in Linz nur sehr selten auf (Kohl, 1987; Rupp, 2016). Zur Gliederung der höheren Kieskörper wurde im Laufe der Kartierung durch Linner und Rupp ein Konzept erarbeitet, welches anstehende Kieskörper in gleicher Höhenlage einer eigenen lithostratigrafischen Einheit zuordnet. Dazu wurden bereits definierte Terrassen des Pleistozäns (Kohl, 1968) verwendet sowie weit verbreitete Schotterkörper in die Gliederung aufgenommen (Kohl, 1987; Rupp, 2016). Dieses Konzept ist allerdings noch nicht publiziert, wird aber hier als aktuelle stratigrafische Gliederung verwendet. Dabei wurden folgende Kieskörper auf Blatt Linz definiert: (1) Jüngere Deckenschotter (280–300 m), (2) Ältere Deckenschotter (300–320 m), (3) Wolfsjäger-Schotter (330–340 m), (4) Forstholz-Schotter (350–360 m), (5) Kürnberg-Schotter (380–390 m), Pollham-Schotter (420–440 m).

Sehr häufig sind anthropogen überprägte Bereiche zu finden, dabei handelt es sich entweder um verbautes Gebiet, anthropogene Formen wie großflächige Abtragungen oder um anthropogene Ablagerungen wie Aufschüttungen und Deponiekörper (Definitionen siehe Steinbichler et al., 2019).

Methodik

Die Kartierung wurde mit topografischen Karten im Maßstab 1:10.000 durchgeführt, dabei wurde die Position im Gelände mittels GPS (Garmin GPSmap 60CSx) festgestellt. Wichtige Kartierungspunkte, wie Bohrungen und Messungen, wurden mit der Smartphone Applikation Locus-GIS dokumentiert. Da große aufgeschlossene Bereiche in dem Gebiet sehr selten und eher auf die Kristallingesteine beschränkt sind, werden hier die verwendeten Methoden aufgeführt. In bewaldetem Gebiet wurde überwiegend mit kleinen Aufschlüssen (Tierbauten, Baumwürfe, erosive Anrisse in Steilhängen) gearbeitet, wobei des Öfteren auch Bohrungen (bis 1 m Tiefe) mit einem Handbohrer (Eijkelkamp Edelman) durchgeführt wurden. Dieser kam intensiv auf Wiesenflächen zum Einsatz, wo neben der Geländemorphologie kaum geologische Informatio-

nen zu finden sind. Auf Ackerflächen wurde überwiegend mit Lesesteinen gearbeitet. In besiedeltem oder verbautem Gebiet wurden vorhandene offene Baugruben aufgenommen und, wenn möglich, mit anderen Aufschlüssen interpoliert.

Ergebnisse

Neoproterozoikum/Paläozoikum

Bavarikum und Südböhmischer Batholith

Die aufgeschlossenen kristallinen Gesteine zeigen sich hauptsächlich in Form von Wollsackblöcken auf Geländekuppen und tief verwitterten Bereichen hangabwärts. Die Gesteine des Bavarikums entsprechen im Kürnberger Wald überwiegend einem Paragneis-Migmatit mit granitähnlicher Textur. Größere Bereiche, die ausschließlich aus Paragneis bestehen, wie sie in der Gegend um Oberpuchenau auftreten, kommen südlich der Donau kaum vor. Allerdings treten öfter pegmatitische Bereiche auf, so beispielsweise im Graben südlich vom Stift Wilhering (UTM: 0440135 E, 5352090 N). Nördlich von Walding tritt im Graben östlich vom Amesberger (UTM: 0438345 E, 5357255 N) der für den Südböhmischen Batholith typische Weinsberger Granit mit großen Feldspäten auf, er zeigt eine eher bläuliche Farbe. Das Gestein zeigt teilweise starke Zerklüftung bis hin zur Mylonitisierung, außerdem schalten sich feinkörnige, aplitische Gänge ein.

Paläogen/Neogen

Pielach-Formation

Die aufgenommene Pielach-Formation zeigt eine große Bandbreite an Lithologien, die hier aufgeführt werden. Am Nordosthang der Kürnbergburg lassen sich in einem Profil entlang eines Holzlagerplatzes (UTM: 0443142 E, 5349843 N) diverse Faziestypen erkennen. Der liegende Abschnitt des Profils besteht aus den typischen dunklen, kaolinitischen Tonen mit rötlichen Bereichen und Kristallingeröllen. Eine mikropaläontologische Bearbeitung dieses Sedimentes zeigte keine Ergebnisse, die Probe war steril. Darüber lagert eine Schicht aus hellgrauem Mittelsand, in die breite Kieslinsen eingeschaltet sind. Diese Schicht wird abgeschlossen durch eine Lage an Rauchquarzgeröllen. Darüber befindet sich ein verlehmter, feinsandiger Bereich, der von Lösslehm überlagert wird. Vergleichbare residuale Quarzgerölle lassen sich auf einem Acker bei Walding (UTM: 0438119 E, 5356301 N) ebenfalls beobachten. Handbohrungen in diesem Bereich zeigten eine tonig-sandige Pielach-Formation anstehend. Ebenfalls in Walding am Grenzbereich zur Linz-Melk-Formation fanden sich mehrere kleine Vorkommen mit feingeschichteten Schluffen und Sand-Zwischenlagen. In einem Aufschluss östlich vom Gehöft Amesberger (UTM: 0438154 E, 5357068 N) fanden sich in diesen Peliten sogar gut erhaltene Abdrücke von Invertebraten (Mollusken, Bryozoen etc.). Direkt über diesen Ablagerungen wird das Gelände durch einen quarzreichen Kieskörper aufgebaut.

Linz-Melk-Formation

Die Linz-Melk-Formation konnte in einigen aufgelassenen Sandgruben aufgenommen sowie in einigen Böschungen beobachtet werden. Ein wichtiger Aufschluss in Edramsberg (UTM: 0439200 E, 5351050 N), nordwestlich des Kürnberger Waldes zeigt eine fossilführende (Haizähne) Fazies. Es handelt sich dort um einen Fein- bis Mittelsand mit eingeschalteten grobklastischen Schichten. Von diesen Kieslagen ziehen oft kegel- bis zylinderförmige Kiestaschen in den Sand darunter, sie können bis zu 50 cm lang sein. Die Kies-Sand-Grenze entlang dieser Taschen ist jedoch scharf und Sedimentstrukturen im Umfeld sind nicht zu erkennen. Diese Fazies findet sich auf der nördlichen Talseite von Mühlbach wieder, dort liegt sie direkt dem Kristallin des Kürnberger Waldes auf.

Ausgehend von der großen Sandgrube am Kapuzinerberg (UTM: 0446194 E, 5349838 N) im Stadtgebiet von Linz lassen sich in der Bunkeranlage und den angrenzenden künstlichen Höhlen verschiedene geologische Beobachtungen machen. Am besten eignet sich die als „Face Cave“ bezeichnete Höhle westlich vom Haupteingang der Bunkeranlage. Dort treten feinsandige Mittelsande auf, welche periodisch von erosiven Kieslagen unterbrochen sind. Direkt über den Kieslagen lassen sich schmale Bereiche mit Schrägschichtung erkennen. Auffällig sind einzelne große Kristallingerölle und lignitisch erhaltene Holzreste. Außerdem ziehen sich durch die komplette Höhle konjugierte Abschiebungen, mit Versätzen von mehreren Metern. Die steil stehenden Störungen fallen zwischen 58° und 83° nach NNE ein.

In Mühlbach lassen sich entlang des Kürnberger Waldes viele kleine Aufschlüsse beobachten, die nahezu durchgehend kiesige bis blockige Sande der Linz-Melk-Formation aufschließen (z.B. UTM: 0440045 E, 5350630 N). Der grobe Anteil ist sehr gut gerundet und eingebettet in einen gut sortierten Sand. Allerdings ist im Aufschluss oftmals nur der Umriss der Gerölle zu erkennen, da sie teilweise vollkommen durchgewittert sind und sie bei Belastung zu Mittelsand zerfallen. Einige der besser erhaltenen Gerölle zeigen aber deutliche Stoßmarken auf der Oberfläche.

Plesching-Formation

Miozäne Sedimente werden auf dem Kartenblatt ausschließlich durch die Plesching-Formation vertreten. Deren Grobsande treten meist in höheren Lagen als die Linz-Melk-Formation und nur in und um Linz auf. So konnten sie am Freinberg in einer Baugrube (UTM: 0445726 E, 5350029 N) auf 360 m nachgewiesen werden. Außerdem bilden sie am Bachlberg fast den gesamten Höhenrücken von 300 bis 320 m. Hier tritt in einem Profil entlang der Straße (UTM: 0446666 E, 5353793 N) eine sehr abwechslungsreiche Fazies auf. Generell handelt es sich um Fein- bis Mittelsand, der von pelitischen, teils gerippelten Lagen durchzogen ist. Diese Abfolge wird von insgesamt drei erosiven Schichten unterbrochen, die zwischen 50 cm und 1 m mächtig sind. Jede dieser Schichten ist identisch aufgebaut. Zuerst schneidet eine Kieslage in das Sediment ein, direkt darüber nimmt die Korngröße abrupt ab und es folgt eine Lage mit welliger Wechselschichtung aus Mittelsand und Pelitlagen. In den sandigen Sedimentanteilen treten Pelitklasten auf. Darüber folgt ein schräg geschichteter Fein- bis Mittelsand der pelitische Lagen beinhaltet. Erst darüber setzt sich wieder die normale Sedimentation fort.

Am westlichen Rand von Urfahr, zwischen Pöstlingberg und Urfahrwänd, konnte die Plesching-Formation in mehreren aufgelassenen Sandgruben sowie in Bauaufschlüssen (UTM: 0445618 E, 5351158 N) und oberhalb der Urfahr-

wänd in einer Straßenböschung der Landesstraße 581 beobachtet werden. Der wichtigste Aufschluss ist die Sandgrube in der Riesenederfeldsiedlung (UTM: 0445470 E, 5351410 N), wo eine mächtige Abfolge beobachtet werden kann. Zu erkennen sind Pelitklasten und Molluskenabdrücke in einem ungeschichteten, glaukonitischen Grobsand.

Saprolithe

Im Bereich des Kürnberger Waldes südlich von Wilhering sowie zwischen Walding und Niederottensheim lassen sich großflächig Saprolithe in sandiger bis kiesiger Korngröße beobachten, die durch tiefgründige chemische Verwitterung entstanden sind. Das Verwitterungsmaterial besteht überwiegend aus Feldspat, Quarz und Kristallinbruchstücken sowie stets auch etwas Biotit. In Aufschlüssen entlang von eingeschnittenen Forstwegen südlich von Wilhering und östlich von Mühlbach sowie in aufgelassenen Grusgruben lässt sich dieses Sediment genauer beobachten. Zu bemerken ist eine zunehmende Festigkeit mit zunehmender Tiefe, bis hin zum anstehenden Paragneis-Migmatit. Außerdem lassen sich dessen primäre Texturen, wie Quarzgänge und Schieferungsflächen im präparierten Aufschluss erkennen.

Quartär

Kieskörper

In allen kartierten Bereichen finden sich zusammenhängende Kieskörper, die teils morphologische Terrassen bilden. So bildet nördlich Walding ein quarzreicher Kieskörper in einer Höhe von 380–400 m eine morphologisch erkennbare Geländekuppe. Nördlich von Edramsberg und Wilhering befindet sich ein breites Band aus kiesigem Sediment, das mit einer deutlichen Terrassenkante, die auf einer Höhe von 260–270 m ausgebildet ist, zu den rezenten Donausedimenten abfällt. In einer Höhe von 270–280 m treten in Wilhering, entlang des Kürnberger Waldes und am Ostfuß vom Pöstlingberg einige kleine Kieskörper auf. Auf 290–300 m treten in Wilhering, Margarethen und am Schlossberg in Linz Kiese auf. Zusätzlich sind in Margarethen und am Schlossberg auf 310–320 m zusammenhängende Kieskörper vorhanden. Im Kürnberger Wald treten außerdem drei größere Bereiche mit quarzreichen Kiesen auf, die eine relativ hohe Lage einnehmen. Ein Kieskörper auf 340–360 m ist deutlich separiert von den Kieskörpern am Rücken südlich von Wilhering. Die Kieskörper auf 370–380 m und auf 380–400 m jedoch sind lediglich durch eine breite Fläche mit Lössbedeckung getrennt.

Löss

Die Lössbedeckung in den kartierten Gebieten ist teilweise sehr mächtig. Vor allem südlich der Donau im Bereich des Zaubertals, am Freinberg und am westlichen Rand des Kürnberger Waldes bei Mühlbach und Wilhering lassen sich diese Ablagerungen beobachten. Die größten Mächtigkeiten können im Zaubertal abgeschätzt werden, hier kann von etwa 20 m ausgegangen werden. Vorzugsweise in den tief eingeschnittenen Gräben, die sich von Westen nach Osten durch die Siedlung ziehen (z.B. UTM: 0444550 E, 5349985 N), lassen sich zahlreiche Lössprofile aufnehmen. Außerdem konnte eine Baugrube (UTM: 0444785 E, 5350025 N) aufgenommen werden, die mehrere Meter mächtigen Löss aufschloss. Am Westrand des Kürnberger Waldes befindet sich in Mühlbach eine Lössgrube (UTM: 0439940 E, 5349968 N), die das Sediment bis etwa 5 m Tiefe aufschließt. Aber auch dort sind größere Mächtigkeiten zu erwarten. Nördlich der Donau im Raum Urfahr konnten zahlreiche Baugruben (z.B. UTM: 0446252 E, 5351685 N) großflächigen Löss nachweisen. Stellenweise treten auch verlehmte Bereiche im Löss auf. Allerdings beschränkt sich die Verlehmung bei den mächtigen Lössablagerungen, die hier aufgeführt sind, auf die oberste Schicht (~1 m), die meist der Bodenbildung zuzuordnen ist. Größere verlehmte Bereiche lassen sich ausschließlich in Talungen beobachten, wo sich Wasser länger im Boden halten kann. Verlehmte Bereiche im Löss wurden auf der Karte aber nicht ausgeschieden.

Die Ablagerung des äolischen Sedimentes setzt ab einer erkennbaren Höhengrenze aus. Dies lässt sich vor allem im Kürnberger Wald gut beobachten, da hier großflächig Löss erhalten und das Relief ausgeprägt ist. Im Durchschnitt reicht der Löss hier bis auf 380 m und maximal bis 450 m. Nördlich der Donau im Stadtgebiet Linz und in Walding reichen die Lössablagerungen bis 360 m. Auffällig ist, dass im Raum Freinberg vermehrt Sand- beziehungsweise dünne Kieslagen aus Kristallingestein in den Löss eingeschaltet sind. Außerdem schalten sich in die Lösse lokal auch Lagen aus Kristallinschutt ein. Eine große Baugrube (UTM: 0446093 E, 5349966 N) sowie ein Aufschluss (UTM: 0446685 E, 5350299 N) im Stadtgebiet verdeutlichen dies. Im Letzteren ließen sich außerdem zahlreiche Lössschnecken aufsammeln, es konnten bis zu drei Arten unterschieden werden. Da sich eine solche Artenvielfalt für ökologische Rekonstruktionen eignet, wurden einige Individuen im Lössaufschluss oberhalb der Bunkeranlage im Kapuzinerberg aufgesammelt (UTM: 0446186 E, 5349836 N) und taxonomisch bearbeitet. Dabei dominierte im liegenden Abschnitt die Gattung *Pupilla*, welche im hangenden Abschnitt durch die Familie der Lymnaeidae und der Gattung *Trochulus* abgelöst wurde. Auch im Bereich von Mühlbach lässt sich eine reiche Malakofauna im Löss feststellen (z.B. UTM: 0439886 E, 5351271 N).

Gravitative Ablagerungen

Diese Sedimente bestehen hauptsächlich aus Solifluktionsablagerungen, die sich meist am Hangfuß finden und lithologisch als kiesig, sandiger Lehm angesprochen werden. Vermehrt wurde dies in Bereichen beobachtet, wo hangaufwärts ausreichend lockeres Ausgangsmaterial vorhanden ist, beispielsweise Linz-Melk-Formation oder tief verwittertes Kristallingestein. Allerdings treten Solifluktionsablagerungen auch in flachen Oberhangbereichen und auf flachen Rücken auf.

Im Zaubertal lassen sich zwei Massenbewegungen beobachten (UTM: 0443225 E, 5350010 N), die als Gleitmassen zu klassifizieren sind (Steinbichler et al., 2019). Gut zu erkennen sind die Abrisskanten sowie ein Säbelwuchs aller Bäume auf den Gleitmassen, die außerdem zu einem Aufstauen des kleinen Baches geführt haben. Die Massenbewegung wurde an der Grenzfläche von Pielach-Formation und verwittertem Kristallin ausgelöst. Eine ähnliche Situation kann man im Kürnberger Wald antreffen (UTM: 0441305 E, 5350015 N), hier ist aber ein mächtiger Löss und Lösslehm über tief verwittertem Kristallin in Bewegung geraten. Eine entscheidende Rolle bei diesen Massenbewegungen auf Blatt Linz geht sicher vom Verwitterungsgrad des Kristallingesteins (Calcaterra & Parise, 2010) und der einhergehenden Wasserführung aus. Dabei bil-

det das verwitterte, wassergesättigte Kristallingestein die Schwächezone zwischen der wasserstauenden Sedimentbedeckung (Löss und Lösslehm, Pielach-Formation) und dem anstehenden Festgestein (Kristallin).

Lakustrine Ablagerung

Im Kürnberger Wald, rund um einen Quellaustritt, lässt sich ein kleiner Sedimentkörper (UTM: 0439854 E, 5351799 N) kartieren. Es handelt sich um gut sortierte schluffige Feinsande, mit grauer Farbe. Auffällig sind zahlreiche senkrechte, zylindrische Strukturen, die ferritisch gebunden sind und einen zentralen Hohlraum aufweisen.

Diskussion

Paläogen/Neogen

Pielach-Formation

Die dem Kristallin aufliegenden tonigen Sedimente mit dunkelgrauer und roter Farbe wurden überwiegend als Pielach-Formation angesprochen (Rupp, 2016). Die Pielach-Formation wird als brackisch-limnische Fazies interpretiert (Krenmayr, 1999; Rupp et al., 2011) und zeigt in einer Wechsellagerung mit der marinen Linz-Melk-Formation sogar eine brackische Fauna (Harzhauser & Mandic, 2001). Die im Rahmen der Kartierung bearbeiteten Mikrofossilproben konnten bisher aber noch keine Hinweise auf brackische Sedimentanteile erbringen. Generell sollte in brackischen Sedimenten zwar eine geringe Biodiversität vorhanden sein, doch ist zu erwarten, dass einzelne opportunistische Arten in Massen auftreten (Whitfield et al., 2012). Die Abwesenheit solcher Arten in den beprobten Sedimenten lässt darauf schließen, dass es sich um limnische Ablagerungen handelt. Allerdings kann dies auch ein taphonomischer Effekt sein.

Sofern es sich nicht um die limnisch-brackische Pielach-Formation handelt, könnten diese kleinräumig auftretenden Tone in Zusammenhang mit der Bildung der Saprolithe stehen (Jung, 2006). Was zur Folge hätte, dass eine Zuordnung zur Pielach-Formation nicht gerechtfertigt wäre. Der hohe Anteil an Glimmer in den Paragneisen kann durchaus zu einer derart tonigen Verlehmung führen (Dill, 1989). Ebenso deutet der hohe Gehalt an Kaolinit (Rupp et al., 2011) auf eine starke Verwitterung hin (Stallard, 1988). Findet man diese dunklen Tone allerdings aufgeschlossen vor, zeigen sich kiesig-sandige Lagen und rote Tonschichten eingeschaltet. Die grobkörnigen Lagen deuten auf limnisch-fluviatile Umlagerung hin. Die roten Schichten in den dunklen Tonen könnten auf trockene Phasen hindeuten, in denen die Bildung von Roterden auf Kristallingestein begünstigt wurde (Yassoglou et al., 1997). Solche Umweltbedingungen haben unter anderem zur Bildung der paralischen Kohle am Mursberg geführt, die mit der Pielach-Formation in Verbindung gebracht werden (Weber & Weiss, 1983).

Die fossilführende, pelitische Schicht in Walding, welche sich in die Linz-Melk-Formation einschaltet, tritt angrenzend zur Pielach-Formation und zu kiesigen Ablagerungen auf. Die dort gefundenen Abdrücke von Schalenresten wurden nicht genauer bestimmt. Enthalten sind aber Bruchstücke von Bryozoen und ein kompletter Abdruck einer Muschelschale, welche auffällige Längsrippen zeigt. Harzhauser & Mandic (2001) beschrieben vergleichbare Funde aus der Pielach-Formation und Linz-Melk-Formation bei Melk. In Ästuarien und Mündungsbereichen entlang der Küste tritt eine Durchmischung von marinen und brackischen Elementen häufig auf. Auch fluviatile Ablagerungen in distributiven Kanälen können sich dort einschalten (Schäfer, 2020). Da in der Umgebung des Fossilfundpunktes in Walding verschiedene Sedimentkörper (Sande, Kiese, Tone) im Wechsel auftreten, lässt sich vermuten, dass dort der Mündungsbereich eines Ästuars lag. Damit wäre auch der Kieskörper auf einer Höhe von 380–400 m zur Pielach-Formation zu stellen.

Linz-Melk-Formation

Die kartierten Bereiche der Linz-Melk-Formation sind kritisch zu behandeln. Sandige Bereiche im Gelände stellten sich des Öfteren als verwittertes Kristallingestein heraus. Aufgrund des Alters der Sedimente und der folgenden Erosion sind nur reliktische Vorkommen zu erwarten. Dennoch zeigen einige Sandgruben eindeutig, dass die Linz-Melk-Formation teilweise noch mächtig erhalten ist (Aichberg: 0443855 E, 5348880 N; Unterrudling: 0425345 E, 5350440 N; Bach: 0438588 E, 5355403 N; Edramsberg: 0439200 E, 5351050 N; Aigen: 0455204 E, 5352775 N; Kapuzinerberg: 0446194 E, 5349838 N).

Die beobachteten Kiestaschen in der Sandgrube Edramsberg deuten auf Rochenspuren der Art *Pisichnus weitemata* hin (Uchman et al., 2018). Da Sedimentstrukturen wie „flame-structures“, „water escape structures“, oder andere Deformationsstrukturen fehlen, lässt sich eine Bildung durch Sedimentauflast ausschließen (Owen, 2003). *P. weitemata* hingegen deutet auf eine Ablagerung der Sande in der intertidalen Zone bis zur Schönwetter-Wellenbasis hin (Uchman et al., 2018). Die erosiven Kieslagen, die in fast allen Sandgruben der Linz-Melk-Formation auftreten, werden als zyklisch auftretende Sturmflut-Ablagerungen gedeutet (Reineck & Singh, 1980). Die am Kapuzinerberg beobachtete Schrägschichtung, welche den Kieslagen folgt, deutet einen Rückgang der Sturmenergie an und zeigt somit eine proximale Fazies der Tempestite an (Antie et al., 1994; Schäfer, 2020: 477).

Die beobachteten Geröllhorizonte zwischen dem Kristallingestein und den typischen Sedimenten der Linz-Melk-Formation wurden von Rupp (2016) als Basisblöcke bezeichnet. Sie stellen die Vorstrandfazies der Linz-Melk-Formation dar und wurden vermutlich entlang einer Hochenergieküste abgelagert. Felton (2002) liefert ein aktualistisches Beispiel von einer Felsküste auf Hawaii, wo es zur Bildung von Blockschichten und Felsklippen entlang der Hochwasserlinie kommt. Die dort beobachtete Lithofazies ist identisch mit dem Geröllhorizont aus der Linz-Melk-Formation. Rupp (2016) hingegen stellt diesen Horizont als Ablagerung der Transgressionsphase während des Oligozäns dar. Der hohe Rundungsgrad und die Größe der Blöcke setzt auf jeden Fall hohe Energie voraus (Schäfer, 2020: 11). Deutlich wird dies auch durch die Stoßmarken auf einigen Geröllen, diese sind wohl durch das Zusammenstoßen der Gerölle bei Wellengang entstanden (vergleiche Kohnen, 1993). In allen bekannten Aufschlüssen dieser Fazies auf Blatt Linz Ost sind keine biogenen Komponenten enthalten (Austern, Seepocken), was in einer marinen Küstenfazies zu erwarten wäre. Auf dem östlichen Nachbarblatt Steyregg wurde aber bei Windegg eine identische Fazies mit Schalenresten von Austern beobachtet (pers. Mitt. H.G. Krenmayr).

Ebenfalls aufgenommen wurden zahlreiche abschiebende Störungen in der Linz-Melk-Formation am Kapuzinerberg. Ähnliche konjugierte Störungen lassen sich in der Linz-Melk-Formation in Unterrudling und in Aigen beobachten. In jedem Fall ziehen sich die Störungen nicht durch den gesamten Aufschluss, denn zum Hangenden hin zeigt sich ein ungestörter Lagenbau. Daraus lässt sich schließen, dass es synsedimentäre tektonische Phasen gegeben haben muss. Im Nordalpinen Vorlandbecken wurden zahlreiche solcher Störungssysteme beobachtet, die auf Extensionsspannungen hindeuten lassen (Von Hartmann et al., 2016).

Plesching-Formation

Die Plesching-Formation zeigt im Kartierungsgebiet generell ein sehr unreifes, schlecht gerundetes Sediment, was auf geringe Transportweiten schließen lässt. Es finden sich zahlreiche Pelitklasten, bei denen es sich meist um umgelagertes Material aus der älteren Eferding-Formation handelt. Zusammen mit der Fazies am Bachlberg zeigt sich die Plesching-Formation als Küstenfazies mit hoher Umlagerung (Faupl & Roetzel, 1990) und starker Beeinflussung durch Sturmereignisse (Schäfer, 2020).

Saprolithe

Saprolithe bilden sich durch intensive, chemische Verwitterung von Kristallingesteinen (Felix-Henningsen, 2016). Entscheidend für eine sehr tiefe chemische Verwitterung ist der Schutz vor Erosion durch dichte Vegetation (Stallard, 1988), oder überlagernde Sedimente (Calcaterra & Parise, 2010). Besonders tiefe Verwitterung entsteht durch humides und tropisches Klima (Stallard, 1988), wobei granitische Ausgangsgesteine dafür sehr anfällig sind (Navarre-Sitchler et al., 2015). Längere tropische Phasen sind aus dem Oligozän und Miozän bekannt (Zachos et al., 2001), ein dichter Bewuchs im Linzer Raum wurde beispielsweise im Egerium (Oberes Oligozän) nachgewiesen (Kovar-Eder & Berger, 1987).

Die Saprolithe werden folglich als Verwitterungsbildung in humidem bis tropischem Klima angesehen und wurden als anstehendes Kristallin kartiert, markiert mit einer Übersignatur für tiefgründige Verwitterung. Dies ist begründet durch die fehlende Umlagerung des Sedimentes und die Primärstrukturen des Kristallingesteins, welche noch erkennbar sind. Allerdings sind diese Verwitterungshorizonte meist mehrere Meter mächtig, eine Ausscheidung als eigene Einheit auf der Karte sollte daher in Betracht gezogen werden. Gravitative Ablagerungen treten vermehrt in Bereichen von tief verwittertem Gestein auf (Calcaterra & Parise, 2010; Dill, 1989).

An der Oberfläche kann Saprolith leicht mit unreifen fluviatilen oder marinen Sanden verwechselt werden, beispielsweise mit der Linz-Melk-Formation. Bei den gerundeten Blöcken und Steinen, die als Basisblöcke der Linz-Melk-Formation bezeichnet werden (Rupp, 2016), kann es sich durchaus um freigelegte und angereicherte Kernsteine aus dem unteren Verwitterungshorizont des Kristallingesteins handeln (Felix-Henningsen, 2016), die womöglich in der Brandung weiter zugerundet wurden. Demnach würden sie in Verbindung mit der Bildung der tropischen Saprolithböden im Oligozän/Miozän stehen.

Quartär

Kieskörper

Die Kieskörper lassen sich aufgrund ihrer Höhenlage oftmals zu überregional verbreiteten Niveaus zuordnen (siehe Geologischer Überblick). Der Kieskörper in Walding, der sich auf einer Höhe zwischen 380 und 400 m befindet, würde dem Niveau der Kürnberg-Schotter entsprechen. Allerdings lässt sich nicht ausschließen, dass es sich bei diesen Kiesen um eine fluviatile Fazies der Pielach-Formation handelt (siehe Diskussion Pielach-Formation). Grund für diese Annahme bildet die in Walding sehr hoch gelegene Pielach-Formation und die direkt angrenzenden pelitischen Lagen, welche sich entlang von fluviatilen Kanälen eines Deltas gebildet haben könnten (Reineck & Singh, 1980: 322). Eine Zuordnung der Kiese in Walding zu den nahen gelegenen Schotterkörpern von Mursberg (Peschel, 1982), welche sich auf einer Höhe von 350 m befinden, lässt sich ausschließen. Jedoch die nahe gelegenen Jörgensbühl-Schotterkörper, die auf einer Höhe von 390–410 m (Schadler, 1964) abgelagert wurden, lassen sich gut mit dem Kieskörper in Walding parallelisieren. Da diese Kiese jedoch ebenfalls in Zusammenhang mit der Pielach-Formation stehen könnten, werden sie vorerst allgemein als kiesige Fazies der Pielach-Formation ausgeschieden (siehe Diskussion Pielach-Formation).

Der breite Kieskörper um Wilhering und Edramsberg auf einer Höhe von 260–270 m, der zu den rezenten Donausedimenten eine Terrassenkante bildet, lässt sich eindeutig der Niederterrasse zuordnen (Rupp, 2016). Die kleinen Terrassenreste in Wilhering und im Stadtgebiet von Linz-Urfahr, welche sich in einer Höhe von 270–280 m aufreihen, lassen sich der Hochterrasse zuordnen. Die Kiese auf einem Niveau von 280–300 m, welche im gesamten Kartierungsgebiet auftreten, sind den Jüngeren Deckenschottern zuzuordnen. Die Kiese darüber, auf einer Höhe von 300–320 m, sind daher den Älteren Deckenschottern zuzuordnen. Die drei eindeutigen Kies-Niveaus im Kürnberger Wald entsprechen den Forstholz-Schottern (340–360 m) und den Kürnberg-Schottern (370–380 m und 380–400 m). Wobei die Trennung der beiden letzteren Kieskörper auf einem leichten morphologischen Geländeanstieg beruht, welcher sich entlang des Forstweges (UTM: 0439915 E, 5351635 N) am Rücken südlich von Wilhering beobachten lässt. Die Kiese wurden getrennt kartiert, da zwischen ihnen deutlich Löss ansteht. Um zu bestätigen, dass es sich um separate Kieskörper handelt und sie nicht nur an der Oberfläche durch eine Lössbedeckung getrennt sind, müsste man geoelektrische Profile auslegen. Unabhängig von dieser Fragestellung werden beide Niveaus den Kürnberg-Schottern zugeordnet.

Löss

Löss wurde anfangs als äolisches Sediment betrachtet, welches von den eiszeitlichen Sanderflächen in das Alpenvorland transportiert und dort ausgeblasen wurde (Lozek, 1965). Mittlerweile ist aber klar, dass auch die äolische Abtragung der Böden in der engeren Umgebung als Sedimentquelle hinzukommt und die Lössbildung überdies mit Prozessen der glazialen Bodenbildung verknüpft ist (Pfaffl, 1985). Daher können verschiedene Lössarten unterschieden und unterschiedlichen Umweltbedingungen zugeordnet werden (Fink, 1956). In der Manuskriptkarte wurden diese Unterschiede jedoch nicht dargestellt.

Mächtige, gut sortierte Schluffe, die keine Schichtung aufweisen, sind entlang des Kürnberger Waldes zu beobachten und werden als äolischer Löss interpretiert (LOZEK, 1965). Auffällig ist, dass die Ablagerungen ab einer Höhe von etwa 380 bis maximal 450 m nicht mehr auftreten, wie das auch RUPP (2016) beschreibt. Auch KOHL (1987) beobachtet, dass die Lössablagerungen meist ab einer Höhe von 360 m aussetzen. Diese Beobachtung deutet auf einen reinen Windtransport hin, da die Windenergie nur ausreicht, um den Schluff bis zu einer bestimmen Höhe aufzuwirbeln und zu transportieren (PFAFFL, 1985). Die sandigen und kiesigen Einschaltungen, die sich im Löss östlich von Freinberg beobachten lassen, deuten auf lokale fluviatile Einflüsse sowie die Beteiligung solifluidaler Schuttzungen hin. Deutlich werden solche wechselnden Umweltbedingungen im Zuge der Lössablagerung auch durch die Malakofauna am Kapuzinerberg. Hier lässt sich im Liegenden des Profils die Gattung *Pupilla* beobachten, welche typisch für trockene Steppengebiete in der Kaltzeit ist (CAROBENE et al., 2018). Die darüber folgenden Ablagerungen werden hingegen von der Familie der Lymnaeidae und der Gattung *Trochulus* dominiert, diese Lebensgemeinschaft zeigt eher feuchte Umweltbedingungen an (DUDA et al., 2014; CAROBENE et al., 2018).

Lakustrine Ablagerung

Bei dem kartierten Sedimentkörper im Kürnberger Wald, bestehend aus Feinsand, handelt es sich vermutlich um eine fluviatil-limnische Ablagerung. Dies wird durch die beobachteten senkrechten Spuren angezeigt. Dabei handelt es sich möglicherweise um Ausfällungen, die sich um Pflanzenreste gebildet haben. Aufgrund der senkrechten Lage, der großen Anzahl und des zylindrischen Habitus kann von Schilfpflanzen ausgegangen werden. Das Sediment repräsentiert daher einen Teich oder ein Sumpfgebiet. Da eine solche Lithofazies auch in einem Ästuar vorkommen kann, könnte dieser Sedimentkörper auch der Pielach-Formation zugeordnet werden. Ein quartäres Alter ist jedoch wahrscheinlicher.

Literatur

ANTIE, E., FLEMMING, B. & WEFER, G. (1994): Transgressive Facies Sequence of a High Energy, Wave-Tide-Storm-Influenced Shoreface: A Case Study of the East Frisian Barrier Islands (Southern North Sea). – Facies, **30**, 15–24, Erlangen.

CALCATERRA, D. & PARISE, M. (2010): Weathering in the crystalline rocks of Calabria, Italy, and relationships to landslides. – In: CALCATERRA D. & PARISE, M. (Eds.): Weathering as a predisposing factor to slope movements. – Geological Society of London, Engineering Geology Special Publications, **23**/1, 105–130, London.

CAROBENE, D., HARZHAUSER, M., MANDIC, O. & GATTO, R. (2018): Taxonomy and palaeoecology of continental gastropoda (mollusca) from the late Pleistocene mammoth-bearing site of Bullendorf in NE Austria. – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **124**, 509–534, Milano.

DILL, H. (1989): Petrographie und Geochemie der bunten Basalsedimente des Permokarbons im Weidener Becken. – Geologische Blätter NO-Bayern, **39**, 129–160, Erlangen.

DOS SANTOS, B.J.C., LE PERA, E., DE SOUZA JÚNIOR, S.V., CORRÊA, M.M. & DE AZEVEDO, A.C. (2017): Gneiss saprolite weathering and soil genesis along an east-west regolith sequence (NE Brazil). – Catena, **150**, 279–290, Amsterdam.

DUDA, M., KRUCKENHAUSER, L., SATTMANN, H., HARL, J., JAKSCH, K. & HARING, E. (2014): Differentiation in the *Trochulus hispidus* complex and related taxa (Pulmonata: Hygromiidae): Morphology, ecology and their relation to phylogeography. – Journal of molluscan studies, **80**/4, 371–387, Oxford.

ESSL, F., WEISSMAIR, W. & BRADER, M. (1998): Abbaugebiete im Unteren Mühlviertel – vegetationskundliche und zoologische Aspekte (Vögel, Amphibien, Reptilien und Springschnecken). – Beiträge der Naturkunde Oberösterreich, **6**, 337–389, Linz.

FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1990): Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133**, 157–180, Wien.

FELIX-HENNINGSEN, P. (2016): Saprolite. – In: BLUME, H.-P., FELIX-HENNINGSEN, P. & FREDE, H.-G. (Eds.): Handbuch der Bodenkunde, 40. Ergänzung, Lieferung 01/15, 1–34, Weinheim.

FELTON, E.A. (2002): Sedimentology of rocky shorelines: 1. A review of the problem, with analytical methods, and insights gained from the Hulopoe Gravel and the modern rocky shoreline of Lanai, Hawaii. – Sedimentary Geology, **152**, 221–245, Amsterdam.

FINK, J. (1956) Zur Korrelation der Terrassen und Lösse in Österreich. – E&G Quaternary Science Journal, **7**, 49–77, Göttingen.

FRASL, G. & FINGER, F. (1988): Jahrestagung 1988 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Exkursion: Mühlviertel und Sauwald, 22.–23. September 1988. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft (ÖGG), **8**, 29 S., Wien.

FUCHS, W. (1973): Bericht 1972 über Aufnahmen auf Blatt Perg (34). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973**, A40–A41, Wien.

GERDES, A., FRIEDL, G., PARRISH, R.R. & FINGER, F. (2003): High resolution geochronology of Variscan granite emplacement – the South Bohemian Batholith. – Journal of the Czech Geological Society, **48**, 53–54, Praha.

HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2001): Late Oligocene gastropods and bivalves from the Lower and Upper Austrian Molasse Basin. – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Eds): Paleogene of the Eastern Alps. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, **14**, 671–795, Wien.

IGLSEDER, C. (2014): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmischen Masse auf Blatt 4319 Linz (Haselgraben West). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 361–363, Wien.

JUNG, J. (2006): GIS-gestützte Rekonstruktion der neogenen Reliefentwicklung tektonisch beeinflusster Mittelgebirgslandschaften am Beispiel des Spessarts (NW-Bayern, SE-Hessen). – Dissertation, 384 S., Würzburg.

KOHL, H. (1968): Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsohle bei Linz. – Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz (Sonderdruck), 7–60, Linz.

KOHL, H. (1987): Kompilierte Geologische Karte 1:20.000 des OÖ Zentral- und Donauraumes. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **20**, 11 S., 20 Beilagen, Wien.

KOHNEN, O. (1993): Sedimentologie, Fazies und Diagenese der Schichten 10 bis 21 im Oberoligozän des Dobergs (Bünde/Westfalen). – Geologie & Paläontologie Westfalen, **23**, 5–34, Münster.

KOVAR-EDER, J. & BERGER, J.-P. (1987): Die oberoligozäne Flora von Unter-Rudling bei Eferding in Oberösterreich. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **89**, 57–93, Wien.

KRENMAYR, H.-G. (1999): The Austrian sector of the North Alpine Molasse: A classic foreland basin. – Field Trip Guide Vienna – Dachstein – Hallstatt – Salzkammergut (UNESCO World Heritage Area), 22–26, Wien.

KRENMAYR, H.G. & ROETZEL, R. (2000a): Mega-scale cross-stratification in tide-influenced Egerian sands of the Austrian Molasse. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **43**, 156 S., Wien.

KRENMAYR, H.G. & ROETZEL, R. (2000b): Die lithostratigraphische Formalisierung der Melker- und Linzer Sande: Die „Linz-Melk-Formation“. – Berichte des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Graz, **2**, 10, Graz.

KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – Sedimentary Geology, **152**, 45–78, Amsterdam.

LAGALLY, U. (1987): Spezialquarz und Quarzsande. – In: SCHWERD, K. & WEINELT, W. (Eds.): Der Bergbau in Bayern. – Geologica Bavarica, **91**, 159–167, München.

LINNER, M. (2005): Bericht 2004 über die geologische Aufnahme im Donautal auf Blatt 32 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145**, 309–312, Wien.

LINNER, M. (2007): Das Bavarikum – eine tektonische Einheit im südwestlichen Moldanubikum (Böhmische Masse). – Tagungsband zur Arbeitstagung 2007 der Geologische Bundesanstalt, 173–176, Wien.

LOZEK, V. (1965): Das Problem der Lößbildung und die Lößmollusken. – Eiszeitalter und Gegenwart, **16**, 61–75, Öhringen.

NAVARRE-SITCHLER, A., BRANTLEY, S.L. & ROTHER, G. (2015): How porosity increases during incipient weathering of crystalline silicate rocks. – Reviews in Mineralogy and Geochemistry, **80**/1, 331–354, Chantilly, VA.

OWEN, G. (2003): Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. – In: VAN RENNSBERGEN, P., HILLIS, R.R., MALTMAN, A.J. & MORLEY, C.K. (Eds.): Subsurface Sediment Mobilization. – Geological Society of London, Special Publications, **216**, 21–34, London.

PESCHEL, R. (1982): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Linz und Umgebung (nach J. Schadler, 1964). – Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz, **28**, 181–236, Linz.

PFAFFL, F. (1985) Zur Geologie der Löß-Vorkommen im Bayerischen Wald. – Der Bayerische Wald, **8**/**9**, 120–155, Passau.

PFAFFL, F. (1996): Die moldanubischen Weinsberger- und Eisgarner Granite (Teil 1 einer Typenzuordnung der moldanubischen Gesteine). – Der Bayerische Wald, **10**, 8–11, Passau.

REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1980): Depositional Sedimentary Environments – With Reference to Terrigenous Clastics. – 439 S., Berlin–Heidelberg.

ROETZEL, R., HOCHULI, P. & STEININGER, F. (1983): Die Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (Niederösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126**, 129–179, Wien.

RÖGL, F. (1969): Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (Oberösterreich) – Ottnangien (Untermiozän). – Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz, **15**, 213–234, Linz.

RUPP, C. (2016): Bericht 2013–2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 345–349, Wien.

RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (2011): Geologie der Österreichischen Bundesländer – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHADLER, J. (1964): Geologische Karte von Linz und Umgebung 1:50.000. – Linzer Atlas, Linz.

SCHÄFER, A. (2020): Klastische Sedimente – Fazies und Sequenzstratigraphie. – 2. Auflage, 684 S., Berlin.

STALLARD, R.F. (1988): Weathering and erosion in the humid tropics. – In: LERMAN, A. & MEYBECK, M. (Eds.): Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles. – NATO ASI Serie C, **251**, 225–246, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

STEINBICHLER, M., REITNER, J.M., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskatalog der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**/1–4, 5–49, Wien.

UCHMAN, A., TORRES, P., JOHNSON, M.E., BERNING, B., RICARDO, R., REBELO, A.C., MELO, C.S., BAPTISTA, L., MADEIRA, P., CORDEIRO, R. & AVILA, S.P. (2018): Feeding traces of recent ray fish and occurrences of the trace fossil Pisichnus waitemata from the Pliocene of Santa Maria Island, Azores (Northeast Atlantic). – Palaios, **33**, 361–375, Tulsa.

VON HARTMANN, H., TANNER, D.C. & SCHUMACHER, S. (2016): Initiation and development of normal faults within the German alpine foreland basin: The inconspicuous role of basement structures. – Tectonics, **35**, 1560–1574, Washington, D.C.

WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlevorkommen. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **4**, 317 S., Wien.

WHITFIELD, A.K., ELLIOTT, M., BASSET, A., BLABER, S.J.M. & WEST, R.J. (2012): Paradigms in estuarian ecology – A review of the Remane diagram with a suggested revised model for estuaries. – Estuarine, Coastal and Shelf Science, **97**, 78–90, London.

WIMMER-FREY, I., ĆORIĆ, S., PERESSON, M. & RABEDER, J. (2013): Mineralogische und korngrößenmäßige Untersuchungen an quartären und miozänen Sedimenten auf den Kartenblättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten. – In: GEBHARDT, H. (Red): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, 138–141, Wien.

YASSOGLOU, N., KOSMAS, C. & MOUSTAKAS, N. (1997): The red soils, their origin, properties, use and management in Greece. – Catena, **28**, 261–278, Amsterdam.

ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. & BILLUPS, K. (2001): Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. – Science, **292**, 686–693, New York.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 2021

Band/Volume: 161

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2015–2021 161-235