



Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2016–2018

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 9 Retz

Bericht 2017 über geochemische und petrografische Untersuchungen an Ortho- und Paragesteinen aus dem Nationalpark Thayatal-Podyjí auf Blatt 9 Retz

MICHAEL MATZINGER & FRIEDRICH FINGER

(Auswärtige Mitarbeiter)

Wie im Vorjahresbericht bereits erwähnt (MATZINGER & FINGER, 2017), weist der **Bittesch-Gneis** des Thayatals lokal, und zwar vor allem zwischen Schwalbenfelsen und Heimatkreuz, unüblich niedrige SiO_2 -Gehalte von nur 65–70 Gew.% auf. Um die Verbreitung und genetische Bedeutung dieser SiO_2 -ärmeren Variante des Bittesch-Gneises besser einschätzen zu können, wurden nun weitere Proben aus diesem Bereich bearbeitet. Zur Analyse gelangten acht Proben aus dem Bereich westlich der Thaya (MM 93-15, MM 94-15, MM 95-15, MM 96-15, MM 99-15, MM 100-15, MM 103-15, MM 110-15) sowie vier Proben vom gegenüberliegenden tschechischen Thaya-Ufer und von Vranov (MM 139-15, MM 141-15, MM 146-15, MM 148-15). Von diesen 12 Proben haben vier SiO_2 -Gehalte zwischen 63 und 70 Gew.%. Die restlichen Proben haben die für den Bittesch-Gneis typische saure Zusammensetzung mit 70–75 Gew.% SiO_2 (FINGER & RIEGLER, 2013) (Tab. 1).

Die SiO_2 -ärmeren Proben weisen $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ -Gehalte von 2–4 Gew.% auf, während der Normaltyp des Bittesch-Gneises im Allgemeinen unter 2 Gew.% $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ rangiert. Die Gehalte an MgO , TiO_2 , P_2O_5 sind in den SiO_2 -ärmeren Proben ebenfalls bis zum Doppelten erhöht.

Petrografisch sind vor allem die höheren Biotitgehalte (10–16 %) auffällig. Eine der Proben (MM 99-15) führt sogar etwas Amphibol, was für den Bittesch-Gneis äußerst ungewöhnlich ist und unseres Wissens in dieser Form bisher nicht beschrieben ist. Der Amphibol (ca. 2 %) bildet große Individuen (bis 2 mm) und ist regelmäßig in heller Quarz-Feldspat-Matrix verteilt, das heißt, es handelt sich keineswegs um eingeschaltete Amphibolitlagen, sondern das tonalitische Eduktmaterial selbst war primär Amphibol führend.

Nach den bisherigen Ergebnissen kann die SiO_2 -arme Varietät von Bittesch-Gneis als Tonalitgneis klassifiziert werden, da der Anteil an Kalifeldspat sowohl normativ, als auch im Modalbestand unter 5 % liegt. Nachdem die mafischen Mineralanteile (Biotit bzw. Amphibol) 15 % nicht überschreiten, ist die speziellere Bezeichnung Leukotonalitgneis zutreffend.

Aufgrund der Spurenelementspektren sind diese Leukotonalitgneise des Thayatals als eigenständiger Magmentyp zu interpretieren. In Harker-Diagrammen sind sie von der saureren Hauptmasse des Bittesch-Gneises bei einigen Elementen wie Strontium klar abgetrennt. Hingegen liegen die SiO_2 -reicheren Proben vom Bittesch-Gneis des Thayatalprofils im geochemischen Trend dieses Gesteins. Hohe Sr/Zr-Verhältnisse zeigen aber, auch bei den SiO_2 -ärmeren Proben, eine chemische Verwandtschaft zum übrigen Bittesch-Gneis.

Nach den bisherigen Probenahmen ist zu vermuten, dass die Leukotonalitgneise keine großen geschlossenen Körper bilden, sondern mit der sauren Bittesch-Gneis-Varietät lagenweise wechseln. Immerhin haben zwei der neu analysierten Proben aus dem Abschnitt Schwalbenfelsen-Hei-

Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	MM 93-15	MM 94-15	MM 95-15	MM 96-15	MM 99-15	MM 100-15	MM 103-15	MM 110-15	MM 139-15	MM 141-15	MM 146-15	MM 148-15
Gestein	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG
SiO ₂	68,25	73,98	69,40	64,92	63,37	70,58	73,10	72,03	71,07	73,78	70,77	71,21
TiO ₂	0,39	0,14	0,38	0,55	0,61	0,24	0,18	0,24	0,45	0,16	0,23	0,25
Al ₂ O ₃	16,43	14,79	16,28	17,59	17,74	15,87	15,48	15,61	15,34	14,78	16,23	15,93
Fe ₂ O ₃	2,55	0,90	2,33	4,40	4,55	1,60	0,81	1,66	2,33	1,45	1,70	1,93
MnO	0,06	0,02	0,03	0,04	0,07	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04
MgO	1,04	0,39	1,04	1,59	2,15	0,57	0,39	0,58	1,51	0,49	0,49	0,51
CaO	3,55	1,61	2,50	4,08	5,03	2,85	0,98	2,98	3,60	1,63	3,12	2,48
Na ₂ O	4,34	5,23	4,40	4,46	3,99	5,03	5,36	4,78	4,36	4,33	5,50	5,33
K ₂ O	1,89	2,65	3,21	1,77	1,83	1,99	3,32	1,72	1,02	3,00	1,53	1,90
P ₂ O ₅	0,15	0,06	0,12	0,20	0,26	0,11	0,07	0,12	0,02	0,07	0,09	0,09
SO ₃	0,01	0,00	0,00	0,07	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
GV	1,04	0,84	1,14	1,14	0,90	0,86	0,78	0,70	0,59	1,26	0,66	0,77
Summe	99,70	100,61	100,83	100,81	100,51	99,74	100,48	100,46	100,31	100,98	100,37	100,45
Rb	57	62	87	65	55	51	61	48	38	86	36	53
Sr	442	345	525	584	766	668	404	671	674	381	706	638
Ba	830	583	845	700	751	649	1.626	580	518	991	929	764
Th	u.d.N.	9	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	6	u.d.N.	u.d.N.	7	4	6
La	20	23	29	21	20	22	27	21	8	28	18	29
Ce	50	45	61	22	39	37	46	41	21	68	38	85
Nd	13	19	23	11	14	17	25	14	u.d.N.	26	12	18
Ga	19	15	18	20	20	16	14	16	15	18	17	20
Nb	8	9	7	11	14	7	4	7	7	7	9	22
Zr	106	57	104	143	146	148	102	137	192	88	123	382
Y	7	17	4	8	14	6	8	8	6	8	u.d.N.	16
Sc	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	8	u.d.N.	u.d.N.	7	9	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.
Pb	11	6	6	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	19	u.d.N.	u.d.N.	15	10	7
Zn	47	22	43	53	69	22	20	22	30	31	32	30
V	37	5	34	58	67	15	11	11	52	10	18	16
Co	4	0	3	10	9	4	3	3	6	2	3	3
Cr	7	u.d.N.	u.d.N.	6	7	u.d.N.	u.d.N.	29	51	u.d.N.	6	u.d.N.
Ni	9	6	9	15	9	7	7	7	31	6	8	8
Koordinaten												
RW	713845	713679	713679	714313	714422	714038	713318	713869	714645	714980	712228	712228
HW	414229	414240	414240	414913	414867	414651	412999	416474	414111	413614	417661	417661

Tab. 1.
RFA Bittesch-Gneis (BG); Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze; Koordinaten (RW – Rechtswert, HW – Hochwert) im BMN M34.

matkruz wesentlich saurere granitische bis granodioritische Zusammensetzung. Die exakte räumliche Verteilung der Leukonalitgneise und ihre Grenzbeziehungen zum typischen Bittesch-Gneis sind bisher nicht ganz klar, da die neu gewonnenen chemischen Daten erst mit dem Geländebefund rückgekoppelt werden müssen. Man wird sich nun genauer anschauen müssen, wie die tonalitischen und die granitisch-granodioritischen Anteile im Bittesch-Gneis in den Aufschlüssen verteilt sind. Da die makroskopischen Unterschiede zwischen den Typen aber nicht immer deutlich sind, dürften diese Untersuchungen nicht ganz einfach werden. Auch im Deformationsgrad sind die Leukonalitgneise dem normalen Bittesch-Gneis vergleichbar, allerdings fehlen die großen Kalifeldspatäugen.

Es bleibt ferner zu klären, ob die Leukonalitgneise im Bereich des Schwalbenfelsens mit dem massigen Bittesch-Gneis von Mallersbach (WALDMANN, 1928; BERNROIDER, 1989; FINGER & STURM, 1994) verwandt sind. Nach den Daten in BERNROIDER (1989) ist der Bittesch-Gneis von Mallersbach durchwegs höher im SiO₂ (> 70 Gew.%). Lediglich eine Probe von Bernroider liegt mit 68 Gew.% SiO₂ etwas darunter.

Der zweite Teil dieses Berichtes beschäftigt sich mit der Geochemie der **Glimmerschiefer** des Thayatals. Sowohl der Therasburg-, als auch der Pernegg-Komplex werden ja zu großen Teilen von Glimmerschiefern bis feinkörnigen Paragneisen aufgebaut. Die Glimmerschiefer des Per-

negg-Komplexes sind meist silbergrau und straff geschiefert und man erkennt bereits mit freiem Auge oft Granat und Staurolith. Im Gegensatz dazu erscheinen die Glimmerschiefer des Therasburg-Komplexes oft „flatschig“ und verfaltet. Granat tritt oft mit einer Größe bis zu 1 mm auf. Der Staurolith fehlt dort.

In der chemischen Analyse weisen die Glimmerschiefer und Paragneise des Pernegg-Komplexes sehr variable SiO₂-Gehalte zwischen 51 und 73 Gew.% auf, bei Fe₂O_{3(tot)}-Gehalten von 6–9 Gew.%. Die TiO₂-Gehalte liegen meist um 1 Gew.%, die MgO-Gehalte um 2 Gew.%, Al₂O₃ schwankt zwischen 15 und 27 Gew.% (Tab. 2).

Im Dünnschliffbild zweier Proben im Pernegg-Komplex westlich des Umlaufberges (MM 57-15 und MM 59-15) zeigt sich lagig mobilisierter Quarz (bis 50 %) zwischen Bändern von Muskovit und Chlorit. Biotit ist in Probe MM 57-15 im Modalbestand vergleichsweise häufig (15–20 %), Plagioklase spielen nur eine untergeordnete Rolle. Die Granate sind meist in den Glimmer eingebettet und bilden Sigma- bzw. Delta-Klasten. Neben idiomorphen, ca. 2–3 mm großen Staurolithkristallen tritt in einer Probe (MM 59-15) auch Chloritoid auf. Aufgrund der Paragenese ist von einer Metamorphose in der unteren Amphibolitfazies auszugehen.

Probe	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	MM 12-15	MM 19-15	MM 26-15	MM 27-15	MM 28-15	MM 45-15	MM 54-15	MM 56-15	MM 57-15	MM 59-15	MM 63-15	MM 70-15	MM 73-15	MM 77-15
Gestein	GS	GS												
SiO ₂	63,99	49,45	57,14	54,48	54,72	55,77	73,74	51,71	63,07	51,63	59,28	64,35	78,58	64,75
TiO ₂	1,00	1,73	1,42	1,49	1,59	1,95	0,59	1,10	0,76	1,15	0,85	0,92	0,58	0,86
Al ₂ O ₃	16,05	18,84	18,82	19,28	19,63	18,24	11,24	25,00	17,89	26,60	20,71	16,30	10,46	16,54
Fe ₂ O ₃	6,81	13,07	10,37	11,02	12,82	12,42	4,39	8,68	7,13	6,72	8,46	6,47	3,09	6,69
MnO	0,07	0,16	0,10	0,09	0,15	0,17	0,10	0,09	0,07	0,06	0,08	0,11	0,05	0,05
MgO	2,10	5,24	3,11	4,06	2,21	2,64	1,68	2,30	1,98	1,85	1,88	2,21	1,03	2,10
CaO	0,78	3,13	0,52	1,38	0,51	1,02	2,57	0,83	0,66	0,86	0,40	1,07	1,52	0,55
Na ₂ O	1,79	4,40	1,51	2,57	1,78	2,93	1,81	1,81	2,65	2,24	1,28	1,61	2,52	0,65
K ₂ O	4,77	0,62	3,16	2,24	3,27	1,93	1,89	4,94	2,63	5,34	4,03	4,33	1,81	4,66
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,17	0,14	0,11	0,12	0,07	0,15	0,12	0,15	0,16	0,10	0,10	0,13
SO ₃	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,07	0,02	0,01	0,02	0,01	0,12	0,01	0,01
GV	1,99	2,91	3,29	2,87	2,86	2,46	1,55	2,96	2,69	2,98	2,48	2,05	0,69	2,59
Summe	99,51	99,72	99,63	99,63	99,67	99,67	99,70	99,59	99,66	99,60	99,62	99,64	100,44	99,58
Rb	320	20	120	112	129	80	116	191	136	225	197	167	90	202
Sr	105	140	72	122	70	157	90	123	129	167	74	165	160	67
Ba	603	160	531	330	478	363	358	955	473	952	687	519	381	426
Th	17	u.d.N.	11	11	10	7	9	18	15	22	18	15	6	15
La	78	17	24	9	19	27	43	54	46	57	41	35	28	49
Ce	162	50	60	76	81	77	88	101	85	106	84	77	56	95
Nd	70	20	14	7	16	28	50	43	39	48	36	35	22	43
Ga	20	23	23	23	22	21	13	30	19	30	23	19	12	18
Nb	16	11	13	16	17	16	9	20	14	21	14	13	10	12
Zr	262	132	180	185	226	215	195	231	131	224	151	195	262	240
Y	40	27	25	23	31	27	37	51	32	50	38	29	23	34
Sc	21	39	30	38	30	37	8	23	16	28	19	15	11	16
Pb	12	u.d.N.	17	20	12	16	10	31	25	39	23	15	14	9
Zn	102	110	137	189	44	103	46	106	106	69	123	113	41	39
V	107	246	217	226	260	222	58	166	104	186	142	96	38	85
Co	18	49	36	42	21	34	12	18	17	17	20	17	8	19
Cr	100	142	210	208	137	155	41	165	106	149	109	80	34	203
Ni	37	82	64	74	60	54	22	43	38	40	47	33	15	35
Koordinaten														
RW	719732	719480	718994	718849	718280	717941	717025	716977	716928	716798	716752	716521	716256	715755
HW	410801	411201	411067	410912	410846	412067	411765	411805	411918	412275	412826	413354	412968	412896

Tab. 2. RFA Glimmerschiefer (GS) des Therasburg- und Pernegg-Komplexes; Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze; Koordinaten (RW – Rechtswert, HW – Hochwert) im BMN M34.

Deutlich feinkörniger und feiner geschiefert sind die Proben MM 70-15 und MM 77-15 aus dem hangenden Bereich des Pernegg-Komplexes östlich von Hardegg sowie die Probe MM 54-15 westlich des Umlaufberges. Es handelt sich um quarzreiche Glimmerschiefer, die deutlich weniger Granat führen als die Proben MM 57-15 und MM 59-15. Muskovit und Chlorit dominieren deutlich über Biotit. Staurolith wurde nicht beobachtet.

Die untersuchten Glimmerschiefer des Therasburg-Komplexes (MM 12-15, MM 19-15, MM 26-15, MM 27-15, MM 28-15 und MM 45-15) weisen ein vergleichsweise engeres SiO₂-Spektrum zwischen 50 und 60 Gew.% auf. Al₂O₃ ist mit Werten zwischen 18 und 20 Gew.% ebenfalls überraschend einheitlich. Die Proben zeigen höhere Gehalte an TiO₂ (meist 1,5–2,3 Gew.%), Fe₂O_{3(tot)} (meist 10–15 Gew.%) und MgO (bis zu 5,3 Gew.%), als die Glimmerschiefer/Paragneise des Pernegg-Komplexes. Vergleichsweise niedrig sind dafür die K₂O-Gehalte (1,5–4,4 Gew.%). Die Spurenelementmuster zeigen erhöhte Cr- (100–200 ppm mit einer Ausnahme), Ni- (50–100 ppm) und V-Gehalte (100–380 ppm). Im Prinzip sind die Gesteine mit den von LIBOWITZKY (1990) beschriebenen „Blacksands“ im Mittelabschnitt des Moravikums gut vergleichbar. Einzig Probe MM 12-15 weist abweichende Geochemie auf. Sie stammt aus dem unmittelbaren Nahbereich zum Thayabatholith und besitzt vergleichsweise hohe SiO₂- und K₂O- bzw. erhöhte Ce-, La- und Rb-Gehalte.

Im Dünnschliffbild von Probe MM 45-15 zeigt sich die von LIBOWITZKY (1990) beschriebene Anreicherung an Opakphasen (nach Libowitzky v.a. Magnetit und Ilmenit). Die Größe der Granatkörner bewegt sich im Submillimeterbereich. In Probe MM 28-15 sind die Granate bis ca. einen Millimeter groß. Quarz ist in Probe MM 45-15 lagig und in Linsen konzentriert. Im Gegensatz dazu ist der Quarz in Probe MM 28-15 sehr feinkörnig, das Gestein ist insgesamt stärker durchbewegt und fein verfaultet. Im Dünnschliff von MM 28-15 ist ein dextraler Schersinn top NNE anhand eines ausgeprägten SC-Gefüges und rotierter Granatkörnern abzulesen.

Der Vergleich der geochemischen Daten ist für geologische Interpretationen interessant. Nach WIMMENAUER (1984) gehen die Glimmerschiefer des Therasburg-Komplexes im Wesentlichen auf tonige Grauwacken zurück, die Glimmerschiefer des Pernegg-Komplexes hingegen auf eine Vergesellschaftung von Tonsteinen und Grauwacken. Nach den Spurenelementen (BHATIA, 1983; BHATIA & CROOK, 1986) wurden die sedimentären Edukte der Glimmerschiefer des Therasburg-Komplexes von einem ozeanischen Inselbogen geliefert, jene der Glimmerschiefer des Pernegg-Komplexes von einem kontinentalen Inselbogen.

Der Vollständigkeit halber wurden noch weitere moravische Metasedimente beprobt und analysiert, nämlich sechs Proben von **Fugntitzer Kalksilikatschiefer und Marmor**. Die Proben der Kalksilikatschiefer stammen aus dem liegenden Abschnitt des Bittesch-Gneises unmittelbar westlich von Hardegg (Maxplateau; MM 86-15) bzw. vom gegenüberliegenden tschechischen Ufer (MM 134-15, MM 140-15) sowie westlich vom Umlaufberg (MM 53-15). Die Kalksilikate westlich von Hardegg weisen CaO-Gehalte von 10–19 Gew.% auf, bei K₂O < 1 Gew.%, TiO₂ ~0,85 Gew.% und Fe₂O_{3(tot)} ~6 Gew.%. Die Probe westlich vom Umlaufberg ist CaO- (5 Gew.%) und Fe₂O_{3(tot)}-ärmer (2 Gew.%) aber K₂O-reicher (4,5 Gew.%) (Tab. 3).

Ein analysierter Marmor vom Ochsengraben (MM 60-15) hat bei einem CaO-Gehalt von 43 Gew.% silikatische Beimengungen von 13,3 Gew.% SiO₂. Weiters finden sich ca. 4 Gew.% Al₂O₃ und je 2 Gew.% MgO und Fe₂O_{3(tot)}. Im Dünnschliff zeigt sich neben verzwilligtem Calcit Quarz (ca. 5–10 %) sowie Muskovit und Biotit (unter 3 %). Akzessorische Titanite mit einer Größe bis zu 1 mm treten ebenfalls auf. Amphibole konnten nicht beobachtet werden.

Der dritte Abschnitt dieses Berichtes beschäftigt sich mit kleinen Vorkommen von Metabasiten, die beiderseits des Mündungsbereiches des Kajabaches als Metagabbro-Metadiorit kartiert wurden (ROETZEL et al., 2004). Davon wurden sechs Proben analysiert.

Zwei davon, vom Osthang des Kajabachtales, sind fein- bis mittelkörnige, schiefrige **Amphibolite** (MM 23-15 und MM 30-15) mit SiO₂-Gehalten von 52 bzw. 46 Gew.%. Die Werte für Fe₂O_{3(tot)} liegen zwischen 8 und 9 Gew.%, jene für MgO bei 4,9 bzw. 8,7 Gew.% und CaO bei 7,6 bzw. 10,6 Gew.% (Tab. 3). Die chemische Zusammensetzung entspricht am ehesten einem Gabbro (oder eventuell auch Basalt) aus einer leicht angereicherten Mantelquelle (E-MORB). In der CIPW-Norm führen beide Proben normativen Hypersthen. Olivin ist normativ mit 1,3 % (MM 23-15) bzw. 16,5 % (MM 30-15) vorhanden. Die Protolithen waren demnach olivin-tholeiitische Magmatite. Im Dünnschliffbild zeigen sich stark pleochroitische, hell- bis intensivgrüne Amphibole in einer feinen Matrix aus Feldspäten. Probe MM 30-15 besteht zu ca. 50 % aus Amphibol, wogegen Probe MM 23-15 geringere Amphibolgehalte von ca. 25–30 % aufweist. In Probe MM 23-15 sind größere, idiomorphe Einsprenglinge von Plagioklas bis zu 3 mm zu beobachten (wahrscheinlich magmatische Relikte).

In dem Graben westlich der Mündung des Kajabachtales wurde als Besonderheit eine Probe von **Serpentin** gefunden (MM 35-15). Das Gestein weist bei einem SiO₂-Gehalt von ca. 42 Gew.% einen MgO-Gehalt von 30,5 Gew.% auf. Der Fe₂O_{3(tot)}-Gehalt liegt bei 11,7 Gew.%, der Al₂O₃-Gehalt bei 4,2 Gew.% und der CaO-Gehalt bei 1,3 Gew.%. Stark erhöht ist zudem der Cr-Gehalt von 1.147 ppm (Tab. 3). Im Dünnschliffbild zeigt sich ein stark alteriertes Gestein, welches zu mehr als 50 % aus Serpentinmineralen besteht (verifiziert durch Röntgendiffraktometrie). Im Dünnschliff beobachtet man Pseudomorphosen nach Pyroxen. Opake Phasen (Magnetit bzw. Chromit) sind mit bis zu 10 % beigemischt. Die normative Berechnung (CIPW-Norm) des Mineralgehaltes ergibt ca. 45 % Orthopyroxen, ca. 35 % Olivin und ca. 5 % Anorthit. Normativ tritt kein Klinopyroxen auf. Der Protolith war demnach wahrscheinlich ein Harzburgit, sofern Metamorphose bzw. Alteration isochemisch abliefen.

Ebenfalls aus dem Bereich dieses Grabens stammen die Proben MM 33-15, MM 34-15 und MM 37-15. Es handelt sich dabei um quarzdioritische bis tonalitische Gesteine. Die geochemische Analyse zeigt SiO₂-Gehalte von 61–63 Gew.% bei Fe₂O_{3(tot)}- und MgO-Gehalten von jeweils ca. 5 Gew.%. Die Gesteine besitzen also eine außergewöhnlich hohe Mg-Zahl (Mg/Mg+Fe). Die CaO-Gehalte liegen um 4–5 Gew.%, die Na₂O-Werte um 4 Gew.% bei maximal 2 Gew.% K₂O (Tab. 3). Im Dünnschliffbild zeigt sich eine feinkörnige Matrix aus Plagioklas und Quarz. Zahlreiche größere, idiomorphe Plagioklas bis ca. 3 mm Korngröße weisen oft primäre Verzwilligung auf. Neben Biotit und Chlorit zeigen sich ca. 10–15 % Amphibol. Kalifeld-

Probe	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
	MM 53-15	MM 86-15	MM 134-15 fein	MM 140-15	MM 60-15	MM 23-15	MM 30-15	MM 33-15	MM 34-15	MM 37-15	MM 35-15	MM 55-15	MM 62-15	MM 131-15
Gestein	KS	KS	KS	KS	M	Amph	Amph	TO	TO	TO	Serp	QZ	SG	PG
SiO ₂	66,37	61,70	51,80	58,06	12,23	52,31	46,42	62,13	60,99	62,39	42,31	90,68	73,02	73,34
TiO ₂	0,27	0,81	0,87	0,85	0,23	0,99	1,66	0,74	0,76	0,81	0,22	0,18	0,74	0,06
Al ₂ O ₃	13,89	13,43	14,28	14,41	3,99	18,83	19,36	15,23	15,24	15,96	4,17	3,48	15,11	15,94
Fe ₂ O ₃	1,92	6,37	6,47	6,01	1,89	8,51	9,24	5,00	5,15	4,36	11,69	1,28	3,88	0,48
MnO	0,03	0,13	0,11	0,08	0,04	0,15	0,13	0,10	0,08	0,07	0,13	0,02	0,02	0,01
MgO	0,88	2,38	3,03	2,36	2,03	4,92	8,74	5,43	5,80	4,20	30,50	0,44	3,17	0,19
CaO	5,70	10,97	18,82	13,00	42,99	7,64	10,60	5,25	4,28	3,95	1,29	0,56	0,39	2,34
Na ₂ O	2,92	2,09	2,48	4,37	0,30	3,58	2,14	4,32	3,84	4,43	u.d.N.	0,75	0,94	4,43
K ₂ O	4,74	0,34	0,09	0,35	1,11	1,20	0,39	1,36	2,05	1,85	0,04	0,44	0,45	1,65
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,20	0,20	u.d.N.	0,22	0,02	0,17	0,18	0,17	0,05	0,05	0,04	0,26
SO ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,00
GV	2,89	1,46	1,62	0,56	32,84	1,36	2,39	0,95	1,30	1,51	9,30	1,95	2,10	1,18
Summe	99,73	99,77	99,78	100,26	97,67	99,72	101,11	100,69	99,68	99,71	99,71	99,87	99,87	99,88
Rb	133	10	u.d.N.	6	49	38	15	43	77	67	3	29	17	51
Sr	296	315	550	1.142	1.149	422	457	264	223	265	19	34	72	178
Ba	596	143	16	182	176	294	111	332	472	477	29	128	60	183
Th	13	13	12	12	4	u.d.N.	u.d.N.	4	7	4	u.d.N.	u.d.N.	11	u.d.N.
La	26	52	53	34	u.d.N.	19	u.d.N.	15	22	19	u.d.N.	u.d.N.	25	u.d.N.
Ce	48	105	103	84	19	39	19	44	41	49	u.d.N.	18	62	u.d.N.
Nd	20	51	44	32	13	21	11	19	21	23	7	u.d.N.	25	6
Ga	17	18	22	18	7	20	17	17	16	17	5	5	22	15
Nb	7	11	18	21	9	7	8	9	8	9	1	2	12	7
Zr	113	173	221	250	59	99	45	171	157	190	37	205	162	29
Y	9	32	39	31	10	18	21	20	18	17	7	5	18	9
Sc	u.d.N.	19	14	17	16	25	83	12	12	14	10	u.d.N.	11	u.d.N.
Pb	21	u.d.N.	8	u.d.N.	6	u.d.N.	6	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	10	3	34
Zn	33	81	110	92	49	85	69	65	66	58	66	17	30	16
V	30	67	86	88	30	183	450	78	91	65	62	14	91	u.d.N.
Co	4	14	15	14	5	20	35	19	20	17	90	3	u.d.N.	u.d.N.
Cr	24	67	111	u.d.N.	38	48	102	247	246	157	1147	13	97	u.d.N.
Ni	13	31	42	39	17	15	25	51	55	42	606	12	12	6
Koordinaten														
RW	717166	714492	714806	714655	716651	718028	718201	717676	717676	717668	717676	717025	716463	716404
HW	411654	413313	414378	414053	412776	410520	410810	410793	410793	410813	410793	411765	410720	410558

Tab. 3. RFA Kalksilikate (KS), Marmor (M), Amphibolite (Amph), Tonalite (TO), Serpentin (Serp), Quarzit (QZ), Stängelgneis (SG) und Pegmatitgneis (PG); Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze; Koordinaten (RW – Rechtswert, HW – Hochwert) im BMN M34.

spat tritt, wenn überhaupt, nur sehr untergeordnet auf. Das quarzdioritisch-tonalitische Material unterscheidet sich vom Therasburg-Orthogneis durch höhere MgO-, CaO- sowie Cr- und Ni-Gehalte.

Die Probe eines im Gelände als **Weitersfelder Stängelgneis** (MM 62-15) angesprochenen Gesteins von einem Aufschluss im Graben nördlich von Merkersdorf weist eine ähnlich hohe Mg-Zahl auf wie die Tonalite vom Kajabach, ist aber deutlich SiO₂-reicher (73 Gew.%). Auch die unüblich hohen Cr- und V-Gehalte scheinen eine Verwandtschaft mit den zuvor genannten Tonaliten anzuzeigen. Ungewöhnlich niedrige Gehalte der Alkalien lassen auf Alkaliabfuhr, eventuell durch Mylonitisierung, schließen

(Tab. 3). Die Probe besitzt ein extrem stängeliges Gefüge und ist mit schwarzgrauen, schieferigen Gesteinen, auf der Karte als Grafitschiefer bezeichnet, vergesellschaftet, bei denen es sich möglicherweise um Kataklastite bzw. Kakiritite handeln könnte.

Ein ebenfalls analysierter Pegmatitgneis (MM 131-15) aus demselben Bereich (ROETZEL et al., 1999) besitzt deutlich andere Geochemie (z.B. Fe₂O_{3(tot)} 3,9 vs. 0,5 Gew.%, MgO 3,2 vs. 0,2 Gew.% oder Na₂O 0,9 vs. 4,4 Gew.%) (Tab. 3). Auch das Spurenelementmuster zeigt deutliche Unterschiede (z.B. Sr, Ba, Zr). Hier zeigen sich geochemische Ähnlichkeiten zum Bittesch-Gneis.

Literatur

BERNROIDER, M. (1989): Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132/2**, 349–373, Wien.

BHATIA, M.R. (1983): Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. – The Journal of Geology, **91**, 611–627, London.

BHATIA, M.R. & CROOK, K.A.W. (1986): Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **92/2**, 181–193, Berlin–Heidelberg. <https://dx.doi.org/10.1007/BF00375292>

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2013): Bericht 2012 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Graniten und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153/1–4**, 361–364, Wien.

FINGER, F. & STURM, R. (1994): Bericht 1993 über petrographische Untersuchungen am grobkörnigen Gneis von Mallersbach auf Blatt 8 Geras. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137/3**, 539–541, Wien.

LIBOWITZKY, E. (1990): Precambrian Black Sands as Precursors of Magnetite and Ilmenite Bearing Chlorite-Micaschists, Bohemian Massif, Austria. – Mineralogy and Petrology, **43/2**, 147–160, Wien.

MATZINGER, M. & FINGER, F. (2017): Bericht 2016 über geochemische und petrografische Untersuchungen an Orthogesteinen aus dem Nationalpark Thayatal-Podyjí auf Blatt 9 Retz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157/1–4**, 301–306, Wien.

ROETZEL, R., FUCHS, G., BATÍK, P. & ČTYROKÝ, P. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 9 Retz. – Wien (Geologische Bundesanstalt).

ROETZEL, R., FUCHS, G., BATÍK, P., ČTYROKÝ, P. & HAVLÍČEK, P. (2004): Geologische Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí. Geologická mapa Národních parků Thayatal a Podyjí, 1:25.000. – Wien (Geologische Bundesanstalt).

WALDMANN, L. (1928): Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihre Metamorphose. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **21**, 133–152, Wien.

WIMMENAUER, W. (1984): Das prävariskische Kristallin im Schwarzwald. – Fortschritte der Mineralogie, **62/Beiheft 2**, 69–86, Stuttgart.

Blatt 21 Horn

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

PHILIP SCHANTL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Aufnahme des Kartenblattes 21 Horn wurde das Gebiet zwischen Manhartsberg (537 m) und Fernitz im Bereich Tiefenbachgraben, Pfarrleiten, Seewiese, Hüttenmaiß und Schlagerhütten im Frühjahr 2017 geologisch kartiert. Die geologischen Aufnahmen stützen sich auf die Erstaufnahmen von FRASL (1974) und setzen die bereits im Jahr 2016 durchgeführten Kartierungsarbeiten im Bereich Weißer Graben (SCHANTL, 2017) nach Süden fort. Das Gebiet umfasst eine zum größten Teil bewaldete Fläche von 3,6 km² und schließt das Moravikum im Liegenden der Moldanubischen Überschiebung auf. Neben den geologischen Feldbeobachtungen und den Befunden zahlreicher Handbohrungen wurden zur petrografischen Charakterisierung der Gesteinszüge 30 petrografische Dünnschliffe untersucht.

Moravikum und tektonisch überlagerndes Moldanubikum

Sehr gute Aufschlussverhältnisse im von Nordwest gegen Ost verlaufenden Tiefenbachgraben lassen im Moravikum im Wesentlichen dieselbe lithologische Abfolge wie in den vorangegangenen Kartierungsarbeiten von 2016 im Bereich Weißer Graben erkennen. Die Hauptlithologien im Moravikum bilden die dabei von NNE nach SSW streichenden und nach Nordwest bis Südwest einfallenden, bis zu mehrere hundert Meter mächtigen Granodioritgneise sowie Glimmerschiefer, Paragneise, Kalksilikatgesteine und Marmor. Einzig ein im Südwesten auftretender grobkörniger

Granat-Glimmerschiefer kann dem überlagernden Moldanubikum zugeordnet werden. Die Gesteinszüge werden im Folgenden von tektonisch hangend im Westen nach tektonisch liegend im Osten charakterisiert.

Im südwestlichsten Teil des Aufnahmegebietes lässt sich südlich des Tiefenbaches ein grobkörniger, silbrig glänzender *Granat-Glimmerschiefer* mit vereinzelt eingeschalteten von dunkelgrauen, feinkörnigen Granat-Biotit-Paragneisen, die als Lesesteine auftreten, auskartieren. Das Gestein ist dem Moldanubikum zuzuordnen und definiert sich durch eine gut geschieferte Matrix aus groben Muskovitblättchen, Biotit, Chlorit, teilweise serizitisierendem Plagioklas und Quarz, in der sich makroskopisch sichtbare Porphyroblasten aus Granat mit Einschlüssen von Rutil befinden. Akzessorisch sind Ilmenit und Zirkon innerhalb der Matrix zu beobachten. Im liegendsten Bereich des Granat-Glimmerschiefers lässt sich ein Aufschluss von hellem Quarzit beobachten.

Im Liegenden des moldanubischen Granat-Glimmerschiefers lässt sich der circa 400 m mächtige Zug des hellgrauen, moravischen *Bittesch-Granodioritgneises* auskartieren. Die Schieferungsflächen des Gesteins fallen mit durchschnittlich 33° nach Westen bis Nordwesten ein und weisen eine ausgeprägte Streckungslineation auf, welche mit durchschnittlich 6° nach Süden bis SSW einfällt. Das Gestein definiert sich durch eine gut geregelte, gleichkörnige Matrix aus Muskovit und Quarz, in der sich grobe Porphyroblasten aus Alkalifeldspat, meist perthitisch, selten mit Mikroklingitterung, und Plagioklas mit einem Durchmesser von bis zu 300 µm befinden. Akzessorien wie Chlorit, Zirkon und Epidot/Klinozoisit lassen sich innerhalb der Matrix beobachten. Auffällig ist an der Westgrenze des Aufnahmegebietes (Dokumentationspunkt Nr. 165) das Auftreten von kleinen Granat-Porphyroblasten, bis zu 50 µm im Durchmesser, mit Einschlüssen von Epidot/Klinozoisit. Dieser Granat kann höchstwahrscheinlich als magmatisch gebildet angesehen werden. Besonders gut lässt

sich der Bittesch-Granodioritgneis im Bereich des Tiefenbachgrabens oder in den zahlreichen Steingruben auf der Hochfläche westlich der Pfarrleiten beproben. Darüber hinaus konnten Vorkommen eines feinkörnigen Aktinolithschiefers (Dokumentationspunkt Nr. 176) und eines gräulich-schwarzen Kalksilikatgesteins (Dokumentationspunkt Nr. 177) innerhalb des Bittesch-Granodioritgneises im Bereich des Tiefenbachgrabens nachgewiesen werden. Anhand von durchlitmikroskopischen Untersuchungen charakterisiert sich der Aktinolithschiefer, welcher ebenfalls ein Kalksilikatgestein darstellt, durch bläulich-grüne Aktinolithstängel, Quarz und Calcit. Akzessorisch treten Titanit und Allanit innerhalb dieses Gesteins auf. Das andere Kalksilikatgestein weist eine Mineralvergesellschaftung aus Epidot/Klinozoisit, Biotit, Muskovit, Titanit und Calcit auf.

Im Liegenden des Bittesch-Granodioritgneises lässt sich im Tiefenbachgraben ein geringmächtiger Zug aus *Glimmerschiefer und Paragneis* beobachten (Dokumentationspunkt Nr. 179), in dem grauer Marmor und Kalksilikatgesteine eingelagert sind. Die Glimmerschiefer und Paragneise fallen mit durchschnittlich 34° nach Westen ein und lassen eine mit durchschnittlich 40° nach Süden einfallende Streckungslineation erkennen. Das Gestein charakterisiert sich durch eine relativ gleichkörnige Matrix aus Biotit, Muskovit und Quarz. Vereinzelt lassen sich innerhalb der gut geschieferten Matrix kleine Granat-Porphyrblasten bis zu 200 µm im Durchmesser mit zahlreichen Quarzeinschlüssen beobachten. Darüber hinaus sind die Paragesteine durch sehr grobkörnige Quarzmobilisatlagen, welche das Gestein durchziehen, definiert. Akzessorisch treten zahlreiche Turmaline, Zirkone mit pleochroitischen Höfen innerhalb der Biotite sowie opake Phasen auf.

Tektonisch im Liegenden des Zuges aus Glimmerschiefer, Paragneis und Marmor befindet sich der circa 600 m mächtige Zug aus *Buttendorf-Granodioritgneis*, welcher im Bereich Tiefenbachgraben und der Pfarrleiten sehr gut aufgeschlossen ist. Das gut geregelte Gestein erscheint im Gelände dunkel, zeigt meist eine mittlere Körnung und fällt mit durchschnittlich 37° nach WNW bis WSW ein. Die Streckungslineation des Orthogneises fällt mit durchschnittlich 10° nach Süden bis Südwesten ein. Die Mineralvergesellschaftung wird von Biotit, grünem Aktinolith bis zu 1,5 mm im Durchmesser, Epidot/Klinozoisit, Porphyroklasten aus Alkalifeldspat mit perthitischer Entmischung oder Mikroklingitterung, Plagioklas mit bis zu 2 mm Durchmesser, sowie Quarz gebildet. Ebenfalls konnte im hangenden Teil des Buttendorf-Granodioritgneises akzessorisch auftretender Granat nachgewiesen werden (Dokumentationspunkt Nr. 180). Akzessorien sind Titanit, Zirkon und Apatit. An der Basis des Buttendorf-Granodioritgneises konnten zwei, circa 50 bis 100 m mächtige, von Norden nach Süden verlaufende Züge eines sehr feinkörnigen, *quarzreichen, ultramylonitischen Paragneises* auskartiert werden. Des Weiteren werden diese Ultramylonite von bis zu 50 m mächtigen Zügen eines hellen, ebenfalls *ultramylonitischen Quarzganggesteins* begleitet. Dieses führt zahlreiche Porphyroklasten bis zu 1,5 mm Durchmesser aus Alkalifeldspat mit perthitischer Entmischung oder Mikroklingitterung. Beide Gesteinstypen weisen einen hohen Quarzgehalt auf und bilden somit aufgrund ihrer großen Verwitterungsresistenz etwa 1 m hohe Geländestufen aus, welche auch am Laserscan sehr gut verfolgbar sind.

Im Liegenden des Buttendorf-Granodioritgneises befindet sich ein circa 300 m mächtiger *Glimmerschiefer- und Paragneis-Zug*, dessen Schieferungsflächen mit durchschnittlich 50° nach Westen bis Südwesten einfallen. Die Streckungslineation des Paragesteins fällt mit durchschnittlich 17° nach Süden bis SSW ein. Das Gestein erscheint im Gelände sehr feinkörnig und charakterisiert sich durch die Phasen Biotit, Muskovit, Chlorit und Quarz, welche eine gut erkennbare Schieferung ausbilden. Vereinzelt lassen sich auch Granat-Porphyrblasten mit bis zu 250 µm im Durchmesser beobachten (Dokumentationspunkte Nr. 218, 231). Vor allem im Bereich der Hochflächen, zwischen den tief eingeschnittenen Gräben des Tiefenbaches und dessen Seitenbächen, wird der Glimmerschiefer beziehungsweise Paragneis teilweise von in situ entstandenem Verwitterungslehm bedeckt. Im Süden des Kartierungsgebietes lässt sich an der Basis des Glimmerschiefer- und Paragneis-Zuges ein gräulich-blauer Marmor dokumentieren (Dokumentationspunkt Nr. 216).

An der Liegendgrenze des Glimmerschiefer-Paragneis-Zuges lässt sich im Süden des Aufnahmegebietes ein etwa 50 m mächtiger Zug eines hellen, sehr feinkörnigen, *ultramylonitischen Quarzganggesteins* mit bis zu 2 mm großen Porphyroklasten aus Alkalifeldspat mit perthitischer Entmischung oder Mikroklingitterung und Plagioklas auskartieren. Zudem treten diese Gesteine auch im hangenden Bereich, innerhalb des unterlagernden Kriegenreith-Granodioritgneises verstärkt auf, wobei nach Süden hin eine erhöhte Häufigkeit zu beobachten ist. Im äußersten Süden des Kartierungsgebietes, im Bereich Tiefenbachgraben, geht dieses helle Quarzganggestein in einen grobkörnigen, *granitischen Orthogneis* an der Hangendgrenze des Kriegenreith-Granodioritgneises über. Zusätzlich treten diese granitischen Lagen im Hangendbereich innerhalb des Kriegenreith-Granodioritgneises auf. Sie weisen bis zu 2 mm große Porphyroklasten aus perthitischem Alkalifeldspat, teils mit Mikroklingitterung und Plagioklas auf, welche randlich eine Rekristallisation zu Quarz erkennen lassen. In der gut geschieferten Matrix lassen sich Biotit, Hellglimmer und Quarz beobachten. Große oszillierend zonierte Zirkone sind ebenfalls typisch.

Weiter im Liegenden befindet sich der circa 400 m mächtige Zug aus dunklem, gut geschiefertem *Kriegenreith-Granodioritgneis*, dessen Schieferungsflächen mit durchschnittlich 38° nach Westen bis WSW einfallen. Die Streckungslineation fällt mit durchschnittlich 19° nach Süden bis Südwesten ein. Das Gestein charakterisiert sich durch bis zu 5 mm große Porphyroklasten aus Plagioklas, selten Alkalifeldspat, innerhalb einer aus Epidot/Klinozoisit, Biotit, Muskovit und Quarz aufgebauten Matrix. Akzessorisch lässt sich Zirkon unter dem Mikroskop identifizieren. An der Hangendgrenze des Kriegenreith-Granodioritgneises, im Norden des Kartierungsgebietes, ist das Gestein an der Grenze zum Glimmerschiefer und Paragneis sporadisch mylonitisiert. Interessant erscheint das Auftreten eines graublauen *Marmors* im zentralen Bereich des südlichen Kriegenreith-Granodioritgneises. Der Marmor zeichnet sich durch eine feinkörnige Matrix aus Calcit aus, in der sich Porphyroklasten aus Alkalifeldspat mit perthitischer Entmischung oder Mikroklingitterung und Plagioklas mit bis zu 2 mm Durchmesser beobachten lassen. Auffällig erscheint auch das gehäufte Vorkommen von hellen, grob- bis mittelkörnigen, *quarzreichen Apliten* im Hangendbe-

reich des Kriegenreith-Granodioritgneises. Diese Gesteine weisen neben zahlreichen Porphyroklasten aus Plagioklas und stark untergeordnetem Alkalifeldspat auch Granat auf.

Die östlichste und liegendste Lithologie bildet der mindestens 600 m mächtige, stark mylonitische *Sachsendorf-Granodioritgneis*, der sich durch eine mittelkörnige Matrix aus Biotit, Muskovit und Quarz definiert. Innerhalb der Matrix finden sich zahlreiche Porphyroklasten aus Plagioklas und Alkalifeldspat mit perthitischer Entmischung oder Mikroklingitterung, die einen maximalen Durchmesser von 2 mm erreichen können. Häufig lassen sich Akzessorien wie Zirkon oder Allanit im Gestein beobachten. An der Oberfläche ist das Gestein aufgrund seiner tiefgründigen Verwitterung selten anzutreffen. Viel häufiger lassen sich stattdessen verwitterungsresistentere, quarzreiche, teilweise mylonitische *Aplite* und Turmalin führende *Pegmatite* innerhalb des Sachsendorf-Granodioritgneises beobachten.

Ergänzungen zum Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

Ergänzend zum Bericht 2016 über die geologischen Aufnahmen im Bereich Weißer Graben wurden im Frühjahr 2017 fünf weitere Proben aus dem Glimmerschiefer- und Paragneis-Zug im Liegenden des Buttendorf-Granodioritgneises im Weißen Graben östlich vom Rudolfskreuz genommen. Die Schieferungsflächen der Gesteine fallen mit circa 40° nach Südwesten ein und streichen von Nordwest nach Südost. Auf Basis von Dünnschliffuntersuchungen lässt sich feststellen, dass sich drei Proben (Dokumentationspunkte Nr. 250, 251, 253) durch eine intensiv geschieferte Matrix, bestehend aus Biotit, Muskovit, Chlorit und Quarz, definieren. Häufig kann brauner Turmalin im Gestein beobachtet werden. Akzessorisch tritt auch Apatit auf. Innerhalb des Glimmerschiefer-Paragneis-Zuges konnte auch ein Aufschluss eines hellen, gebänderten, mylonitischen Quarzits dokumentiert werden (Dokumentationspunkt Nr. 252).

Anmerkungen zur Regionalmetamorphose im Moravikum und Moldanubikum

Ähnlich wie in den vorangegangenen Kartierungsarbeiten von 2016 lässt sich, basierend auf den beobachteten Mineralvergesellschaftungen, eine metamorphe Überprägung in der unteren bis mittleren Grünschieferfazies in den kartierten Lithologien des Moravikums ableiten. Das metamorphe Indexmineral Granat konnte im Glimmerschiefer-Paragneis-Zug zwischen Kriegenreith-Granodioritgneis und Buttendorf-Granodioritgneis, im Hangenden des Buttendorf-Granodioritgneises sowie in dessen überlagernden Glimmerschiefer-Paragneis-Zug nachgewiesen werden. Der Granat innerhalb der Glimmerschiefer-Paragneis-Züge lässt keinen wesentlichen Unterschied in seiner Korngröße erkennen. Dennoch zeigen die Glimmerschiefer und Paragneise hangend des Buttendorf-Granodioritgneises eine allgemein gröbere Matrix mit gröberen Muskovitblättchen als die Glimmerschiefer und Paragneise liegend des Buttendorf-Granodioritgneises, was auf einen invertierten Metamorphosegradienten im Moravikum hindeuten könnte.

In Bezug auf den Metamorphosegrad sind die im äußersten Südwesten kartierten Granat-Glimmerschiefer des Mol-

danubikums gesondert zu betrachten. Grobe Muskovitblättchen sowie bereits makroskopisch sichtbarer Granat zeugen von einer höheren metamorphen Prägung als im Moravikum. Dieser Sprung in der Metamorphose kann als Indiz für die Deckengrenze zwischen Moldanubikum und Moravikum angesehen werden.

Deformation und Bedeutung der Ultramytonite im Aufnahmegebiet

Abgesehen von einer generell hohen Schieferungsintensität in allen Gesteinen des Moravikums kann eine zunehmende Deformationsbeanspruchung von Ost nach West, von tektonisch liegend nach tektonisch hangend, beobachtet werden, welche im mylonitischen Bittesch-Granodioritgneis ihr Maximum erreicht. Im tektonisch überlagernden Granat-Glimmerschiefer des Moldanubikums, im Südwesten des Aufnahmegebietes, lässt sich eine zunehmende spröde Deformationsbeanspruchung von West nach Ost erkennen. Neben den mylonitisch auftretenden Apliten innerhalb des Sachsendorf-Granodioritgneises können zwei von Nord nach Süd verlaufende Zonen mit gehäuften Vorkommen von Ultramytoniten auskartiert werden. Die erste Zone wird durch das gemeinsame Auftreten ultramylonitischer, quarzreicher Paragneise und ultramylonitischer Quarzganggesteine im Liegendbereich des Buttendorf-Granodioritgneises definiert und kann somit aus dem nördlichen Kartierungsgebiet von 2016 nach Süden weiter verlängert werden. Die zweite Zone charakterisiert sich durch ultramylonitische Quarzganggesteine an der Grenze zwischen Kriegenreith-Granodioritgneis im Liegenden und Glimmerschiefer und Paragneis im Hangenden. Hierbei ist anzumerken, dass im nördlich angrenzenden Kartierungsgebiet von 2016 in diesem Kontaktbereich häufige Vorkommen von Myloniten aus Kriegenreith-Granodioritgneis zu beobachten waren, welche weiter südlich nicht festgestellt wurden. Beide von Nord nach Süd verlaufende Zonen können aufgrund der unmittelbaren Nachbarschaft unterschiedlich kompetenter Lithologien als Bereiche partitionierter Deformation innerhalb der mächtigen Scherzone interpretiert werden.

Gefügeelemente und Strukturen der kartierten Lithologien

In Bezugnahme auf den Kartierungsbericht von 2016 (SCHANTL, 2017) lässt sich das äußerst einheitliche Bild der planaren und linearen Gefügeelemente in den kartierten Lithologien im neu aufgenommenen Gebiet weiter fortsetzen. Die von NNE nach SSW streichenden und mit einem durchschnittlichen Winkel von etwa 40° nach Nordwest bis Südwest einfallenden Gesteine zeigen ein Streckungslineal, welches mit einem Winkel von circa 15° nach Süden einfällt. Anhand ausgeprägter s-c-Gefüge und zahlreicher Glimmerfische und σ -Klasten in den Glimmerschiefern, Paragneisen und Orthogneisen konnte ein einheitlicher Schersinn in Richtung Norden abgeleitet werden, der als Überschiebungsrichtung des Moldanubikums auf das Moravikum interpretiert werden kann.

Eine im Laserscan und im Gelände teilweise gut von Nord nach Süd verfolgbare, circa 2 m hohe Geländestufe im Hangendbereich des Kriegenreith-Granodioritgneises sowie an dessen unmittelbaren Hangendgrenze zum ultramylonitischen, hellen Quarzganggestein im Süden und zum Glimmerschiefer-Paragneis-Zug im Norden kann als späte

und spröde Abschiebung des Westblockes nach der Ausbildung der mylonitischen Scherzone interpretiert werden. Diese Störung konnte bereits im nördlich angrenzenden Kartierungsgebiet, im östlichen Bereich der Heidäcker und Wolfsgrube, sehr gut nachgewiesen werden.

Bedeutung der Marmore, Kalksilikatgesteine, Glimmerschiefer und Aktinolithschiefer innerhalb des Bittesch-Granodioritgneises

Im Zuge der Kartierungsarbeiten von 2016 (SCHANTL, 2017) konnten im Bereich Weißer Graben und östlich von Fernitz Granat führende Glimmerschiefer und Marmore im zentralen Bereich des Bittesch-Granodioritgneises nachgewiesen werden. Weiter im Süden konnten nun innerhalb des Bittesch-Granodioritgneises Aktinolithschiefer und Kalksilikatgesteine im Tiefenbachgraben dokumentiert werden. Da diese Gesteine immer in derselben tektonischen Position auftreten, nämlich im zentralen Bereich des Bittesch-Granodioritgneises, handelt es sich dabei höchstwahrscheinlich um eine tektonische Einschuppung in den Bittesch-Granodioritgneis. Dabei könnte es sich um Gesteine aus dem Moldanubikum handeln, welche somit als tektonische Einschuppungen in der Nähe der Grenze von Moldanubikum zu Moravikum interpretiert werden können. Jedoch kann eine Einschuppung der phyllonitischen Glimmerschiefer, Marmore und Kalksilikatgesteine innerhalb des Bittesch-Granodioritgneises auch aus dem Moravikum nicht ausgeschlossen werden und bedarf somit weiterer Klärung.

Neogene Sedimente

Das größte *Schottervorkommen*, das vermutlich dem Eggenburgium bis Ottnangium zugeordnet werden kann, lässt sich auf der Hochfläche westlich der Schlagerhütten auskartieren (STEININGER, 1969). Dabei handelt es sich um Quarzsotter, die einen durchschnittlichen Korndurchmesser von 1 bis 2 cm aufweisen. Ein weiteres, kleines Schottervorkommen befindet sich weiter westlich, an der Geländekante des mit Löss bedeckten Nordhanges der Pfarrleiten.

Ein kleines Vorkommen eines rötlichen *Sandes* kann am Nordhang des Tiefenbachgrabens, im Bereich des Glimmerschiefer-Paragneis-Zuges, der im Liegenden des Buttendorf-Granodioritgneises auftritt, dokumentiert werden (nahe Dokumentationspunkt Nr. 217). Der Sand kann vermutlich ebenso dem Eggenburgium bis Ottnangium zugeordnet werden.

Quartäre Sedimente und Formen

Kleinere Vorkommen von in situ entstandenem, hellbraunem *Verwitterungslehm* lassen sich auf den Anhöhen im südlichen Bereich des Buttendorf-Granodioritgneises sowie im zentralen Bereich des Glimmerschiefer-Paragneis-Zuges, westlich der Flur Hüttenmaiß, auskartieren. Anhand von Handbohrungen konnte eine minimale Mächtigkeit von 60 cm für den Verwitterungslehm auf den höchsten Punkten der Anhöhen nachgewiesen werden. Im südlichen Bereich des Kartierungsgebietes, auf der Anhöhe westlich der Seewiese, im Bereich des Glimmerschiefer-

Paragneis-Zuges, liegend des Buttendorf-Granodioritgneises, konnte ein weiteres Vorkommen eines in situ entstandenen Verwitterungslehmes dokumentiert werden. Hier ist das Material mit Schutt aus dem darunter befindlichen Ausgangsmaterial vermengt.

Hellbraungelbe bis hellbraune, teilweise lehmige *Lössablagerungen* finden sich vor allem an den West- beziehungsweise Nordhängen der Pfarrleiten. Hier lässt sich das kalkhaltige Sediment sehr gut anhand von bereits im Laserscan gut erkenntlichen, tiefen Erosionsrinnen auskartieren und erreicht eine Mächtigkeit von bis zu 5 m. Teilweise kann der Löss bis in das Bachbett und darüber hinaus auf den Südhang verfolgt werden. Weitere Lössablagerungen befinden sich im Bereich der Jagdhütte nordwestlich der Silbernen Eiche und an den Ost- und Westhängen des westlich der Seewiese vom Tiefenbachgraben nach Norden abzweigenden Seitengrabens.

Pleistozäner bis holozäner Schutt aus dem Bittesch-Granodioritgneis findet sich stellenweise auf den steilen Nord- und Südhängen im westlichen Bereich des Tiefenbachgrabens. Weiterer Schutt lässt sich am unteren, westschauenden Hang der Pfarrleiten kartieren, welcher aus dem Buttendorf-Granodioritgneis entstanden ist.

Fluviatile Ablagerungen, die teilweise mit Solifluktions- und Flächenspülsedimenten vermengt sind, lassen sich im tief eingeschnittenen Graben des Tiefenbachs und dessen Seitengräben beobachten. Eine große, unbewaldete Fläche mit fluviatilen Ablagerungen befindet sich westlich der Jagdhütte.

Solifluktions- und Flächenspülsedimente lassen sich in den Quellgebieten der Hauptgräben und zahlreicher davon abzweigenden Seitengräben finden.

Eine große Vernässung mit einem Niedermoor in dessen Zentrum kann auf der Seewiese im Südosten des Kartierungsgebietes beobachtet werden.

Literatur

FRASL, G. (1974): Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A 37–A 42, Wien.

SCHANTL, P. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 328–330, Wien.

STEININGER, F. (1969): Bericht 1968 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 4555 (Horn). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1969**, A 69–A 73, Wien.

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

DOMINIK SORGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartierungsgebiet und Aufschlussituation

Im Rahmen der geologischen Neuaufnahme von Blatt 21 Horn wurde im Jahr 2017 eine geologische Manuskriptkarte im Maßstab 1:10.000 zwischen Mödring und Pernegg aufgenommen. Das Arbeitsgebiet verläuft entlang des Pernegger Grabens (Mödringbachgraben) und wird im Westen durch die Straße Mödring–Staningersdorf und im Osten durch die Straße Horn–Doberndorf–Lehndorf begrenzt. Im Süden reicht das Aufnahmegebiet bis zum Steindlberg und Kopfhügel und im Norden bis zum Mostelgraben.

Die Aufschlussituation im Arbeitsgebiet ist sehr unterschiedlich ausgeprägt und meist von der Morphologie bestimmt. Entlang der großen Gräben und eingeschnittenen Bachläufe (Mödringbach, Trampelbach, Mostelgraben, Buchgraben) sind die metamorphen Gesteine sehr gut aufgeschlossen und geben auch Information über die Lagerungsverhältnisse. Auf den Verebnungs- und Hochflächen sind dagegen nur vereinzelt Aufschlüsse vorhanden und es konnte über weite Flächen nur mithilfe von Lesesteinen kartiert werden. Am Ostrand des bearbeiteten Gebietes, im Bereich der Hausäcker, wurden vereinzelt Handbohrungen durchgeführt, um die Bedeckung des Kristallins durch lehmiges Sediment abzugrenzen.

Diese Neukartierung ist in weiten Teilen konsistent mit früheren Kartierungen von HÖCK et al. (1987), HÖCK & VETTERS (1973, 1979) und WALDMANN (1926, 1927), zeigt jedoch bei genauerer Betrachtung einige Unterschiede, insbesondere in der Ziehung einiger lithologischer Grenzen und in den Bereichen der sedimentären Bedeckung.

Moravikum

Das Kartierungsgebiet wird im Wesentlichen von drei metamorphen lithostratigrafischen Gesteinskomplexen aufgebaut. Beginnend mit dem Bittesch-Granodioritgneis im Süden als der hangendste Komplex, gefolgt von einem Komplex aus Marmor und Kalkschiefer und schließlich Glimmerschiefer und Paragneis als der nördlichste und liegendste Komplex. An der Grenze von Bittesch-Granodioritgneis und Marmor beziehungsweise Kalkschiefer tritt selten Kalksilikatgestein auf, welches jedoch eine untergeordnete Lithologie darstellt.

Bittesch-Granodioritgneis

Im Bereich der südlichen Hausäcker, südlicher Buchgraben, Steindlberg und südlich des Jägerbildes wird das Arbeitsgebiet von Bittesch-Granodioritgneis bestimmt. Der meist helle Orthogneis zeichnet sich durch eine deutliche Schieferung und bis zu 5 mm große Kalifeldspat-Augen aus, die in einer feinkörnigen ($\leq 0,5$ mm) Matrix aus Quarz und Plagioklas auftreten. Das eher feinkörnige Gestein wird regelmäßig von mm- bis mehrere cm-mächtigen grobkörnigen Quarzadern diskordant durchschlagen. Die Kalifeldspäte zeigen perthitische Entmischungslamellen und an den Korngrenzen kam es verbreitet zur Bildung von

Quarz-Plagioklas-Myrmekiten. Die deutlich eingeregelt Glimmer bilden die Schieferung, wobei es sich um feinschuppigen Biotit ($\leq 0,5$ mm) und meist größeren Muskovit (≤ 2 mm) handelt. Der Gehalt an Glimmer, besonders an Biotit, unterliegt deutlichen Schwankungen und führt zu einer Variation in der Farbe des Gesteins von fast weiß bis zu dunklem Braun. Es konnte dabei aber keine regionale Tendenz des Biotitgehaltes festgestellt werden. Einige Proben führen außerdem bis zu 1 mm große Granate, welche teilweise reich an Quarz-Einschlüssen sind. Eine lokale Abhängigkeit konnte aber auch beim Auftreten von Granat nicht festgestellt werden, da dieser sowohl an der Grenze zu Marmor beziehungsweise Kalkschiefer, als auch weiter im Süden auftritt. An den Korngrenzen kam es bei Granat, aber auch bei Biotit, des Öfteren zur Bildung von sekundärem Chlorit. Als Akzessorien konnten Rutil, Zirkon und opake Mineralphasen beobachtet werden, wobei es sich bei Letzteren wahrscheinlich um Eisenoxide oder Sulfide handeln dürfte.

Kalksilikatgestein

Im gesamten Kartierungsgebiet konnte nur ein einziges Vorkommen von Kalksilikatgestein festgestellt werden. Im Bereich der westlichen Hausäcker, etwa 1,1 km südwestlich von Doberndorf, tritt es als kleine Linse an der Grenze zwischen Bittesch-Granodioritgneis und Marmor beziehungsweise Kalkschiefer auf. Dieses Gestein besteht aus einer feinkörnigen ($\leq 0,5$ mm) Matrix aus Quarz und Calcit, wobei es silikat- oder karbonatreichere Lagen im cm-Bereich gibt. Typisch sind bis zu 3 mm große Diopsid-Porphroblasten, die randlich meist poikiloblastisch sind. Daneben können auch kleinere Körner (≤ 1 mm) von teilweise idiomorphem Titanit beobachtet werden.

Marmor und Kalkschiefer

Von den nördlichen Hausäckern im Osten über den Lindenstock, Waldschenke bis hin zu den Fuchsenhütten im Westen erstreckt sich der Komplex aus Marmor und Kalkschiefer, bis er etwa 300 m östlich vom Jägerbild ausläuft und zwischen Bittesch-Granodioritgneis und Glimmerschiefer beziehungsweise Paragneis abtaucht. Im östlichen Teil reicht Marmor und Kalkschiefer nach Norden bis zum Trampelbach, wobei es nordwestlich von Doberndorf auch noch vereinzelt Vorkommen nördlich des Trampelbachgrabens gibt. Im Bereich des Lindenstocks kam es zu einer Verfaltung mit dem darunterliegenden Glimmerschiefer und Paragneis, wobei ein etwa 150 m mächtiges Band der Paragesteine in E-W-Richtung den Marmor und Kalkschiefer durchzieht. Im westlichen Teil des Kartierungsgebietes zieht der Marmor- und Kalkschiefer-Komplex beim Wechselberg bogenförmig relativ weit nach Norden bis er etwa 300 m südlich der Landesstraße B4 (Horner Straße) endet. Generell lassen sich zwei Typen von karbonatischen Gesteinen unterscheiden. Massiger, heller Marmor mit sehr geringen Anteilen an silikatischem Material wie Biotit und Quarz tritt verbreitet auf, macht aber den deutlich geringeren Anteil aus. Im Steinbruch an der Straße nach Lehndorf, in der Kurve nördlich von Doberndorf, kommt ein Marmor vor, der fast vollkommen frei von Biotit und daher verglichen mit Kalkschiefer sehr hell gefärbt ist. Der größere Teil der Gesteine hat einen höheren Biotit- und Quarzgehalt und zeigt eine deutliche Schieferung und ist daher als Kalkschiefer zu bezeichnen. Das meist eher

dunkle Gestein besteht zum größten Teil aus bis zu 2 mm großen Calcitkörnern sowie zu einem wechselnden Anteil aus feinkörnigem Quarz ($\leq 0,2$ mm) und meist feinschuppigem Biotit ($\leq 0,5$ mm), wobei Letzterer wiederum für die dunkle Färbung verantwortlich ist. In manchen Proben konnten auch feiner Muskovit und Rutil beobachtet werden. Bei den opaken Phasen, die so gut wie überall zu finden sind, dürfte es sich wiederum um Eisenoxide oder Sulfide handeln. In vielen Aufschlüssen findet man mehrere zentimetergroße Quarzknollen, wobei es sich hier vermutlich um Quarzmobilisat handelt. Eine Besonderheit findet man nordwestlich vom Lindenstock beim Übergang von Marmor und Kalkschiefer zu Glimmerschiefer und Paragneis. Das dort vorkommende Gestein ist eine Art Mischform der beiden Gesteine, also eine sehr silikatreiche und dunkle Variante von Kalkschiefer.

Glimmerschiefer und Paragneis

Der nördlichste Komplex, bestehend aus Glimmerschiefer und Paragneis, erstreckt sich vom Gebiet nördlich der Hausäcker über den Trampelbachgraben, Hauersteig, Mostelgraben bis hin zum Jägerbild und zieht Richtung Norden bis zur Grenze des Kartierungsgebietes. Das südlichste Vorkommen ist eine kleine Linse im Bittesch-Granodioritgneis, im Bereich der Hausäcker. Im östlichen Bereich, nördlich und südlich des Trampelbaches, findet man des Öfteren kleinere, aber auch größere Linsen von Marmor und Kalkschiefer innerhalb der Glimmerschiefer und Paragneise. Es lassen sich grundsätzlich zwei Arten der Edukte dieser Paragesteine unterscheiden: Einerseits Glimmerschiefer, der auf ein eher pelitisches Ausgangsmaterial zurückgeht und andererseits Paragneis, bei dem es sich eher um ehemalige psammitische Lagen handeln dürfte. Der Glimmerschiefer zeigt ein typisches lepidoblastisches Gefüge aus sehr feinkörnigem Muskovit ($\leq 0,1$ mm) und größerem Biotit (≤ 2 mm). Daneben machen Quarz und Plagioklas sowie in manchen Bereichen zusätzlich Granat und Staurolith die Hauptgemengteile des Gesteins aus. Granat bildet Porphyroblasten (≤ 5 mm), die meist reich an Einschlüssen, vor allem Quarz, und randlich etwas resorbiert sind. Staurolith tritt als große, hypidiomorphe Kristalle (≤ 3 mm) auf und zeigt teilweise die für dieses Mineral charakteristische Verwilligung. Kleinerer Staurolith ist ähnlich dem Granat randlich resorbiert und zeigt Abbaureaktionen zu Muskovit und Biotit. Immer wieder ist das Gestein von Adern aus eher grobkörnigem Quarzmobilisat durchzogen, welches sich in der Korngröße deutlich von der ansonsten eher feinkörnigen ($\leq 0,2$ mm) Quarz- und Plagioklas-Matrix abhebt. Die Paragneislagen zeigen je nach Glimmergehalt ein eher massiges Gefüge mit einem viel größeren Anteil an Quarz. Granat tritt nur selten auf und ist, sofern vorhanden, auch deutlich kleiner, verglichen zu jenem in den Glimmerschiefern. Das Gestein ist meist reich an Biotit, der Muskovitgehalt unterliegt jedoch starken Schwankungen. Immer wieder findet man auch Mischtypen, die etwa die Zusammensetzung einer Grauwacke haben dürften und sich durch ein gneisiges Gefüge und das sporadische Auftreten von Granat und Staurolith sowie höhere Muskovitgehalte auszeichnen. Als Akzessorien konnten in fast allen Proben Rutil, Zirkon und opake Mineralphasen beobachtet werden. Im Kartenmaßstab werden die einzelnen Typen jedoch nicht unterschieden, da sich Glimmerschiefer und Paragneise lokal oft abwechseln und viele Mischtypen dazwischen auftreten. Darüber

hinaus ist in den schlecht aufgeschlossenen Gebieten, in denen man auf kleine Rollstücke und Verwitterungsmaterial angewiesen ist, eine genauere Zuordnung nicht möglich. Trotzdem kann man sagen, dass in gut aufgeschlossenen Gebieten, vor allem entlang des Mödringbachgrabens und auch des Trampelbachgrabens, vorwiegend Glimmerschiefer auftritt.

Strukturelle Beobachtungen und Lagerungsverhältnisse

Das Streichen der Schieferung ist generell annähernd E–W mit einem eher flachen Einfallswinkel ($10\text{--}45^\circ$) Richtung SSW–SSE. Die dazugehörige Lineation fällt mit annähernd gleichem Winkel Richtung SSW, seltener Richtung SSE ein. Die beobachteten Schersinnindikatoren zeigen dabei meist eine Bewegung mit Top Richtung Norden. Im Bereich Lindenstock kam es zu einer isoklinalen Faltenbildung im Grenzbereich von Marmor und Kalkschiefer zu Glimmerschiefer und Paragneis. Diese ist in diesem Bereich besonders gut sichtbar, da die beiden Lithologien ineinander verfalzt sind, was sich auch in der Erscheinung des Kartenbildes im Gebiet Lindenstock äußert. Der E–W verlaufende Zug aus Glimmerschiefer und Paragneis zeigt infolge der Verfaltung im Kartenbild eine deutliche Unterbrechung beziehungsweise einen Versatz. Auch das erneute Auftreten von Marmor und Kalkschiefer nördlich dieses Zuges und im Osten nahe Doberndorf deutet auf eine komplizierte Faltenstruktur hin. Die Faltenachse ist ähnlich der Lineation und fällt mit flachem Winkel (15°) Richtung SSW ein. Die Verfaltung setzt sich wahrscheinlich weiter nach Norden im Glimmerschiefer und Paragneis fort, ist dort aber schwerer nachvollziehbar, da die Aufschlussverhältnisse schlechter sind und die Faltenbildung innerhalb einer Lithologie nicht so deutlich erkennbar ist.

Junge Bedeckung

Neogene Ablagerungen

Auf der Hochfläche nördlich des Trampelbaches, circa 500 m nordwestlich von Doberndorf, liegen auf den Äckern und in den umliegenden Waldbereichen grobe Schotter und Sande. Es handelt sich um kantengerundete bis gerundete, quarzreiche Schotter von etwa 1–3 m Mächtigkeit. Die Schotter und Sande werden vorläufig in das Neogen (Untermiozän; Eggenburgium–Ottangium) eingestuft.

Quartäre Ablagerungen

An der Ostgrenze des Kartierungsgebietes, im Bereich der Hausäcker südwestlich von Doberndorf, werden die metamorphen Gesteine von lehmigem, weitgehend kalkfreiem Sediment, vermutlich Lösslehm, überlagert. Bei Handbohrungen am Rand des Festgesteins wurde eine Sedimentmächtigkeit von etwa 70 cm festgestellt.

Solifluktions- und Flächenspülsedimente konnten in Hangfußlagen und flachen Senken an Bachoberläufen festgestellt werden. Es sind dies vorwiegend Lehme mit unterschiedlichem Anteil an Kristallingrus.

Nördlich der Waldschenke liegen bis zu mehrere Meter mächtige Lössablagerungen, in die sich tiefe Gräben einschneiden. Blockiger Schutt tritt meist auf Bergkuppen und bewaldeten Hängen auf und ist vor allem über Bittesch-Granodioritgneis anzutreffen. Fluviale Ablagerun-

gen findet man entlang des Mödringbaches und Trampelbaches, aber auch entlang der kleineren Gräben, wie Buchgraben und Mostelgraben. Die Baustelle zum Rückhaltebecken bei der Waldschenke zeigte in einem großen Aufschluss den Kontakt von Festgesteinen und fluviatilen Sedimenten. Während auf den ersten 2–3 m unterhalb der Straße noch Marmor beziehungsweise Kalkschiefer in großen Blöcken auftritt, findet man unterhalb immer kleiner werdende Gesteinsbrocken in einem sandigen bis lehmigen Sediment.

Literatur

HÖCK, V. & VETTERS, W. (1973): Bericht 1972 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973/4**, A 26–A 28, Wien.

HÖCK, V. & VETTERS, W. (1979): Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 21, Horn. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978/1**, A 49–A 51, Wien.

HÖCK, V., FRASL, G. & VETTERS, W. (1987): Geologische Manuskriptkarte Blatt 21 Horn 1:25.000. – Wissenschaftliches Archiv der Geologischen Bundesanstalt, A 06524-ÖK25V/21-1, Wien.

WALDMANN, L. (1926): Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Gebietes zwischen Eggenburg – Pernegg – Theras. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **62/1**, 2–7, Wien.

WALDMANN, L. (1927): Bericht über die geologische Aufnahme des Moravischen Grundgebirges in Niederösterreich, IV. Teil. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **64/1**, 5–7, Wien.

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

MICHAL VACHEK

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2017 wurde die geologische Kartierung auf Blatt 21 Horn im westlichen Horner Becken, nördlich und westlich der Gemeinde St. Bernhard fortgesetzt. Die ältesten Gesteine sind metamorphe moldanubische Glimmerschiefer und Marmore, die hier den Nordrand des Horner Beckens bilden. Über diesen Gesteinen liegen lithologisch unterschiedliche fluviatile Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation aus dem Unter- bis Oberoligozän (Kiscellium–Egerium). Die Quartärbedeckung ist bunt und wird von äolischen, deluvialen (solifluidalen), deluvio-fluviatilen und fluviatilen Sedimenten aufgebaut. Die geologische Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in die Tiefe von 1 m durchgeführt.

Kristallines Grundgebirge (Moldanubikum)

An kristallinen Gesteinen treten im kartierten Gebiet vorwiegend Glimmerschiefer und untergeordnet auch Marmor oberflächennah auf. Nördlich der Großen Taffa bildet Glimmerschiefer steile Hänge entlang des nördlichen Randes des Horner Beckens. Dieses Gestein ist hier in einigen Wege- und Bacheinschnitten gut aufgeschlossen (BMN M34 RW: 697205, HW: 395748; RW: 696130,

HW: 395785; RW: 695060, HW: 395802). Die besten Aufschlüsse in diesem Gebiet befinden sich in zwei kleinen Gruben am westlichen Blattrand 250 m nördlich (RW: 695309, HW: 395672) und 500 m nordwestlich (RW: 694848, HW: 395704) der Kote 357 m (RW: 695300, HW: 395420). In der Umgebung dieser Aufschlüsse wurde Glimmerschiefer in Form von verwitterten Eluvien festgestellt. Es handelt sich um grüngraue, graue oder rostig gelbe, häufig glimmerreiche Sande mit einem unterschiedlichen Anteil von Gesteinsbruchstücken in verschiedenen Verwitterungsstufen. Südlich der Großen Taffa wurde Glimmerschiefer westlich von St. Bernhard auf dem südöstlichen Hang des Galgenberges kartiert. Dort treten grüngraue, sandige Eluvien dieser Glimmerschiefer gemeinsam mit Steinen bis zu 40 cm Größe auf (z.B. RW: 694801, HW: 394324; RW: 695011, HW: 394458). Es ist anzunehmen, dass Glimmerschiefer auch die Basis der Kirche von St. Bernhard bildet. Darauf weist die deutliche Verengung der Aue der Großen Taffa nördlich dieser Kirche und das Vorkommen von Glimmerschiefer am Rande der Gemeinde etwa 200–300 m östlich davon hin. Marmor wurde nur in einem einzigen Gebiet ca. 450 m nordöstlich der Kote 366 m, in der Flur Roseneck, festgestellt. Der feinkörnige, hellgrau und grau gestreifte Marmor zeigt eine deutliche Schichtung. Im Einschnitt des Waldweges ca. 500 m nordöstlich der Kote 366 m (RW: 696582, HW: 395765) ist der Kontakt von Marmor mit Glimmerschiefer aufgeschlossen.

Paläogen–Neogen

Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (Unter- bis Oberoligozän, Kiscellium–Egerium; NEHYBA & ROETZEL, 2010) bilden in dem kartierten Gebiet die präquartäre Füllung des Horner Beckens. Sie bedecken den überwiegenden Teil der südwestlichen und südlichen Hänge nördlich der Talaue der Großen Taffa. Ein lokales Vorkommen wurde auch auf dem südöstlichen Hang des Galgenberges, nordwestlich von St. Bernhard, festgestellt (RW: 694803, HW: 394548). Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation sind lithologisch sehr unterschiedlich, wobei am häufigsten sandige und lehmige Schotter vertreten sind. Die Gerölle sind überwiegend schlecht bis mäßig gerundet und meist kugelig, untergeordnet auch plattig. Gut gerundete Quarzgerölle sind nur wenig (ca. 5 %) vertreten und meist nur einige Zentimeter groß. Die Gerölle werden überwiegend von Quarz und in einem geringen Ausmaß auch von Gneis und Granitoiden gebildet. Die Gerölle sind meist nicht größer als 25 cm. Die maximal festgestellte Größe beträgt ca. 40 cm. Es konnte beobachtet werden, dass der Durchmesser der Gerölle von Horn gegen Westen in Richtung St. Bernhard größer wird. An einigen Lokalitäten wurden in den Schottern silifizierte Holzstücke gefunden, die größte Zahl nördlich der Flur Wechselbreiten, südöstlich der Kote 357 m. Weitere Vorkommen wurde westlich der Flur Roseneck (RW: 695883, HW: 395669) und westlich des Roten Grabens (RW: 696789, HW: 394609) festgestellt. Eine weitere relativ verbreitete Lithofazies der St. Marein-Freischling-Formation sind feinkörnige Sedimente. Es handelt sich um hellgraue bis graugrüne, dunkel rotbraune, stellenweise karminrote, unterschiedlich sandige, kalkfreie, siltige Lehme mit einem unterschiedlichen Anteil an Quarzgeröllen. Sie bedecken ein relativ großes Gebiet nördlich bis östlich des unteren Teils des Mittergrabens. Weiters treten sie in einem Streifen am Hang zwi-

schen Mittergraben und Fuchsberggraben und in einigen kleineren Lokalitäten, wie z.B. südlich des Safermarterls auf. Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation in sandiger Entwicklung wurden im kartierten Gebiet nur stellenweise angetroffen. Vorkommen befinden sich nördlich vom Mittergraben und Roten Graben sowie am Blattrand östlich von Poigen. Die Sande sind hellgelbbraun, schlecht sortiert und fein- bis grobkörnig. Stellenweise beinhalten sie auch Quarzgerölle bis zu 1 cm Größe.

Pleistozän

Sedimente von pleistozänen Schwemmkegeln sind im Wegeinschnitt an der rechten Seite des Fuchsberggrabens (RW: 695599, HW: 395687) aufgeschlossen. Unter 2,5 m Löss liegt hier mindestens 0,5 m mächtiger, grober Schutt. Die Komponenten bestehen überwiegend aus Gneis, untergeordnet auch aus Glimmerschiefer und Gangquarz. Sie sind scharfkantig bis kantengerundet und flach und erreichen bis zu 0,5 m Größe. Die rostbraune Matrix ist schwach lehmig und sandig. In dem Schutt finden sich kleine Linsen von grauen, lehmigen Silten. Auch der in der Flur Roseneck, am Ausgang zu beiden Seiten eines Grabens liegende Schutt ist wahrscheinlich von pleistozänem Alter. Es handelt sich um graubraunen, kalkfreien, lehmig-sandigen Schutt aus metamorphen Gesteinen bis zu 40 cm Größe, der sehr wenig gerundete Gerölle enthält. Dieser Schutt wurde später von einem holozänen Schwemmkegel durchbrochen und liegt heute einige Meter höher als diese holozänen Ablagerungen. Es ist anzunehmen, dass es sich in beiden Fällen um Sedimente von Gravitationsströmen handelt, die aus den im Kristallin eingeschnittenen Tälern von Bächen hinausgetragen wurden.

Löss bedeckt vor allem südöstlich und östlich orientierte Hänge. In größeren Flächen finden sich Löss westlich bis südwestlich von St. Bernhard ebenso wie im südöstlichen Teil der Flur Wechselbreiten nördlich von St. Bernhard. Kleinere Lössanwehungen wurden auf den rechten Talseiten vom Roten Graben, Mittergraben und Fuchsberggraben kartiert. Am besten ist der Löss in einer kleinen Lössgrube 400 m NNW vom Safermarterl (RW: 695549, HW: 395785) aufgeschlossen. Er ist hellgelbbraun, feinsandig, stark kalkig und hat eine Mächtigkeit von mehr als 7 m. Er beinhaltet Kalkkonkretionen bis zu 12 cm Größe, eine Malakofauna und winzige Pseudomyzelien.

Pleistozän–Holozän

Im Bereich des Hangfußes liegen an vielen Stellen über 1 m mächtige **deluviale (solifluidale) Sedimente**. Im nördlichen Teil des kartierten Gebietes wurden sie aus erodiertem Boden und kristallinen Gesteinen umgelagert. Ein charakteristischer Aufschluss befindet sich im Wegeinschnitt ca. 360 m nordwestlich der Kote 357 m (RW: 695101, HW: 395727). Es wurden hier 1,5 m mächtige, braune bis hellbraune, kalkfreie, glimmerige, siltig-sandige Tone freigelegt, die scharfkantige Bruchstücke von verwitterten, metamorphen Gesteinen beinhalten. Deluviale Sedimente, die aus den Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation hervorgehen, liegen entlang der linken Talseite am Ausgang des Fuchsberggrabens und auch nördlich der Großen Taffa zwischen Mittergraben und Rotem Graben. Sie beinhalten überwiegend Quarzgerölle. Siltige, schwach lehmige, deluviale Sedimente ohne Schotter liegen entlang

des Taffatales im südlichen Teil der Flur Wechselbreiten und am Fuß des Galgenberges westlich von St. Bernhard. Sie werden vor allem aus äolischen Sedimenten gebildet.

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die Talauen der Großen Taffa und des Baches aus dem Fuchsberggraben. Die Aue der Großen Taffa erreicht am westlichen Rand der Gemeinde St. Bernhard eine Breite von etwa 400 m und verengt sich nördlich der Kirche auf ungefähr 150 m. Diese deutliche Verengung der Aue ist durch das Auftreten widerstandsfähiger Glimmerschiefer entlang des Nordrandes der Gemeinde verursacht. Im Bereich der größten Ausbreitung der Aue gelangten hellgraubraune bis graue, rostfleckige, kalkfreie, siltige Überflutungslehme zur Ablagerung. Diese Lehme wurden auch am linken Rand der Großen Taffa westlich von St. Bernhard erbohrt. In anderen Teilen der Aue überwiegen bis zu 1 m Tiefe hellbraune, fein- bis mittelkörnige, glimmerige, stellenweise siltige Sande. An einigen Stellen wurden etwa in 1 m Tiefe grobkörnige Sande oder Sandschotter festgestellt. In der Aue des Baches aus dem Fuchsberggraben sedimentierten vor allem hellbraune, mittel- bis grobkörnige, stellenweise lehmige, fluviatile Sande und auch Sandschotter.

Deluvio-fluviatile Sedimente bilden einen deutlichen, polyzyklischen Schwemmkegel, der im Norden seinen Ursprung am Ausgang des Kühlen Grabens hat und im Süden an die Aue der Großen Taffa nordwestlich von St. Bernhard anschließt. In diesem Bereich konnten einige partielle Schwemmkegel und dazwischen Reste zeitweilig durchflossener Rinnen erkannt werden. Die Sedimente der Schwemmkegel werden vor allem von Sandschottern gebildet. Die groben Komponenten erreichen gewöhnlich eine Größe von 20 cm (maximal 30 cm), sind scharfkantig bis kantengerundet und werden aus metamorphen Gesteinen (Gneis, Glimmerschiefer und Gangquarz) gebildet. Zwei kleinere Schwemmkegel wurden auch aus den Kristallingraben in die Flur Roseneck und auf die Hänge nördlich vom Roten Graben hinausgetragen. Ein weiterer endet am Mittergraben und schließt an die Aue der Großen Taffa an. Südwestlich von St. Bernhard bilden deluvio-fluviatile Sedimente die Füllung von zwei benachbarten, gelegentlich durchflossenen Tälern im Löss. Es handelt sich um hellbraune bis braungraue, schwach lehmige, unterschiedlich kalkige, siltige Tone. Diese Sedimente bestehen zum Großteil aus erodierten Lössen.

Anthropogene Sedimente wurden auf den Feldern in der Talau der Großen Taffa nordwestlich von St. Bernhard, entlang der Straße nach Poigen, abgelagert. Es handelt sich um Aufschüttungen aus kalkigen, siltigen Tonen mit Steinen bis 50 cm Größe. Die Mächtigkeit der Aufschüttungen erreicht stellenweise bis zu etwa 1,5 m.

Literatur

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.

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

MICHAL VACHEK

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2018 wurde die geologische Kartierung auf Blatt 21 Horn im westlichen Horner Becken, westlich der Linie Altenburg – Strögenger Mühle – Kirche Strögen – Strögen – St. Bernhard fortgesetzt. Die ältesten Gesteine sind metamorpher moldanubischer Gföhl-Gneis, Glimmerschiefer, Serpentin und Amphibolit, die hier den Rand des Horner Beckens bilden. Über diesen Gesteinen liegen lithologisch unterschiedliche fluviatile Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation aus dem Unter- bis Oberoligozän (Kiscellium–Egerium). Die Quartärbedeckung ist bunt und wird von äolischen, deluvialen (solifluidalen), deluvio-fluviatilen und fluviatilen Sedimenten aufgebaut. Die geologische Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in die Tiefe von 1 m durchgeführt.

Kristallines Grundgebirge (Moldanubikum)

Glimmerschiefer bildet die Basis des nördlichen Teiles des aufgenommenen Gebietes. Die Grenze zwischen Glimmerschiefer und Gföhl-Gneis verläuft ungefähr in Richtung Ost–West, in Höhe des südlichen Teiles der Gemeinde Strögen (FRASL et al., 1991). Am besten ist der Glimmerschiefer an der Südseite des Lindgrabens, westlich von Strögen, aufgeschlossen, wo sich einige bis zu 5 m hohe Felsaufschlüsse befinden. Gute Aufschlüsse finden sich auch in einem kleinen, verlassenen Steinbruch an der Südseite des Lindgrabens, nahe der Straße zwischen Strögen und Windburn (BMN M34, RW: 695577, HW: 392956). In der Umgebung dieser Aufschlüsse wurde Glimmerschiefer in Form von verwitterten Eluvien festgestellt. Es handelt sich um grüngraue, graue oder rostig gelbe, häufig glimmerreiche Sande mit einem unterschiedlichen Anteil von Gesteinsbruchstücken bis zu 35 cm Größe in verschiedenen Verwitterungsstufen. Der Glimmerschiefer wechselt häufig mit Amphibolit, wobei sich die größte Einschaltung ca. 50 m nördlich vom Kreuz am Nordhang des Hügels Steinbigl (Kote 363 m) befindet. Dieser Amphibolitzug streicht Ost–West auf einer Länge von etwa 300 m. An einigen Stellen sind hier dunkelgrüngraue, sandige Eluvien dieses Gesteins mit bis zu 40 cm großen Blöcken freigelegt. Etwa 300 m westlich der Kote 363 m (Steinbigl) blieben auf dem nordostexponierten Hang Glimmerschiefer mit einer fossilen Verwitterungskruste erhalten. Es handelt sich um rotbraune, kalkfreie Lehme, die winzige, scharfkantige Quarze und verwitterte Glimmerschieferbruchstücke beinhalten. Die Basis des mittleren und südlichen Teiles des aufgenommenen Gebietes wird von Gföhl-Gneis gebildet. Es treten hier häufig natürliche Felsaufschlüsse auf, wie z.B. an den steilen Hängen beiderseits der Kleinen Taffa, nördlich von Altenburg und im nördlichen Teil der Flur „Eckenstein“. Außerdem finden sich hier steinige Eluvien von Gföhl-Gneis als rostig-graue, braungraue, grüngraue, grüngelbe, glimmerige, kalkfreie Sande. Auf zwei Anhöhen am westlichen Rand von Altenburg konnte in tiefgründig verwittertem Serpentin löchrig angewitterter Chalzedon in Blöcken bis 30 cm Größe festgestellt werden (z.B. RW: 695305, HW: 390167; RW: 695237, HW: 390016; RW: 695016, HW: 390244).

Paläogen–Neogen

Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (Unter- bis Oberoligozän, Kiscellium–Egerium; NEHYBA & ROETZEL, 2010) bilden in dem kartierten Gebiet die präquartäre Füllung des Horner Beckens. Sie kommen großflächig am westlichen Rand des aufgenommenen Blattes, westlich bis nördlich von Altenburg, vor. Weiters sind sie auch in der Umgebung der Kirche von Strögen und einigen kleineren Lokalitäten (z.B. RW: 695811, HW: 391843; RW: 695668, HW: 391238; RW: 696044, HW: 390427) zu finden. In den Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation überwiegen deutlich sandige Schotter. Die Gerölle sind überwiegend wenig gerundet bis kantengerundet und kugelig, seltener diskusförmig. Gut gerundete Quarzgerölle treten selten (ca. 5 %) auf und sind meist nur einige Zentimeter groß. Die Gerölle werden überwiegend von Quarz und in einem geringen Ausmaß auch von Granitoiden und Gneis gebildet und sind meist nicht größer als 25 cm. Die maximal festgestellte Größe beträgt etwa 40 cm. Nordwestlich von Altenburg, im nordwestlichen und südwestlichen Teil der Flur „Eckenstein“, beträgt die Maximalgröße der Gerölle nur 5–8 cm. An einigen Stellen wurden in den Schottern silifizierter Holzstücke gefunden, die größte Anzahl südlich der Straße Altenburg–Mahersdorf. Hier konnten auch Windkanter festgestellt werden (z.B. RW: 694850, HW: 390579). Weitere Vorkommen silifizierter Hölzer wurde in der Nähe des Teichdammes nordwestlich von Altenburg (RW: 694970, HW: 391248) und etwa 150 m nordwestlich der Kirche von Strögen dokumentiert. Eine weniger verbreitete Lithofazies der St. Marein-Freischling-Formation sind feinkörnige Sedimente. Es handelt sich um rostig-graue, blaugraue, grüngraue, stellenweise karminrote, sandige, kalkfreie Lehme mit einem unterschiedlichen Gehalt an Quarzgeröllen. Am meisten sind diese nördlich, nordwestlich und südlich der Kirche von Strögen verbreitet. Kleinere Vorkommen wurden in der Flur „Eckenstein“, nördlich vom Kiliankreuz und nördlich von Altenburg aufgenommen. Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation in sandiger Entwicklung wurden im kartierten Gebiet nur an wenigen Stellen angetroffen, wobei sich der größte Bereich 350–550 m nordwestlich vom Kiliankreuz befindet. Die zweite bedeutendere Lokalität liegt etwa 300–450 m südsüdwestlich der Strögenger Mühle. Die Sande sind hell rostig gelb bis gelbbraun, schlechter sortiert, überwiegend grobkörnig und beinhalten meistens Quarzgerölle.

Pleistozän

Löss ist vor allem im Gebiet nördlich der Kleinen Taffa verbreitet. Eine typische Lössanwehung befindet sich z.B. am südöstlichen Hang des Steinbigl (Kote 363 m), nordwestlich von Strögen. Auf großen Flächen kommt er auch südöstlich von Groß Burgstall und auf den nordöstlich bis östlich exponierten Hängen südlich bis westlich von Strögen vor. Südlich der Kleinen Taffa wurde Löss nur in zwei Bereichen abgelagert. Der erste befindet sich im östlichen Teil der Flur „Eckenstein“, der zweite nordöstlich von Altenburg. Am besten war der Löss in einer Baugrube am westlichen Rand von Strögen aufgeschlossen (RW: 696030, HW: 392985), wo er mit einer Mächtigkeit von 2,5 m direkt auf verwittertem Glimmerschiefer liegt. Der zweite kleinere Aufschluss befand sich in einem Garten ungefähr 250 m nordöstlich der Strögenger Mühle (RW: 696115, HW: 392354). Der Löss ist überwiegend feinsandig und

beinhaltet oft Pseudomyzelien und stellenweise auch Kalkkonkretionen.

Holozän–Pleistozän

Im Bereich des Hangfußes liegen an mehreren Stellen über 1 m mächtige **deluviale (solifluidale) Sedimente**. Ihr Ursprung sind überwiegend erodierte Tone und kristalline Gesteine. Sie wurden in den Gräben südlich und südwestlich der Strögener Mühle, an der Südseite des Lindgrabens im Ortsbereich von Strögen und an den westlichen und nordwestlichen Hängen des Steinbigl (Kote 363 m) kartiert. Es handelt sich um hell- bis dunkelbraune, kalkfreie, sandige bis lehmig-sandige Tone, die scharfkantige Bruchstücke von verwitterten, metamorphen Gesteinen enthalten. Feinkörnigere, deluviale Sedimente ohne Gesteinsbruchstücke sind weniger häufig. Sie wurden zum Beispiel etwa 250 m nordwestlich der Kote 378 westlich von Strögen erbohrt und wurden vor allem aus äolischen Sedimenten gebildet.

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die Talauen der Kleinen Taffa, des Lindgrabens und des rechten, nordwestlich von Altenburg fließenden Zuflusses der Kleinen Taffa (Mahrsdorfer Bach). In der etwa 40 m breiten Aue der Kleinen Taffa südwestlich der Kirche von Strögen liegen hellbraungraue, kalkfreie, sandige Schotter. In der Aue des Lindgrabens östlich von Strögen wurden hellbraune, kalkige, sandig-siltige Hochwassertone in einer Mächtigkeit von 0,6–0,7 m festgestellt. Unter ihnen liegen hellgelbbraune, schwach kalkige, glimmerige, fein bis mittelkörnige Sande bis zur Tiefe von 1 m. In der Aue des nordwestlich von Altenburg fließenden Mahrsdorfer Baches wurden oberhalb des großen Teiches in der Tiefe von 0,5–0,6 m rostig graue, kalkfreie Hochwasserlehme erbohrt.

Deluvio-fluviatile Sedimente wurden in kleineren, zeitweise durchflossenen Tälern abgelagert. In den Tälern südwestlich von St. Bernhard und südlich von der Lokalität Windburn sind es hellbraungraue, schwach lehmige, unterschiedlich kalkige, glimmerige Silttone und Silte. Sie stammen zum Großteil aus erodierten Lössen. Einen ähnlichen Charakter haben auch Sedimente in der Senke, die von Nordwesten gegen Südosten durch Altenburg verläuft. Die Füllung des Seitentales am rechten Ufer des Teiches nordwestlich von Altenburg bilden rostig graue, unterschiedlich lehmige, kalkfreie Sande.

Anthropogene Sedimente wurden an einigen kleineren Lokalitäten festgestellt. Deponien von Aushubmaterial und Bauschotter befinden sich in einer alten Sandgrube nordwestlich von Altenburg, an der Straße nach Groß Burgstall (RW: 695110, HW: 391330) und nördlich der Lokalität Windburn (RW: 695070, HW: 393520). Weitere anthropogene Anschüttungen sind der Straßendamm der Landesstraße B2 (Waldviertler Straße) östlich von Groß Burgstall und der Teichdamm etwa 1,4 km nordwestlich von Altenburg.

Literatur

FRASL, G., FUCHS, G., HÖCK, V., ROETZEL, R., STEININGER, F., VASICEK, W. & VETTERS, W. (1991): Geologische Karte Blatt 21 Horn. – 1 Manuskriptkarte, Maßstab 1:25.000, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 08063-ÖK25V/21-3]

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.

Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

Bericht 2017–2018 über geologische Aufnahmen in der Molasse auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

STJEPAN ĆORIĆ

Der Schwerpunkt der geologischen Aufnahmen auf Blatt 68 lag in den Jahren 2017 und 2018 im Nordteil des Kartenblattes, wo die Molassesedimente aus dem Oligozän und dem Untermiozän auftreten.

Die Sedimente des Egeriums sind östlich der Krems und in Gräben bei Strienzing verbreitet und können der **Puchkirchen-Formation** zugeordnet werden. Stark siltige, Geröll führende Mergel („Rosinenmergel“) im Trogederbach (Diepersdorf; Koordinaten in BMN 31, RW: 509808, HW: 318054) konnten der Unteren Puchkirchen-Formation zugeordnet werden. Diese grauen, flachliegenden Mergel enthalten eine reiche kalkige Nannoflora, mit sehr häufigem

gem *Cyclicargolithus floridanus* sowie mit *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites hesslandii*, *Pontosphaera multipora*, *Pontosphaera rothi* und *Reticulofenestra lockeri*, die für eine Einstufung in das obere Kiscelium bis untere Egerium (Nannoplanktonzonen NP24/25 nach MARTINI (1971)) spricht. Das Auftreten von benthischen Foraminiferen wie *Bolivina versatilis* HOFMANN, *Uvigerina steyri* PAPP, *Uvigerina vicksburgensis* CUSHMAN & ELLISOR, zusammen mit planktonischen Foraminiferen wie *Globigerina wagneri* RÖGL und *Globigerina steiningeri* RÖGL, verweisen ebenfalls auf das untere Egerium (Bestimmungen: C. RUPP, Geologische Bundesanstalt).

In mehreren Gräben zwischen Strienzing und Höllbachgraben treten gut geschichtete, graue Silte und siltige Mergel mit cm-mächtigen Feinsandsteinlagen auf. Diese Vorkommen zeigen nach Westen gerichtete Fallwinkel von 10° bis 20°, nur im Graben nördlich Maisdorf, unmittelbar am Kontakt zum Rhenodanubikum, treten Fallwerte auf, die mittelsteil mit 60° nach Westen gerichtet sind. Die

angrenzenden Sedimentgesteine des Rhenodanubikums (Greifenstein-Decke) gehören zur Altlenzbach-Formation (Maastrichtium).

Die oben erwähnte Sedimentabfolge enthält eine reiche Vergesellschaftung von kalkigen Nannofossilien mit *Cyclargolithus floridanus* sowie mit *Cyclargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites heslandii*, *Pontosphaera desueta* etc., wodurch die Einstufung in die Zonen NP24/25 belegt ist. Eine reiche, von C. RUPP bestimmte Mikrofauna mit planktonischen und benthonischen Foraminiferen ermöglichte die Einstufung in das obere Kiscellium bis untere Egerium (Untere Puchkirchen-Formation). Benthonische Foraminiferen sind durch folgende, stratigrafisch wichtige Formen vertreten: *Bolivina floridanaformis* MEHRNUSCH, *Uvigerina rudlingensis* PAPP, *Uvigerina steyri* PAPP, *Eoeponidella ampliportata* REISER. Das Plankton ist vertreten durch: *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *Globigerina wagneri* RÖGL und *Bolliella navazuensis* (MOLINA).

Eine Probe aus einer für den Ausbau der Kremstalbahn abgeteuften Bohrung (KB 17; RW: 508704, HW: 317745; Bohrmeter: 22,3–22,4) enthält eine kalkige Nannoplanktonvergesellschaftung mit *Cyclargolithus abisectus*, *Pontosphaera enormis* etc. und konnte in die Zone NP25 eingestuft werden (KRHOVSKY in HOFMANN & HOMAYOUN, 1994). Eine arme Foraminiferenfauna mit *Nodosaria ortenburgensis* REISER, *Bulimina arndti* HAGN, *Rectuvigerina elegans* (HANTKEN), *Uvigerina cichai* REISER, *Almaena osnabrugensis* (ROEMER) sowie die planktonische Art *Globigerina wagneri* RÖGL ermöglichen die Einstufung in das obere Kiscellium bis untere Egerium (RUPP in HOFMANN & HOMAYOUN, 1994).

Im Sulzbachtal, nördlich Adlwang auf ÖK-Blatt 50 Bad Hall (RW: 515609, HW: 318655), konnten auch die Sedimente des Egeriums auskartiert werden. Die grauen Silte und siltigen Mergel enthalten eine reiche Nannoplanktonvergesellschaftung mit *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Pontosphaera desueta*, *Triquetrorhabdulus carinatus* etc. und konnten der Puchkirchen-Serie zugeordnet werden (NP25 – untere NN2). Diese Sedimente wurden hier von der Greifenstein-Decke des Rhenodanubischen Deckensystems überschoben.

Westlich der Krems, zwischen Brandhub und Penzendorf, können miozäne Ablagerungen der **Hall-Formation** (Eggenburgium) der autochthonen Vorlandmolasse zugeordnet werden. Westlich von Wartberg an der Krems (Penzendorf) konnten in mehreren Grabeneinschnitten Aufschlüsse mit flachliegenden grauen, gut geschichteten Silten und siltigen Mergeln auskartiert werden. Diese Sedimente enthalten eine reiche und gut erhaltene kalkige Nannoplanktonvergesellschaftung mit *Helicosphaera ampliapertura*, *Helicosphaera carteri* und *Reticulofenestra pseudumbilicus*, die eine Einstufung in den oberen Teil der Zone NN2 oder in die Zone NN3 erlauben. Mikrofaunen mit *Uvigerina posthantkeni* PAPP, *Lobatula lobatula* (WALKER & JACOB), *Heterolepa dutemplei* (D'ORBIGNY), *Globigerina steiningeri* RÖGL und *Cassigerinella globulosa* (EGGER) sind dem Eggenburgium zuzuordnen (Bestimmungen von C. RUPP).

Eine nördlich der Blattgrenze auf ÖK-Blatt 50 Bad Hall für den Bahnausbau abgeteuft Bohrung (KB 6; RW: 508625, HW: 318379; Bohrmeter: 9,5) enthält ebenfalls *Helicosphaera ampliapertura* (KRHOVSKY in HOFMANN & HOMAYOUN, 1994) und kann auch in den oberen Teil der Zone NN2 oder in die Zone NN3 eingestuft werden.

Ein Bauaufschluss (RW: 507779, HW: 317370, Höhe: 419 m) konnte südlich von Pöllhub aufgenommen werden. Im unteren Teil der Baugrube stehen dunkelgraue, tonige, sehr glimmerreiche Schluffe an, die auf Grund der Anwesenheit von *Helicosphaera ampliapertura* in die obere Zone NN2 oder in die Zone NN3 eingestuft wurden. Diese Sedimente enthalten eine reiche kalkige Nannoflora mit *Coccolithus pelagicus*, *Cyclargolithus floridanus*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera multipora*, *Helicosphaera vedderi*, *Reticulofenestra excavata*, *Reticulofenestra pseudumbilicus* und *Sphenolithus conicus*. Es konnten auch Umlagerungen aus dem Eozän/Oligozän (*Coccolithus formosus*, *Criboecentrum reticulatum*, *Dictyococcites heslandii*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Zygrhablithus bijugatus* etc.) und der Oberkreide (*Broinsonia parca* subsp. *constricta*, *Micula staurophora*, *Watznaueria barnesiae* etc.) nachgewiesen werden.

Darüber traten mit einer Mächtigkeit von maximal 2,5 m Fein- bis Grobkiese, Steine und Blöcke auf, die in einer braunen sandigen Matrix eingelagert sind. Die großen Blöcke, die überwiegend aus angerundeten Sandsteinen der Greifenstein-Decke und kalkalpinen Komponenten bestehen, verkörpern die Moränenablagerungen. Den Abschluss bis zur Geländeoberkante bilden braune, tonige Schluffe mit vereinzelt gerundeten Kieskomponenten. Diese vorwiegend pelitischen Ablagerungen können als die Deckenlehme bezeichnet werden.

Literatur

HOFMANN, T. & HOMAYOUN, M. (1994): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme zum Projekt Neue Bahn mit Schwerpunkten auf umweltrelevante und rohstoffwissenschaftliche Auswertungen und die Aufschlussarbeiten in der oberösterreichischen Molassezone. – Jahresbericht 1993, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-009, 32 S., Wien [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 10255-R]

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

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Gebiet Weißenbach (Oberösterreichische Voralpen/ Totes Gebirge) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

THOMAS HORNING
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Weißenbach“ auf dem BMN-Kartenblatt 68 Kirchdorf an der Krems erfolgte von Mai bis September 2018. Die nördliche Gebietsgrenze verläuft knapp südlich des Steyrlinger Tals von der Preisegg bis Hübach, die Westgrenze von Mangstretth bis zum Wasserfall in der Hinteren Hungerau in den Nordflanken des Gürtlerspitz (Teil der Ostgrenze von Blatt 67 Grünau im Almtal). Die Südgrenze verläuft an den Nordhängen des Toten Gebirges vom Hühnerboden zum Haring, über das tief eingeschnittene Steyrtal hinweg zum Tamberg bis zum Lainberg im Teichltal. Die Ostgrenze

ze verfolgt die Teichl vom Stummergut bis zum Bahnhof Steyrling südlich von Preisegg. Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der Geologischen Bundesanstalt (GBA) zur Verfügung:

- Geologische Karte von Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal (EGGER & VAN HUSEN, 2007),
- Historische Manuskriptkarte von Österreich 1:75.000 (GEYER & ABEL, 1913),
- Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR et al., 2006),
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (RUPP et al., 2011) sowie
- Quartärgeologische Manuskriptkarte am Südrand des Sengengebirges (Steyr-Teichl-Rettenbach) (VAN HUSEN, 2017).

Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das etwa 41 km² große Kartiergebiet mit der eingearbeiteten und an das digitale Geländemodell angepassten Geländeaufnahme von VAN HUSEN (2017) umfasst den Nordostabfall des Toten Gebirges knapp südlich des ersten Hauptgipfelkammes und wird durch die Täler von Steyrling und Teichl im Norden bzw. Nordosten begrenzt. Die höchste Erhebung des Kartiergebietes ist der 1.366 m hohe Lärchstock. Weitere markante Erhebungen des Untersuchungsraumes sind der Hühnerboden (1.229 m), der Habichtkogel (1.142 m), die Hochflora (1.151 m), der Fuchskogel (1.107 m), der Haring (1.107 m) und – unmittelbar über dem Teichtal – der Keferspitz (1.061 m), sowie der Weißenberg (1.084 m). Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert die nach Norden fließende Steyr mit 493 m ü. A. auf Höhe „Bahnhof Steyrling“.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich über die Steyr. Die beiden größten Zuflüsse des Gebietes sind der Weißenbach und der Ötzbach. Beide Zuflüsse entspringen am Nordabfall des Toten Gebirge, vereinigen sich im unteren Hühnerzipf und fließen nördlich von Laaberg in die Steyr.

Das Klima des Areal wird entscheidend durch die Topografie bestimmt und kann als feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Bedingt durch den oftmaligen Wolkenstau am Kalkalpen-Nordrand fällt im bewaldeten Mittelgebirge zwischen Totem Gebirge im Süden und dem Sengengebirge im Nordosten für die Höhenlage relativ viel Niederschlag und Schnee. Allenfalls die nördlich vorgelagerte Kremsmauer der oberösterreichischen Kalkvoralpen nördlich des Steyrlinger Tales hält einige Niederschlagsfronten ab.

Der Untersuchungsraum erlaubt Einblicke in zwei tektonische Bauelemente der Nördlichen Kalkalpen: beinahe das gesamte Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der tirolischen Totes Gebirge-Decke, lediglich ein kleiner Abschnitt nordöstlich des Keferspitz gehört zum Südteil der überschobenen, gleichfalls tirolischen Staufen-Höllengebirge-Decke.

Schichtenfolge

Totes Gebirge-Decke (Tirolikum)

Trias

Gutenstein- und Steinalm-Formation

Pelsonium (unteres Anisium)

Die älteste im Kartiergebiet erschlossene Schichtfolge ist im Stirnbereich der Totes Gebirge-Decke nur an zwei Örtlichkeiten erschlossen. Das kleinere Vorkommen liegt an der westlichen Blattgrenze unweit westlich des Forsthauses im Brunntal, der bedeutend größere flächige Ausbiss unmittelbar nordöstlich des Keferspitz. Aufgrund der stets starken Verfaltung, lokalen Duplex oder gar Triplex und tektonischen Begrenzung der Gutensteiner Kalke im Brunntal sowie nordöstlich des Keferspitz an der Stirn der Totes Gebirge-Decke ist eine Abschätzung der Maximummächtigkeit schwierig bis unmöglich, dürfte allerdings ursprünglich zwischen 100 und 150 m gelegen haben (siehe auch EGGER, 2007).

Das Alter der Gutenstein-Formation ist aufgrund von Conodontenfunden (*Paragondolella bifurcata*) vom Kasberg (Blatt 67 Grünau im Almtal) mit dem oberen Pelsonium anzugeben.

Während die Kalke der Gutenstein-Formation im Brunntal weitgehend schuttüberdeckt sind und dort nur indirekt über Lesesteine nachgewiesen werden können, erschließt der Fahrweg von Habach an der Steyr zur Jagdhütte auf dem Keferspitz vor allem an den nordseitigen Spitzkehren intensiv verfaltete, auffallend dünnbankige dunkelgraue bis schwarzgraue Mikrite. Der frische Anschlag riecht anfänglich stets stark bituminös – der Geruch verflüchtigt sich nach kurzer Zeit. Bankinterne Laminite können vorkommen, sind allerdings nicht die Regel. Sparitverheilte Klüfte treten in deutlich reduzierter Zahl gegenüber den hangenden Kalken der Reifling-Formation auf. Einige wenige Lesefunde von hellen, nicht bituminösen Steinalm-Kalken sowohl vom Brunntal (unterhalb von Mangstleith) als auch vom Keferspitz belegen Einschaltungen von riffogenen Kalken der Steinalm-Karbonatrampe. Das weitgehende Fehlen dieser Lithofazies im übrigen Untersuchungsraum ist faziell zu erklären – vermutlich lag das Gutensteiner Becken im Bereich Brunntal-Steyrling-Keferspitz so tief, dass es nur die distalsten Progradationsspitzen der Steinalm-Karbonatplattform erreichten.

Reifling-Formation

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Die Reifling-Formation konturiert als beckenwärtiges Fazies-Äquivalent der Wetterstein-Formation mit einem ca. 500 m breiten Band den Außenrand einer großen Muldenstruktur („Hühnerzipf-Synklinale“) mit SSE-fallender Faltenachse. Der Nordwestschenkel verläuft zunächst in SW-NE-Richtung und biegt in Lengau im Steyrlinger Tal in ESE-Richtung um, erreicht die südlichen Ausläufer der Ortschaft Steyrling (hier als Stirnbereich der Totes Gebirge-Decke) und zieht nachfolgend über Riegleralpe und Keferspitz bis knapp nördlich Habau – ihre Fortsetzung findet sich jenseits der vermuteten Steyrtal-Störung (höchstwahrscheinlich als dextrale Seitenverschiebung ausgebildet) an der Südflanke des Falkensteins und zieht – größtenteils von quartären Deckschichten verborgen – im Teichtal bis St. Pankraz. Aufgrund ihrer erosiven Widerstandsfähigkeit

und sehr steilen bis saigeren Lagerung ist die Reifling-Formation vor allem am Keferspitzen wandbildend und formt steile Geländerippen mit teilweise zehnermeterhohen aufragenden Wänden.

Die Gesteine der Reifling-Formation sind als satt- bis dunkelgraue, meistens dünn-, seltener mittelbankige Kalke (0,5–3 dm, selten bis 7 dm) mit leicht welligen Schichtflächen zu beschreiben. Die typische Hornsteinführung ist überall gegeben, kann jedoch bankweise von „selten“ bis „überaus häufig“ variieren. Bankintern lässt sich eine stärkere Zerklüftung (oft als Netzwerk sparitverheilte Klüfte erhalten) sowie ein deutlich herabgesetzter bis fehlender Bitumengehalt feststellen.

Aufgrund der starken formationsinternen, oft parasitären Verfaltung ist eine zuverlässige Angabe der Maximalmächtigkeit nicht zu treffen – sie dürfte sich analog EGGER (2007) bei rund 100 m bewegen.

Das Alter der Basis der Reifling-Formation kann mit den Conodonten *Neogondolella cornuta* und *Neogondolella praeszaboi* nach EGGER (2007) mit dem unteren Illyrium angegeben werden. Das Top der Formation wurde durch *Gladigondolella tethydis* oft mit dem oberen Ladinium definiert. Diese Conodontenspezies reicht jedoch nach aktuelleren Untersuchungen noch in das untere Karnium („Cordevolium“ oder Julium 1) (HORNUNG, 2007).

Wetterstein-Formation, Wettersteindolomit

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Kalk- und Dolomitsteine der Wetterstein-Formation konturieren die nach SSE abtauchende Hühnerzipf-Synklinale im Geländeausbiss mit einem bis zu 1.700 m breiten Band. Dabei erscheint im Kartenbild der Nordwestschenkel mächtiger, als der nur ca. 300 m breite Nordostschenkel, wobei dieser allerdings in einem Bereich von der Riegleralpe zum Keferspitzen nahe der Stirn der Totes Gebirge-Decke höchstwahrscheinlich tektonisch durch eine oder mehrere Überschiebungsbahnen reduziert wird. Während der „klassische Wettersteinkalk“ lediglich in zwei kleinen schmalen, WNW–ESE streichenden Geländerücken beiderseits des Eingangs des Steyrtales nahe des Weilers „Steyrbrücke“ erhalten ist, wird der flächenmäßig größte Teil von Wettersteindolomit gebildet. Die im Gegensatz zum Wettersteinkalk nur geringe Erosionsbeständigkeit der dolomitischen Variante ließ ein flachkuppiges, stark bewaldetes Relief von ausgeprägtem Mittelgebirgscharakter entstehen, das im starken Kontrast zur östlich gelegen und deutlich höher aufragenden verkarsteten Platte des Sengengebirges steht. Die beiden kleinen Kalkstein-Züge beiderseits Steyrbrücke mit fast saiger stehendem Wettersteinkalk bilden zwei markante Geländerücken, die allerdings nur wenige Dutzend Meter über das Teichl- und Steyrtal aufragen. Der breite Ausbiss im Nordwestschenkel der Hühnerzipf-Synklinale impliziert große Mächtigkeiten – jedoch deuten lokal stark variierende Einfallswinkel auf eine mitunter starke sekundäre Verfaltung hin. Die wahre Mächtigkeit der Wetterstein-Formation in der Hühnerzipf-Synklinale wurde in den Profilen mit maximal 600 m konstruiert.

Die Erhebungen südlich des Tales Haselbach–Paukenhasel–Zellingeralpe bilden bereits den Nordabfall des Toten Gebirges und werden ebenfalls aus dolomitisch dominierter Wetterstein-Formation aufgebaut. In dieser zunächst

WNW–ESE verlaufenden, an der Paukenhasel nach Südost abknickenden Linie liegt die Überschiebungsbahn der Lärchstock-Scholle, welche die Hühnerzipf-Synklinale nach Süden hin tektonisch amputiert. Hier werden noch etwas größere Mächtigkeiten von bis zu 1.000 m erreicht, wenngleich diese im Profil konstruierten Werte durch im Gelände nicht lokalisierbare Intern-Überschiebungen auch vorgetäuscht sein könnten.

Der flächig erschlossene Wettersteindolomit ist im Gelände oft nur aufgrund seiner hellgrauen bis weißlichen Färbung vom ganz ähnlichen Hauptdolomit zu unterscheiden – von enormer Wichtigkeit ist aus diesem Grund seine stratigrafische Position im Liegenden eines schmalen Bandes an Mergeln und kalkigen Sandsteinen der hangenden Lunz-Formation, das im nächsten Abschnitt kurz besprochen wird. Neben der auffallenden, hellen Gesteinsfärbung sind weitere Charakteristika der leichten, nur an einer geringen Salzsäure-Reaktion erkennbare Kalkgehalt. Oft sind die abiogenen bzw. biogenen Primärstrukturen (Bankung bzw. zerfallenen Kalkalgenresten) noch erkennbar und machen zusammen mit der stratigrafischen Position eine Zuordnung zur Wetterstein-Formation zwingend. Teilweise jedoch liegen die Schichtfolgen in stark tektonisierter Form vor, was einen massigen Charakter hervorruft.

Das im benachbarten Sengengebirge in Teilbereichen sichtbare, allerdings aufgrund der Unzugänglichkeit vieler Areale nicht konsistent auskartierbare Fazieschema von basal ausgebildeten, detritusreichen allodapischen „Wetterstein-Übergangskalken“ sensu KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ (1967), „Raming-Subformation“ sensu TOLLMANN (1966) und LEIN (1989) sowie gebankter „Lagunenfazies“ und massiger „Rifffazies“ lassen sich aufgrund des nur kleinräumig ausgebildeten Ausbisses im diesjährigen Kartier-Areal nicht anwenden. Die im unmittelbar Hangenden der Lunz-Formation erschlossenen Kalke sind ausgesprochen schlecht gebankt und zeigen meist einen massigen Charakter, lassen sich jedoch mit einem hohen Kalkgehalt als klassische Wettersteinkalke charakterisieren. An den meterhohen Kalk-Klippen am Schölblberg stehen autochthone Sedimente in Form von bioklastischen, Kalkalgen führenden Riffkalke an (im Wesentlichen *Tubiphytes*-Bind- und Bafflestones mit *Dasygladaceen*). Teilweise werden bereichsweise gut sichtbare Primärstrukturen andernorts durch sekundäre Dolomitisation, Mikritisierung und Sammelkristallisation verwischt.

Wichtigste Kriterien für ein Erkennen der Wettersteinkalke im Gelände sind eine hellgraue, beinahe weißliche Gesteinsfarbe, ein hoher Karbonatgehalt (starke Reaktion mit verdünnter Salzsäure), zum Teil große Bankmächtigkeiten bis hin zu Massenkalken, große Gesteins Härte und ein „verbrannter“ Geruch im Anschlag mit dem Hammer. In den Bänken können loferitische Sedimentmerkmale auftreten. Hin und wieder finden sich auch intraformationelle Brekzien, nicht zu verwechseln mit sekundär tektonisierten Bereichen. Erstere sind eher durch synsedimentäre Vorgänge wie etwa Spaltenbildung und Verfüllung mit Resedimenten entstanden.

Die Liegendgrenze der Wetterstein-Formation zur Reifling-Formation ist im Kartiergebiet nicht als scharfe Grenze, sondern als allmählicher faziieller Übergang ausgebildet, der am besten entlang des Fischbaches knapp westlich des Keferspitzen nachvollzogen werden kann. Die sedi-

mentäre Obergrenze der Wetterstein-Formation ist in der Hühnerzipf-Synklinale mit der Lunz-Formation zwar überall vorhanden, wenngleich sehr schlecht und nur an einigen Bereichen erschlossen und muss teilweise morphologisch (schmale Geländedepressionen, Rinnen, Gräben etc.) bzw. pedologisch bzw. ökologisch (feuchte, schwere und lehmige staunasse Böden, lokale Vernässungszonen) eingegrenzt werden. Zum Zeitpunkt der Geländeaufnahme gab es keinen Aufschluss der unmittelbaren, meist sehr scharf gezogenen Liegendgrenze („Reingrabener Wende“ sensu SCHLAGER & SCHÖLLBERGER, 1974). So ist die in diesem stratigrafischen Niveau in vielen Bereichen der Nördlichen Kalkalpen vorkommende Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit, siehe auch ARTHOFER, 1998) im Untersuchungsraum nicht erschlossen.

Die besagte Liegendgrenze des Wettersteinkalkes wird in PILLER et al. (2004) mit der Basis des Illyriums (oberes Anisium), die Obergrenze in älterer Literatur oft mit der Grenze Ladinium/Karnium angegeben. Neuere multistratigrafische Untersuchungen und Faziesraum-übergreifende Korrelationen sprechen jedoch eher dafür, dass die Wettersteinkalk-Entwicklung bis in das untere Karnium hineinreicht und erst im unteren Julium (= Cordevolium) endet (HORNUNG, 2007).

Lunz-Formation: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine

Julium (unteres Karnium)

Die Lunz-Formation bildet das stratigrafisch unmittelbar Liegende des Hauptdolomites. Sie zieht als nur wenige Meter mächtiges Band vom Haselbach im SSW gegen den Habichtkogel im NNW und weiter zur Ebner Jagdhütte, wo entlang des Forstweges zur Riegleralpe einige wenige, meist nur kleinräumige Aufschlüsse bestehen. Westlich der Riegleralpe biegen die Schichten um mehr als 90° in südöstliche Richtung um, erreichen den Fischbach und folgen dem Grund eines Sekundärtales zwischen Keferspitz und Weißenberg zur Einsattelung am Schlagbauernreith. Danach ziehen sie sich – komplett schuttüberdeckt – weiter in südöstlicher Richtung bis nach Steyrbrücke zum Schölmberg und höchstwahrscheinlich weiter bis in das breite Teichtal. Das nur an wenigen Fixpunkten nachweisbare Vorkommen zeichnet damit in eindrucksvoller Weise die Hühnerzipf-Synklinale nach. Neben diesem zwar von Deckschichten weitgehend verborgenen, aber konsistent verfolgbar und deswegen tektonisch vermutlich kaum reduzierten oder gar amputierten Vorkommens tritt die markante Lunz-Formation nur noch an zwei weiteren isolierten Stellen im Kartiergebiet auf: Überraschenderweise fand sich ein kleiner Aufschluss im zentralen Bereich der Hühnerzipf-Synklinale unweit nordwestlich des Heindlbodens unter der Habacher Reith entlang eines neu gebauten Zufahrtweges zu einer Almhütte. Zwar ist das Vorkommen nördlich wie südlich tektonisch begrenzt und eventuell auch etwas emporgequetscht, zeigt aber, dass die Hühnerzipf-Synklinale im Muldenkern eine weitspannige tektonische Verfaltung besitzen dürfte, so dass die Lunz-Formation als stratigrafisch Liegendes des Hauptdolomits zumindest in diesem Bereich in steilstehenden Antiklinalkernen wieder zutage tritt. Ein weiterer kleiner Ausbiss besteht ganz im Osten des Kartiergebietes östlich des Lainberges, vermutlich als ostwärtige Fortsetzung des Ostschenkels der Hühnerzipf-Synklinale. Hier treten – ver-

mutlich begrenzt durch die Windischgarstener Seitenverschiebung – stark zerwürgte Lunzer Tonsteine sowie einzelne Sandsteinbänke zutage.

Die Lunz-Formation liegt in der Hühnerzipf-Synklinale als nur wenig mehr als 10 m mächtiger Sedimentstapel von Ton- und Schluffsteinen vor. Diese haben unverwittert eine ausgeprägt schwarzgraue, teilweise in das Bläulich- bis Stahlgrau gehende Färbung. Der enthaltene Anteil an (Hell) Glimmern ist makroskopisch stets sichtbar, der Karbonatgehalt mit verdünnter Salzsäure im Gelände leicht feststellbar. Letzteres unterscheidet sie von den Reingrabener Schiefnern, die gänzlich karbonatfrei beispielsweise in der Kaltau südlich der Kremsmauer auftreten (HORNUNG, 2014). In die metermächtigen Mergelpakete schalten sich gegen das stratigrafisch Hangende immer mächtiger werdende Toneisenstein- bzw. Hellglimmer führende Sandsteinbänke ein. Die Toneisensteine zeigen mitunter eine auffallend ockerfarbene bis ockerorangefarbene Tönung, die Sandsteine teilweise orangene Verwitterungsfarben auf den Bruchflächen. Diese Färbungen sind Folge von oxidierendem hohen Eisen- und Pyritgehalt (Limonit).

Obgleich wenig erosiv widerstandsfähig, ist die Lunz-Formation mit Tonen, Mergeln und geringmächtigen (Karbonat)Sandstein-Zwischenlagen stets konkordant zwischen stratigrafisch liegenden und hangenden Lithologien erschlossen. Am besten zugänglich sind die Schichten entlang der Fahrstraßen von der Riegleralpe zur Jagdhütte Ebner sowie vom Fischbach zur Schlagbauernreith. Die Hangendgrenze zum Hauptdolomit ist östlich des Schlagbauernreith-Sattels erschlossen.

Hauptdolomit-Formation, Hauptdolomit-Formation in kalkiger Ausbildung

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Neben der Wetterstein-Formation ist der Hauptdolomit im Kartiergebiet die dominierende Lithologie der Totes Gebirge-Decke und im Kern der Hühnerzipf-Synklinale flächig erschlossen. Die hohe Verwitterungsanfälligkeit des Hauptdolomits bedingt – gleich wie in der liegenden, dolomitisch dominierten Wetterstein-Formation geringe Gipfelhöhen und ein flach welliges, kupiertes und zudem stark bewaldetes Oberflächenrelief. Der Hauptdolomit wird am Haring ganz im Süden der Hühnerzipf-Synklinale von Plattenkalk und Kössen-Formation überlagert – auf der nördlich angrenzenden Staufen-Höllengebirge-Decke sind diese Schichtfolgen nicht mehr erhalten und bereits erodiert.

Sowohl Monotonie als auch das Fehlen von charakteristischen Leitbänken in den drei untergliederbaren Abschnitten des Hauptdolomits machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit schwierig – im Kartiergebiet dürften sich die Maximalwerte bei etwa 1.200 m bewegen.

Der Hauptdolomit liegt im Kartiergebiet typischerweise als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt teilweise in gut gebankter Form wie am Ende des Forstweges südöstlich der Hochflora über dem Weißenbach auf, teilweise auch undeutlich geschichtet bis massig und sandig anwitternd wie an der Forststraße von der Riegleralpe zur Jagdhütte Ebner mit noch erkennbaren primären Sedimentgefügen. Diese Lithologie-Typen treten oft

isoliert auf, können aber durchaus in enger Verzahnung entlang eines Aufschlusses nebeneinander vorkommen.

In gebankter Fazies sind die Schichtflächen meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt die Formation in typisch rhombisch-stengelige, cm-große Fragmente. Makroskopisch sind die Dolomite taub bis sehr fossilarm – im Zuge der Kartierarbeiten konnten keine Makrofossilien gefunden werden.

Neben der „klassischen“, rein dolomitischen Ausbildung kommt an einer Position im Kartiergebiet eine massige, kalkige Variante vor. Dieses Vorkommen von „kalkigem Hauptdolomit“ bildet eine isolierte, aufgrund der höheren Erosionsbeständigkeit herauspräparierte rundliche Erhebung ziemlich genau südlich der Jagdhütte Ebner. Dieser Lithotyp ähnelt meistens von Habitus und erkennbarer Mikrofazies stark dem „klassischen“ Hauptdolomit s.l., zeigt aber eine erkennbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure. Diese ist allerdings i.d.R. geringer als im Platten- und Dachsteinkalk und spricht für einen deutlich verringerten Karbonatgehalt. Dabei ist die stratigrafische Position im Untersuchungsgebiet wie bereits in HORNING (2017c) beschrieben, eher im unteren Abschnitt nahe der liegenden Lunz-Formation.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und teilweise mangelnder Aufschlüsse lässt sich der Hauptdolomit im Untersuchungsraum kaum bis nur unzureichend untergliedern. Lithologische Marker wie bituminöse, dunkle Dolomite mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden im Untersuchungsgebiet im Gegensatz zu den weiter westlich angrenzenden Gebieten nicht gefunden. Typische Faziesmerkmale des Hauptdolomits wie Loferite des Mittleren und Oberen Hauptdolomits sensu ENOS & SAMANKASSOU (1998) treten ebenfalls nur punktuell auf. Einzelne Dolomitbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromatactis),
- granulare feinen Karbonatschlamm [(Pel)Mikrite],
- aufgearbeitete kleine Plättchen aus vorverfestigtem Karbonatschlamm (Mud-Chips),
- wahrscheinlich in Strandnähe gebildete kleine kugelige Konkretionen (Pisoide),
- spindelförmige Porenräume, die nachträglich mit grobem Kalzit auskristallisiert wurden (sparitisch gefüllte „birdseyes“) sowie
- reliktsch erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmatten und Micromounds („Mikro-Riffe“; für weitere diesbezügliche Informationen siehe FLÜGEL, 2004).

Die im Hauptdolomit vorkommenden Lithotypen sprechen für einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal – ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtenfolge vor allem durch periodische Meeresspiegelschwankungen, die durch das gesamte Norium hindurch auftraten. So vertreten massige Bereiche eher das Subtidal, die zuvor erwähnten Loferite mit Stromatactis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoliten und sparitisch gefüllten „birdseyes“ hingegen das Supratidal der Spritzwasserzone.

Da biostratigrafische Methoden mit Conodonten und Ammoniten im fossilarmen Hauptdolomit versagen, bleibt nur eine sequenz- und lithostratigrafische Korrelation mit datierbaren Bereichen, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Die Obergrenze der Raibl-Formation – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – kann-

te sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNING, 2007). Das Top des Hauptdolomits liegt nach PILLER et al. (2004) am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Hauptdolomit-Intraplattform-Sedimenten der Seefelder Schichten Tirols gestützt (DONOFRIO et al., 2003).

Über das ganze Gebiet verteilt mangelt es nicht an künstlichen Aufschlüssen, die sich vor allem entlang der Forstwege als Weganrisse oder teilweise auch als kleine Gruben zur Gewinnung von Wegeschotter finden.

Plattenkalk und Dachsteinkalk

Alaunium bis Sevatium (oberes Norium)

Lediglich am Haring nahe der Südgrenze des Kartiergebietes ist mit dem Plattenkalk das stratigrafisch Hangende des Hauptdolomits in einer kleinen lokalen Synklinale erschlossen. Dessen lithologische Ausprägung ist jedoch keine klassische, rein dünnbankige Form, sondern wird eher durch mittel- bis dickbankige Sequenzen vertreten, die bereichsweise an tektonisierten Dachsteinkalk erinnern.

Geschuldet den rasch wechselnden faziellen Übergängen und auch internen, oft parasitären Verfaltungen sind Aussagen über die Maximaldicke des Plattenkalks schwierig – sie dürfte in den o.a. Bereichen bei maximal 30 m liegen.

Die Platten- und Dachsteinkalke vom Haring sind entlang der auf den Berg führenden Forststraße sehr gut erschlossen und lassen – wie oben beschrieben – eine ausgesprochene Mittel- bis Dickbankigkeit mit ebenen Schichtflächen erkennen. Es handelt sich um hellgraue, muschelrig brechende und scherbzig verwitternde, fossilführende Mikrite mit sparitverheilten Klüften. Teilweise kann bankintern eine stromatolithische Lamination wie im Hauptdolomit auftreten. Grundsätzliche Unterscheidungskriterien zu letzterem sind einerseits der konsistent hohe Kalkgehalt und die damit verbundene sichtbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure, der muschelrige Bruch, die hellere Gesteinsfarbe, eine deutlichere Bankung sowie markant erhöhter Fossilgehalt.

Da die Mächtigkeit einzelner Horizonte kleinräumig zwischen dünn- und dickbankig wechseln kann, wurden sensu EGGER (2007) „Plattenkalk“ und „Dachsteinkalk“ auch in diesem Kartiergebiet zu einer lithologischen Kartiereinheit zusammengefasst. Der Ablagerungsraum dürfte im Gegensatz zum lagunär gebildeten Hauptdolomit entlang einer etwas tieferen, beckenwärtig führenden Rampe bzw. an kleinen, leicht erhabenen Patchreefs gelegen haben – das rasche Auskeilen bzw. die Diskontinuität der Kalkvorkommen spricht für ein ehemals stark zergliedertes submarines Relief.

Zeitlich gesehen dürfte die Ablagerung der hier beschriebenen Kalksequenzen im oberen Bereich der Hauptdolomit-Sedimentation zu suchen sein bzw. leicht über diese hinauszugehen – so ist aus sequenzstratigrafischen Überlegungen mit einer Akkumulationszeit vom oberem Alaunium bis unteres Sevatium (oberes Norium) auszugehen.

Kössen-Formation

Rhaetium

Kalke und seltenere Mergelkalke der Kössen-Formation treten ausschließlich im Kern der zuvor beschriebenen

kleinen Haring-Synklinale auf und bilden im Kartiergebiet die stratigrafisch jüngste erschlossene Einheit der Totes Gebirge-Decke. Sie werden von der Forststraße auf den Haring gut erschlossen.

Die Maximalmächtigkeit der Kössen-Formation beträgt ca. 20 m.

Im Vergleich zum stratigrafisch liegenden Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen etwas erhöhten Mergelanteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge am Haring ist eine geringmächtige Abfolge von dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften und zwischenlagernden, fossilarmen Mergelkalkbändern.

Faziell repräsentiert die Kössen-Formation aufgrund ihrer engräumig verzahnten lithologischen Vielfalt verschiedene, vom Sub- bis in das Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. Nach STANTON & FLÜGEL (1989) wurde die basale Kössen-Formation in einer subtidalen Wassertiefe von 80 bis 150 m eines zum Ozean hin offenen Intraplattformbeckens abgelagert. Nach oben hin zeigt die Zunahme an hochenergetischen Karbonatsanden und/oder Fossil-Lumachellen deutlich verringerte Wassertiefen an. Im Kartiergebiet ist im kleinräumigen Vorkommen jedoch keine fazielle Verzahnung zur riffogenen Kössen-Formation eindeutig feststellbar, wengleich einige dickbankige Abschnitte nördlich des Haring Anklänge der Oberrhätalk-Fazies zeigen.

Die reiche Fossilführung der Kössen-Formation in den Nördlichen Kalkalpen mit einigen Ammoniten und Conodonten macht eine biostratigrafische Datierung möglich. BÖKENSCHMIDT & ZANKL (2005) fanden in der obersten Kössen-Formation am Nordhang des Scheibelberges nahe der Steinplatte (Tirol) den Ammonit *Choristoceras marshi* und den Conodont *Misikella posthernsteini*, welche beide in das obere Rhätium datieren. Letzteren fand auch KRYSZYN (mündliche Mitteilung 2005) im Bereich der Kammerköralm unterhalb der Steinplatte (Chiemgauer Alpen). Biostratigrafisch aussagekräftige Fossilien wurden im Zuge der Kartierarbeiten nicht gefunden.

Steyr-Steinring-Fenster

Kreide

Das kleine, bereits bei HORNING (2014) beschriebene Steyringer Flyschfenster reicht knapp nördlich des Keferspitz gerade noch auf das diesjährige Kartiergebiet und zeichnet sich durch schwere, stark rutschungsanfällige Böden aus. Oberflächenaufschlüsse konnten keine gefunden werden. Wenig nördlich des diesjährigen Untersuchungsraumes fanden EGGER & RÖGL (2013) einen Aufschluss von ultrahelvetischer Buntmergelserie, die mit einer Foraminiferenfauna in das Eozän eingestuft werden konnte.

Quartär

Pleistozän

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: Vermutlich die Zeitspanne des Riß-Spätglazials repräsentieren isolierte Vorkommen von topografisch relativ hochliegenden Eisrandshottern. Hochwürmzeitliches Alter haben Niederterrassen-Sedimente, in die sich

die heutigen Vorfluter Steyr, Steyring und Teichl teilweise canyonartig eingeschnitten haben. Die Niederterrasse dürfte zeitlich mit einigen wenigen Lokalmoränenresten zusammenhängen, die sich an einigen Regionen des Kartiergebietes relikthaft erhalten konnten und ihrerseits Teil eines würmzeitlichen Lokalgletschernetzes sind, das auf dem Hochplateau des Toten Gebirges gebildet wurde und über nordgerichtete Sekundärtäler in das Tal der Steyring abfloss.

Eisrandsedimente, spätrißzeitlich

Riß-Spätglazial

Karbonatisch verkittete Konglomerate mit vorwiegend abgerundeten Komponenten finden sich vereinzelt rund um den Schleipfengraben, an der Mündung des Haselbaches in der Hungerau, unmittelbar westlich Steyrbrücke sowie im unteren Bereich des Forstweges von Habach auf den Keferspitz auf ca. 600 bis 650 m a.s.l. Die Vorkommen im Einzugsgebiet der Steyring liegen durchschnittlich ca. 150 m über dem aktuellen Vorfluter und werden aufgrund dessen sowie ihrer talrandnahen Lage als spätrißzeitliche Eisrandsedimente interpretiert. Das Niveau des Vorkommens nahe der Steyrbrücke liegt ca. 80 m über der Steyr, jenes am Forstweg zum Keferspitz ca. 150 m über der Steyr. Ungeachtet ihrer Position entstanden sie während des abschmelzenden rißzeitlichen Eisstromnetzes, das zu dieser Zeit mutmaßlich seine größte Ausdehnung während des Eiszeitalters überhaupt hatte. Nach EGGER (2007) reichten die nach Norden abfließenden Lokalgletscher des Toten Gebirges im Brunntal der Steyring bis zur Vereinigung mit dem vom Kasberg kommenden Katzengraben (etwa die heutige Position des Forsthauses der Fürstlich Schaumburg-Lippischen Gutsverwaltung). Während die Endmoränen durch Erosionsprozesse vollständig ausgeräumt wurden, blieben die Reste der einstigen höherliegenden Schotterfluren in den unteren Hangbereichen oder in geschützten Senken erhalten. Aus dem Steyrtal kommend, vereinigte sich der rißzeitliche Steyr-Gletscher mit dem Warscheneck-Gletscher aus dem breiten Teichl und reichte wohl bis nördlich von Molln (EGGER & VAN HUSEN, 2011). So stammt das Vorkommen von Steyrbrücke ziemlich sicher aus dem Riß-Spätglazial, als das Eisniveau des Steyr-Warscheneck-Gletschers weit unter jenem des Höchststandes abgesunken war und sich die Kiese an der orografisch linken Seite des Gletscherastes in ca. 550 m a.s.l. akkumulieren konnten. Das Vorkommen am Osthang des Keferspitz liegt höher und sollte etwas älter sein, als der Gletscherstand des Steyr-Warscheneck-Eisstroms noch höher war.

Das angegebene Alter der Sedimente basiert auf Erfahrungswerten und der Kenntnis ähnlicher Vorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen, sollte allerdings durch Datierung bestätigt oder widerlegt werden. Die maximale Mächtigkeit der Eisrandablagerungen sind aufgrund unzureichender Aufschlussbedingungen nur abzuschätzen, dürften aber bei ca. 10 m liegen. In einigen kleinen Weganschnitten ist stellenweise noch eine diffuse Schichtung zu erahnen, die durch Korngrößenvariationen hervorgerufen wird.

Die kleinräumigen Vorkommen rund um den Schleipfengraben, nahe der Hungerau und oberhalb Steyrbrücke, bestehen vorwiegend aus kantengerundeten, seltener gut

gerundeten Komponenten, entsprechend des lokalen Einzugsgebietes ausschließlich aus Wettersteindolomiten bzw. Hauptdolomit. Deren Größe variiert zwischen wenigen Millimetern bis zu wenigen Dezimetern – die durchschnittliche Größe liegt zwischen 2 und 5 cm. Der verkitende Zement ist in-situ gebildeter feinkörniger Kalzit von feinsandiger Konsistenz.

Das Vorkommen unterhalb des Keferspitz besteht vorwiegend aus eckigen bis schlecht kantengerundeten Komponenten, entsprechend des lokalen Einzugsgebietes aus Kalken der Reifling- und Gutenstein-Formation. Die Größe variiert zwischen wenigen Millimetern bis zu wenigen Dezimetern – die durchschnittliche Größe liegt zwischen 2 und 5 cm. Der verkitende Zement ist in-situ gebildeter feinkörniger Kalzit von feinsandiger Konsistenz.

Lokalmoräne

Spätwürm

Nach VAN HUSEN (1987) und EGGER (2007) sollte der Nordabfall des Toten Gebirges auch während des Würmglazials eine nicht unerhebliche Vergletscherung getragen haben: das Nährgebiet lag auf dem Hochplateau des Gebirgsmassivs rund um die Hauptgipfel Großer Priel und Schermberg. Der Hauptstrom zog nach Norden in die Hetzau und weiter in das Almtal, einige Seitenströme jedoch flossen zwischen Kasberg, Hundskogel und Sandberg gegen Nordosten ins Steyringer Tal ab – es gab wohl auch einen direkten schmalen Gletscherast aus der Hungerau zur Stögerreith sowie aus dem Stierkar zur Paukenhasel. Entsprechend finden sich kleinräumige Moränenreste mit schwach ausgebildeten Wallformen knapp westlich der Mündung des Haselbaches gegen die Stögerreith (am Denkmal des „letzten Hirsches“), am Osthang des Hühnerbodens im inneren Stierkar sowie an der Paukenhasel – auch hier mit sehr schwach ausgebildeten, erosiv stark überformten Wallstrukturen.

Alle Moränenreste wurden mittels hochauflösender Schummerungskarte detektiert und im Gelände verifiziert. Etwaige weitere Vorkommen dürften von holozänen Talablagerungen bzw. von Hangschuttmassen überdeckt sein.

Alle Moränenreste sind stark konsolidierte heterogene Kiese in schluffig-sandiger Matrix mit matrix- und komponentengestütztem Gefüge. Die Gesamtmächtigkeit wird auf maximal 10 m geschätzt.

Altersmäßig sollten die angesprochenen Lokalmoränenreste an den Nordabfällen des Toten Gebirges in das späte Hochwürm während des glazialen Maximums (LGM) einzustufen sein.

Niederterrasse

Würm

Entlang der Steyrling und der Teichl haben sich die Vorfluter seit Ende der letzten Eiszeit canyonartig bis zu 15 m tief in einen konglomerierten, fest zementierten Niederterrassenkörper eingeschnitten und mit scharf ausgebildeter, frisch erodierter Erosionskante weitgehend zusammenhängend erhalten. Eine meist sehr scharfe und leicht überhängend ausgebildete Terrassenkante zeugt von einer immer noch aktiven Erosion. Die maximale Gesamtmächtigkeit beträgt entlang der Teichl etwa 20 m.

In den Vorkommen entlang von Steyrling und Teichl handelt es sich durchwegs um in Talrandverkitung konglomerierte, schlecht sortierte sandreiche Kiese mit weitgehend angerundeten bis gerundeten, ausschließlich kalkalpinen Geröllen. Kristallingerölle, etwa Gneise und Amphibolite aus dem Zentralalpin, wurden nicht gefunden, können aber potenziell auftreten, da das Einzugsgebiet der geschütteten Niederterrassensedimente südlich des Sengengebirges über den Warscheneck- und Pyhrn-Gletscher Verbindung zum Enns-Gletscher hatte, der seinerseits bis in die Zentralalpen reichte. Die oft von weitem erkennbare, bei näherer Betrachtung jedoch undeutlich werdende Schichtung wird durch Korngrößenunterschiede einzelner gradierter Lagen sowie aus Linsen von Sand- bis Steinfraktion gebildet. Insbesondere letztere können oft mehrere Zehner- bis im Extremfall wenige hundert Meter verfolgt werden, keilen jedoch stets aus und zeichnen ein hochdynamisches, fluviales Gefüge nach. Die Talrandverkitung sorgt je nach Komponentengröße innerhalb einer Bank für selektive fluviale bzw. subaerische Erosion, die zu weit vorspringenden Bänken bzw. Halbhöhlen führt. Die verfestigten Niederterrassenschotter zeigen nur oberflächliche Korrosion, die nicht tiefer wie 50 cm in den Terrassenkörper eindringt.

Faziell handelt es sich bei Niederterrassenschottern um periglaziale Ablagerungen eines „Braided-River“-Systems mit rasch wechselnder Akkumulation und Erosion in temporären Flussläufen, das im Vorfeld würmzeitlichen Ferneisstromnetzes lag und die ganze Talbreite ausfüllte.

Sanderschotter, undefiniert

Spätwürm

An der Jagdhütte Ebner und knapp nördlich davon bestehen zwei Vorkommen von relativ homogenen Mittelkieskörpern mit einer auffallend sandigen Matrix. Während das südliche Vorkommen an der Jagdhütte keinerlei morphologische Besonderheiten aufweist und mit nur wenigen Metern Mächtigkeit den Hauptdolomit-Hängen aufliegt, zeigt das nördliche Vorkommen gegen den Ebnergraben eine ausgesprochen deutliche Erosions- oder Terrassenkante. Diese Charakteristika lassen eine Interpretation als Rest eines einst größeren, zusammenhängenden Sanders oder Schuttstromes zu, der – von Süden vom Ebnersattel kommend – den inneren Ebnergraben ausgefüllt haben mochte, durch jüngere Erosionsprozesse jedoch weitgehend abgetragen wurde.

Holozän

Schuttkegel, Hangschutt (z.T. blockreich)

Die Akkumulation von Schuttmassen ist schwerpunktmäßig an der Flankenbasis der meisten Bergmassive des Kartiergebietes verbreitet. Vor allem die größeren, tief in die Gebirgsregionen eingeschnittenen Täler der Vorfluter Steyrling, Weißenbach, aber auch die nur während niederschlagsreicher Perioden episodisch stärker Wasser führenden Seitentäler (Haselbach, Paukenhasel) sind talnah dort schutterfüllt, wo das Relief flacher wird und der Bach die Hangschuttmassen noch nicht ausräumen konnte. Die in ihrem Unterlauf tief eingeschnittene Steyr konnte zwischen Laaberg und Steyrbrücke weitgehend alle Schuttmassen ausräumen, so dass heute lediglich das Flussbett schutterfüllt ist und sich an den Flanken kaum mehr Hang-

schuttreste haben erhalten können. Die tief V-förmig eingeschnittenen Täler von Ötzgraben, Hühnerzipf und Weißenbach sind in ihren Oberläufen weitgehend von Schutt ausgeräumt und zeigen über weite Strecken anstehenden Hauptdolomit. Lediglich an ihren Vereinigungspunkten haben sich größere Schuttmengen akkumulieren können, gerade auch in der etwas weicheren Lithologie Hauptdolomit.

Die wesentlichen Schutt-Lieferanten bilden Wetterstein-Formation und Hauptdolomit, die flächenmäßig am weitesten im Einzugsgebiet verbreitet sind, untergeordnet finden sich Gerölle von Reifling-, Steinalm- und Gutenstein-Formation. Die in den Talgründen erhaltene Niederterrasse wird oft teilweise von beidseitig akkumulierenden Schuttmassen überdeckt. Teilweise ist eine deutliche Gradierung von feineren zu gröberen Bereichen mit Blockschutt (mit ca. 50 % Komponentendurchmessern von mehr als 1 m) vom Wandfuß bis zur Kar-Basis zu beobachten.

Die Lithologie der schätzungsweise bis 15 m mächtigen Schuttfelder wird durch das Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößenspektrum und der Habitus der Schuttbestandteile wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigt beispielsweise Wettersteinkalk und bedingt auch Kalkstein der Reifling-Formation zu tafeligem bis grobblockigem Schutt. Tektonisch unbeeinflusster Hauptdolomit und Wettersteindolomit bilden eher einen kleinstückigen Detritus, die mergeldominierte Lunz-Formation hingegen sehr feine Abschwemmungen, wobei genau hier der Übergang zu Muren, Rutschungen und sonstigen Fließstrukturen (=> Abschwemm-Massen) Übergangslos ist.

Jüngere Muren und Schuttströme

Vor allem erosiv inkompetenter, kleinstückig verwitterter, da oft tektonisierter und grusig zerfallener Hauptdolomit neigt zur Ausbildung kleiner Muren und/oder Schuttströme jüngerer Alters, die meistens mehrere hundert Meter weit talwärts vordringen. Vor allem die Feinfraktion spielt in Verbindung mit Wasser und Bergfeuchte das Gleitlager, das auch relativ kleinvolumige Murkörper in engen Rinnen weit talwärts vordringen und ausfließen lässt (Unteres Fischbachtal, östlich des Sattels oberhalb Schlagbauernreith). Die wenigen Muren des Kartiergebietes sind aktuelleren Datums und zeigen relativ frische Schuttmassen.

Die Mächtigkeit der Schuttströme und Muren liegt wahrscheinlich im Bereich von wenigen Metern. Sie bestehen entsprechend ihres Liefergebietes aus ungerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (meistens Sand- bis Stein-, seltener Block-Fraktion).

Rutschungen

Im Untersuchungsraum wurde lediglich ein größerer, vermutlich oberflächennaher Rutschkörper in der Nordostflanke des Weißenberges auskartiert. Deren Entstehung liegt hier in kleinstückig verwitterndem Unteren Hauptdolomit, ist mit knapp 15.000 m² Flächenausdehnung jedoch eher unbedeutend.

Holozäne Bachschotter, ungegliedert

Mächtiger holozäne Flussschotter bestehen im Untersuchungsraum vor allem in den Bachläufen der Hauptvorfluter Steyrling und Teichl, also dort, wo ein flaches Gefäl-

le die Akkumulation von Sanden und Kiesen erlaubt. Der Unterschied zur polygenetischen Talfüllung ist das weitgehende Fehlen von Feinmaterial, welches durch die noch etwas höhere Wasserenergie ausgewaschen wird und erst in den jeweiligen Unterläufen und talauenähnlichen Verbreitungen (Ortschaft Steyrling) abgelagert wird. Entsprechend sind im Brunntal beinahe reine Kiesflächen, allenfalls lokal mit zwischengeschalteten Sandlinsen in zeitlich eng begrenzten Stillwasserbereichen ausgebildet. Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes – Reifling-Formation bis Hauptdolomit – und andererseits von der Oberflächenmorphologie sowie der Transportkraft des Wassers abhängig. Es treten überwiegend Kiese und Sande, untergeordnet auch Schluffe, Steine und Blöcke auf. Strömungsbedingte Einregelung mit stromaufwärtigem Einfallen von oft plattigen Geröllen in Kies- und Steingröße sind häufig (dachziegelartige Imbrikation). Der Rundungsgrad zeigt – je nach Transportweite – ein weites Spektrum von eckig bis gut gerundet.

Talfüllung, Schwemmfächer

Nur die flachliegenden Talbereiche der großen Vorfluter Steyr und Teichl erlauben mit relativ geringer Wasserenergie die Akkumulation von feinen Sedimenten wie Schluffen, liegen allerdings außerhalb des diesjährigen Kartiergebietes. Ein einziger Schwemmfächer bei Habach wird aus einem episodisch fließenden Bach vom Sattel oberhalb Schlagbauernreith aus gespeist und überdeckt teilweise würmzeitliche Niederterrassensedimente. Die Mächtigkeit hier beträgt allenfalls 10 m, entsprechend der anstehenden Lithologien finden sich sandig-kleinkiesige Hauptdolomit-Komponenten und tonig-erdige Bestandteile der Lunz-Formation gleichermaßen.

Erosionskanten

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in pleistozänen und holozänen Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziiertem Hauptdolomit. Sehr deutliche Erosionskanten verlaufen nahe der Grenzen von würmzeitlicher Niederterrasse zur rezenten polygenetischen Talfüllung (etwa in den canyonartigen Einschnitten von Steyr und Teichl).

Anschüttungen, anthropogen verändertes Material

Industriezeitalter

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich im Bereich kleinerer Ortschaften bzw. großer Infrastrukturprojekte wie an der Autobahnausfahrt St. Pankraz/Hinterstoder.

Tektonik

Das gesamte Kartiergebiet befindet sich im Bereich der Totes Gebirge-Decke mit einigen wenigen sehr mächtigen Kalk- und Dolomitkalk-dominierten Lithologien. Im Zuge der N-S-gerichteten alpinen Kompression reagierte dieser Sedimentstapel auf diesem Grund quasi wie ein rigider Block, der sich weitgehend spröde und nur untergeordnet duktil verformt – letzteres nur in Form weitspanniger

Synklinalen und Antiklinalen. Deswegen ist die Tektonik der Totes Gebirge-Decke weitaus weniger komplex wie die der unterlagernden tirolischen Staufer-Höllengebirge-Decke und bajuvarischen Reichraming-Decke, die in ihrem Stirn- bzw. Kollisionsbereich auch aufgrund mergeldominanter Lithologien eine starke duktile Verformungskomponente inklusive Verschuppung und Zerwürgung erfahren hat (HORNUNG, 2014, 2016, 2017a–c). So lässt sich der Untersuchungsraum in eine große Synklinale und zwei durch südeinfallende Überschiebungsbahnen getrennte tektonische Schollen untergliedern. Diese sollen nachfolgend kurz charakterisiert und besprochen werden.

Die Hühnerzipf-Synklinale

Der Stirnbereich der Totes Gebirge-Decke vom Brunnenal bis nach Steyrling und gegen Osten in das Teichtal wird von einer großen, leicht westvergente und nach SSE einfallenden Synklinalkonstruktion eingenommen, der Hühnerzipf-Synklinale (benannt nach dem Hühnerzipf im Muldenzentrum). Die Synklinale ist durch umlaufendes Streichen in mitteltriassischen Einheiten wie Reifling- und Wetterstein-Formation sowie dem auskartierbaren Verlauf der hier relativ geringmächtigen Lunz-Formation gut dokumentiert. Der Synklinalkern wird von Hauptdolomit eingenommen, der allerdings – wie das Vorkommen von toniger Lunz-Formation oberhalb des Heindlbodens zeigt – in sich weitspannig verfalzt ist.

Nach Westen wird die Hühnerzipf-Synklinale durch die Hochflora-Scholle tektonisch gekappt. Nach Osten zieht sie sich – gut erkennbar am dünnen Band aus Lunzer Schichten – bis auf die Höhe von St. Pankraz im Teichtal und wird dort durch die Windischgarstener Seitenverschiebung (vermutlich eine Lateralverschiebung mit Schrägaufschubkomponente) abgeschnitten. Die Fortsetzung der Lunz-Formation gegen Osten tritt östlich des Lainberges abermals zutage.

Hochflora-Scholle

Nach Süden wird die Hühnerzipf-Synklinale entlang des Klausgrabens und seiner Verlängerung nach Westen (zwischen Habichtkogel und Hochflora) durch eine vermutlich mäßig steil nach Süden einfallende Überschiebung gekappt. Diese ist in den monotonen Hauptdolomit-Abfolgen hauptsächlich im DGM konstruiert, kann im Gelände jedoch insofern verifiziert werden, weil das geringmächtige Band von Lunz-Formation im Westschenkel der Hühnerzipf-Synklinale und das Vorkommen oberhalb des Heindlbodens jeweils abgeschnitten wird. Die Hochflora-Scholle besteht oberflächennah beinahe zur Gänze aus Hauptdolomit-Sequenzen. Nur ganz im Süden tritt mit der Haring-Synklinale stratigrafisch hangender Plattenkalk und Kössen-Formation kleinräumig zutage. Im Steyrtal wird die Hochflora-Scholle durch eine vermutete Großstörung tektonisch begrenzt. Inwieweit es sich hierbei um eine reine Störung oder aber um eine Seitenverschiebung handelt, konnte in diesem Rahmen nicht geklärt werden.

Lärchstock-Scholle

Sowohl Hochflora-Scholle als auch der westliche Rand der Hühnerzipf-Synklinale werden entlang einer W–ESE verlaufenden, leicht gebogenen Linie von Haselbach–Paukenhasel–Hofbaueralpe–Haring von Dolomitmalk-Sequenzen

der Wetterstein-Formation überschoben. Diese als „Lärchstock-Scholle“ bezeichnete tektonische Einheit bildet quasi den Nordsockel der Gebirgsfront des Toten Gebirges – die Grenze ist sehr schön entlang des Forstweges vom Ötzbach zur Zeilingeralpe erschlossen.

Literatur

ARTHOFFER, P. (1998): Der Bleibergbau in der Kaltau bei Steyrling – ein montanhistorisches Relikt im Bezirk Kirchdorf. – *Oberösterreichische Geonachrichten*, **13**, 29–34, Linz.

BÖKENSCHMIDT, S. & ZANKL, H. (2005): Lithology, biostratigraphy and sedimentary petrology of the T-J-boundary in the Steinplatte and Scheibelberg area (Salzburg–Tirol, Austria). – In: PÁLFY, J. & OZSVÁRT, P. (Ed.): Program, Abstracts and Field Guide. – 5th Field Workshop IGCP 458 Project, 10–11, Tata und Hallein.

DONOFRIO, A.D., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **26**, 91–107, Innsbruck.

EGGER, H. (2007): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – 66 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2011): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

EGGER, H. & RÖGL, F. (2013): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **153**, 372, Wien.

ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofer Cyclothems Revisited. – *Facies*, **38**, 207–228, Erlangen.

FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application*. – 976 S., Berlin (Springer).

GEYER, G. & ABEL, O. (1913): *Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie*, 1:75.000, Blatt Nr. 4852 Kirchdorf. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

HORNUNG, T. (2007): The ‘Carnian Crisis’ in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – *Dissertation*, Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.

HORNUNG, T. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Steyrling–Kremsmauer auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 343–353, Wien.

HORNUNG, T. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kienberg und Klaus (Oberösterreichische Voralpen / Sengsenengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 318–326, Wien.

HORNUNG, T. (2017a): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schillereck (Oberösterreichische Voralpen / Sengsenengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **157**, 387–400, Wien.

HORNUNG, T. (2017b): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Breitenau (Oberösterreichische Voralpen / Sengsenengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **157**, 401–412, Wien.

HORNUNG, T. (2017c): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Gebiet Hoher Nock (Oberösterreichische Voralpen / Sengsenengebirge) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **157**, 340–353, Wien.

KRAUS, O. & SCHMIDT-THOMÉ, P. (1967): Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1967**, 117–127, Stuttgart.

KRENMAYR, H.-G., SCHNABEL, W. & REITNER, J. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

LEIN, R. (1989): Neufassung des Begriffs Raminger Kalk (Oberadin-Unterkarn) auf mikrofazialer Grundlage. – Internationales 4. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **16**, Zusatzblatt ohne Seitenangabe, Innsbruck.

PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.

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

SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtenfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **66/67**, 165–193, Wien.

STANTON, R.J. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with Reef Models: The late Triassic Steinplatte „Reef“ (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – Facies, **20**, 1–53, Erlangen.

TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotektonische Forschungen, **21**, 1–156, Stuttgart.

VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

VAN HUSEN, D. (2017): Quartärgeologische Manuskriptkarte am Südrand des Sengengebirges (Steyr – Teichl – Rettenbach). – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen (gravitative Massenbewegungen) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

MICHAEL MOSER & MICHAEL LOTTER

Im Speziellen wurden im Mai 2018 zwei Areale mit **gravitativen Massenbewegungen** an der Westflanke des Rieserberges (Kote 870 m) und im oberen Einzugsgebiet des Rutzelbaches nordöstlich der Grünburger Hütte begangen, um eine **prozessorientierte Ansprache** und **räumliche Abgrenzung** der darin involvierten Fest- und Lockergesteine durchzuführen.

1.) Der Rieserberg (Kote 870 m), südöstlich oberhalb der Steyrleithen zwischen Grünburg im Norden und Molln im Süden an der Ostflanke des Steyrtales (Oberösterreich) gelegen, stellt eine breite Juramulde der Ternberg-Decke (Tiefbajuvarikum) dar. In eine breite Umrahmung aus Hauptdolomit und Plattenkalk sind Mergel, Kalkmergel und Hornsteinkalke der Kössen- und Allgäu-Formation eingefaltet worden, deren überwiegend mechanisch „weiches“ und generell wasserstauendes Verhalten (feinklasti-

sche Anteile, veränderlich feste Gesteine) an allen Seiten des Rieserberges zu Hanginstabilitäten geführt hat. Besonders markant sind die gravitativen Massenbewegungen an der dem Steyrtal zugewandten Westflanke des Rieserberges, die sich über einen Höhenunterschied von insgesamt etwa 450 Höhenmetern erstrecken und zu einer deutlichen Verengung des Steyrtales an dessen orografisch rechter Seite geführt haben. Im Unterhang ist eine maximal etwa 500 m breite, nach oben schmal zulaufende vermutliche Gleitmasse mit überwiegend Lockermaterialcharakter ausgebildet, die deutlich dislozierte und gut durchmischte, in einer feinkörnigen Matrix schwimmende Komponenten (Kies, Steine, Blöcke) aufweist. Der Oberhang ist durch mehrere Kriechhang-Bereiche mit noch im Verband befindlichen Gesteinsmassen charakterisiert.

Die **Kriechhänge** im oberen Hangabschnitt des Rieserberges entwickeln sich allmählich und ohne deutliche Ausbildung von Abrisskanten aus den im Kammbereich anstehenden Mergeln und Hornsteinkalken der Kössen- und Allgäu-Formation. Morphologisch kann ein getrepptes, „unruhiges“ Gelände mit Hangverflachungen beobachtet werden, wo sich das anstehende Gestein mit durch Faltung steil stehender Schichtung in große verstellte Felsschollen aufzulösen beginnt. Dabei lassen größere Felspartien den noch erhaltenen Verband der Kluffkörper erkennen. Der Verwitterungsschutt zeichnet noch die geologischen Strukturen der anstehenden Gesteinsserien nach und deutet somit geringe Umlagerungsweiten an. Zwischen den einzelnen Kriechhängen lassen sich stabile Festgesteinspartien ausnehmen, die lithologisch bedingt größere Hangneigungen ausbilden können und sich durch eine vergleichsweise ausgeglichene Topografie auszeichnen.

Die den gesamten Unterhang des Rieserberges einnehmende Lockermaterialablagerung, die als **Gleitmasse** interpretiert wird, setzt mit überwiegend deutlich ausgebildeten, bis zu 10 m hohen Abrisskanten im mittleren Hangniveau (ca. 600–640 m SH) ein. Im Abrissbereich können gegenwärtig aktive Absetzungen und Anbrüche beobachtet werden. Die gesamte Gleitmasse ist durch eine unruhige Morphologie, zahlreiche (mittlerweile drainierte oder gefasste) Quellaustritte, lehmig-steinige Böden sowie Säbel- und Schlangenzwischenwuchs von Bäumen charakterisierbar. Anrisse im dislozierten Lockermaterial zeigen eine rötlich-braune, tonig-schluffig-sandige Matrix mit matrixgestützten, kantengerundeten Steinen und Blöcken, deren lithologische Zusammensetzung das regionale Einzugsgebiet widerspiegelt. Der relativ hohe Tongehalt des Lockermaterials ist vor allem auf die Verwitterung der Mergel und Mergelkalke der Kössen-Formation zurückzuführen, die in entsprechend verwittertem Zustand schon ab einer Hangneigung von etwa 15° zu Hanginstabilitäten neigen. Das dadurch bedingte plastische Verhalten begünstigt sekundäre Fließprozesse, die auf sehr geringe aktuelle Bewegungen des morphologisch unruhigen Geländes schließen lassen. Hangabwärts kann eine deutlich zunehmende Durchmischung der gravitativen Ablagerung beobachtet werden, so dass schließlich eine polymikte Komponentenverteilung aus Plattenkalk, Kössen- und Allgäu-Formation innerhalb der Gleitmasse vorliegt. Die maximale Mächtigkeit der Gleitmasse wird auf 30 bis 40 m geschätzt. Oberhalb dieses Abrissniveaus, ab etwa 640 m SH hangaufwärts, liegt durchwegs ein teils aufgelockerter

Festgesteinsverband vor, wobei eine morphologisch auffällige „Dreiecksstruktur“ mit als Abrisskanten zu interpretierenden Geländestufen auf ca. 740 m SH eine initial abgeglittene Felsscholle darstellen könnte.

Eine wichtige Frage ist die nach dem Alter der Gleitmasse. Die Beobachtungen am Hangfuß des Rieserberges oberhalb der Steyr in 380 m SH deuten darauf hin, dass die würmeiszeitliche Niederterrasse, die ursprünglich ein von Süden nach Norden durchlaufendes Niveau in 390 m SH besessen haben dürfte, durch die Massenbewegungen im unteren Westhang des Rieserberges zum Großteil ausgeräumt und durch die fluviatile Erosion der Steyr abgetragen worden sein dürfte. Im Talniveau ist nämlich die Niederterrasse auf der gesamten Breite der Gleitmasse von dieser fast gänzlich verdrängt worden. Damit kann eine spät- bis postglaziale Hauptaktivität der Massenbewegungen am Rieserberg angenommen werden. Am nördlichen Rand der Gleitmasse hat sich aus dem dort tief erodierten Randgraben ein Schwemmkegel entwickelt, der auf dem Ablagerungsniveau der Niederterrasse ausläuft. Dieser dürfte sich demnach syn- bis postgenetisch zur Gleitmasse des Unterhanges ausgebildet haben. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die markante Hohlform der gesamten Westflanke des Rieserberges nicht den Umfang der darin gelegenen, kleiner dimensionierten und durch stabile Bereiche untergliederten Massenbewegungen wiedergibt. Diese Hohlform hat demnach andere, geologisch-tektonisch bedingte Ursachen aus einer älteren Phase der Reliefprägung, welche die Entwicklung der darin gelegenen Massenbewegungen aber begünstigt haben dürfte. Möglicherweise hat auch eine prä-würmhochglaziale Massenbewegungsaktivität im Wechselspiel mit der fluviatilen

Erosion der gravitativen Ablagerungen am Hangfuß dazu beigetragen.

2.) Im oberen Einzugsgebiet des Rutzelbaches nordöstlich unterhalb der Grünburger Hütte kann in der feinklastischen Losenstein-Formation direkt an und unterhalb der Deckengrenze zwischen Ternberg- und Reichraming-Decke der Abrissbereich mehrerer Schuttströme beobachtet werden. Die Abrisskanten dieser **Fließmassen** liegen im Bereich der anstehenden Sand- und Mergelsteine im dortigen Almgelände. Die **Schuttstromablagerungen** setzen sich aus verstreuten oder auch nestförmig angereicherten kantigen Blöcken und Steinen von Jurakalken (Mikritoidkalk, Steinmühlkalk) und Radiolariten der Ruhpolding-Formation (Reichraming-Decke) als Komponenten in einer vorwiegend feinsandig-schluffigen Matrix aus verwitterten Sandsteinen der Losenstein-Formation (Ternberg-Decke) zusammen. Die Jurakalk-Blöcke, die vor allem im untersten Abschnitt der Schuttstromablagerungen gehäuft auftreten, liegen deutlich außerhalb der Reichweite von Felsstürzen aus den Jurakalk-Felswänden der Reichraming-Decke auf etwa 1.000 m SH. Sie müssen daher, nach ihrem Transport durch das Felssturzgeschehen, durch gravitative Fließprozesse weiterverfrachtet und so in ihre heutige, tiefe topografische Position geraten sein. Die relativ geringe Plastizität des Verwitterungsmaterials der Losenstein-Formation dürfte im Vorherrschen der Schluff- und Sandfraktion bei entsprechend geringerem Tongehalt begründet sein. Die damit eher relativ niedrige Fließgrenze des Materials könnte ein Indiz für das ausgeglichene und nur wenig kupierte Geländeprofil im Bereich der Schuttströme sein.

Blatt 102 Aflenz Kurort

Bericht 2016 über geologische Neuaufnahmen und Nachbegehungen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

GERHARD BRYDA

Im Berichtsjahr wurde die am südöstlichen Blattrand gelegene Ostflanke des Höhenzuges zwischen Hörsterkogel (1.609 m ü. A.) und Hochanger (1.682 m ü. A.) am Südostrand des Kartenblattes geologisch neu aufgenommen. Zusätzlich wurden 24 Geländetage für Nachbegehungen am Nordrand des Kartenblattes zwischen Gußwerk und Rotmoos und am Ostrand des Kartenblattes im Gebiet um Gollrad verwendet, um noch offene Fragestellungen zu klären.

Nachbegehungen zwischen Gußwerk und Rotmoos

Gratmauer–Maißkogel–Gutenbrand

Im Bereich der Südflanke der Gratmauer zwischen Hals und Maißkogel existieren zahlreiche, bisher nicht erkannte Massenbewegungen, die auf den flach nach Norden einfallenden Feinsand- und Tonsteinen der „Leckkogel Schich-

ten“ aufsitzen. Meist handelt es sich um Großschollen, die sich aus den wandbildenden oberkarnischen Kalken und Dolomiten im Hangenden des terrigenen Karniums abgelöst haben sowie um mehrere große Block-Schuttströme, die bis zur Salza hinabreichen. Die Abrisskanten der Massenbewegungen sind bereits stärker überformt und daher bereits vor längerer Zeit angelegt worden. Die Schuttströme vermutlich rezent nur gering aktiv. Das Hochtal südlich der Gratmauer, zwischen Hals und Salzatal, wird durch würmeiszeitliche Moränenablagerungen (VAN HUSEN, 2016: unveröffentlichte Manuskriptkarte im Archiv der Geologischen Bundesanstalt) und Hangschutt vollständig verfüllt.

Wieskogel–Rodler–Brunner Loch

Am Kamm, der von der Höhe 1.316 m südlich Brunnerloch nach Südwesten in Richtung Wieskogel streicht, ist ein braun anwitternder, plattig zerfallender, poröser Feinsandstein äußerst schlecht aufgeschlossen. Dieser ist karbonatfrei (braust nicht mit verdünnter HCL), enthält jedoch selten einzelne dünne Lagen schwarzer Kalke bis Mergel. Im Dünnschliff besteht das Gestein praktisch ausschließlich aus Radiolarien und Schwammnadeln, die dicht gepackt in eine, durch opake Fe-Mineralen pigmentierte, kieselige Matrix eingebettet sind. Auch etwas feiner sili-

zirklastischer Detritus ist vorhanden und teilweise in Lagen angereichert. Die hohe Porosität des Gesteines ist häufig auf die nur unvollständige Zementation zahlreicher Radiolariengehäuse zurückzuführen. Im Liegenden stehen an der Forststraße, die südwestlich Rodler durch den Badstubenbrachen verläuft, ebenflächig plattige, cm- bis dm-geschichtete, dunkelgraue kieselige Kalke bis Mergel an. Diese sind intern feingeschichtet und enthalten zahlreiche gradierte Detrituslagen. Im Dünnschliff besteht das Komponentenspektrum der Detrituslagen hauptsächlich aus Echinodermen-Bruchstücken und kreisrunden bis ovalen Mikritkörnern. Diese sind häufig strukturlos, lassen jedoch manchmal einen konzentrischen Lagenbau erahnen, der eine zentrale Komponente umwächst. Es könnte sich hier teilweise um Mikritkonkoide handeln. Weitere Komponenten sind feine Schalenbruchstücke, Schwammnadeln und seltene Foraminiferen sowie etwas siliziklastischer Detritus.

Die Detrituslagen mit allochthonen Komponenten wechseln mit Lagen, die fast ausschließlich aus dicht gepackten Radiolarien, Schwammnadeln und feinen Schalenbruchstücken bestehen. Die dunkle Färbung des Gesteins resultiert teilweise aus im Sediment fein verteilten opaken Fe-Mineralen, die an Oxidationsfronten rostrot anwittern.

Die nun detailliert beschriebene, turbiditische Schichtfolge setzt auf einer, bereits von RISAVY (1995) und MOSER (2013) beschriebenen, oberjurassischen Brekzienentwicklung mit Großschollen aus Dachsteinkalk und tiefer jurassischen Gesteinen auf. Die gleichen Autoren ordnen jedoch die im Hangenden der Brekzie auflagernden Karbonatturbidite und Radiolarite der Oberalm-Formation zu. Die Oberalm-Formation besteht jedoch typisch aus hellgrauen, mergeligen, mikritischen Kalken mit eingeschalteten Karbonatturbiditlagen, die als Barmsteinkalkbänke bezeichnet werden (FENNINGER & HOLZER, 1970).

Aus dem Vergleich dieser Definition mit den oben beschriebenen makroskopischen und mikrofaziellen Gesteinsmerkmalen der Schichtfolge zwischen Wieskogel und Rodler erscheint daher deren Zuordnung zur Oberalm-Formation problematisch. Eher kann besonders der liegende Abschnitt der Schichtfolge mit der Tauglboden-Formation verglichen werden.

Nachbegehungen im Gebiet um Gollrad

In diesem Gebiet wurde versucht, die Abgrenzung zwischen den Werfener Schichten und der stratigrafisch liegenden Präbichl-Formation zu verbessern. Die Präbichl-Formation stellt eine korngestützte Brekzie mit rotvioletttem Bindemittel dar, die im Arbeitsgebiet zum überwiegenden Teil aus Quarz- und Gesteinsbruchstücken besteht. Diese Brekzie geht unter Abnahme der Korngröße in die siltig-feinsandigen, rotviolett und grün gefärbten Schiefer und quarzitisches Sandsteine der Werfener Schichten über.

Die Brekzien der Präbichl-Formation konnten nun auch südlich des Ratbaches und im Bereich der Ortschaft Gollrad, wo sie den markanten Höhenzug zwischen dem Knappenbrachen und dem Bachbauergraben aufbauen, nachgewiesen werden. Sie folgen hier dem Südschenkel jener enggedrückten, SSW–ENE streichenden Antiklinale, in deren Kern der Blasseneckporphyroid östlich Lerchgraben aufgeschlossen ist. Auch in der Westflanke des Grabens unterhalb Kohlanger, zwischen Gollrad und dem Brandhof, stehen Brekzien der Präbichl-Formation an. Sie bil-

den die Fortsetzung der bereits kartierten Vorkommen im Bereich Birnbaumgraben–Hanneskamp und tauchen nach Nordwesten unter die auflagernden violetten und grünen Werfener Schichten ab. Diese sind, bis auf den im Hangenden auftretenden Werfener Kalk, um Gollrad meist monoton und fossilieer entwickelt. An der Forststraße südlich Postwald (1.160 m ü. A.) stehen jedoch ausnahmsweise intensiv bioturbirte (Grabgänge) violette Werfener Schichten an. In den an neu gebauten Forststraßen nördlich Feistereck (1.544 m ü. A.) frisch angerissenen quarzitisches grünen Werfener Schichten sind teilweise bis zu cm-große, noch wenig limonitisierte Pyritkristalle (Pentagondodekaeder) eingewachsen. Vergleichbare Pyrite sind gemeinsam mit Bruchstücken von derbem Siderit und Hämatit auch auf den stark verwachsenen Halden der historischen Eisenbergbaue östlich Feistereck zu finden.

Am Feistereck fallen die Werfener Schichten mittelsteil nach Südwesten ein und werden von Brekzien der Präbichl-Formation überlagert – bilden mit diesen also eine inverse Schichtfolge. Die südlich im Bereich des Greithgrabens folgenden, hellen Bändermarmore stehen mit der Präbichl-Formation vermutlich in tektonischem Kontakt. Argumente für diese Annahme sind die zwischen beiden Einheiten scharf ausgebildete Grenzfläche, die bei einem stratigrafischen Kontakt vorhandenen, hier jedoch fehlenden Marmorlasten in der Präbichl-Formation und der, entlang der Grenzfläche teilweise bedeutend Fe-vererzte, Bänderkalk zu nennen. Ein vergleichbarer struktureller Bau wurde bereits von NIEVOLL (2016a, b) für den Bereich des östlich anschließenden Kartenblattes 103 Kindberg beschrieben. Hier ist der am Schottenkogel und Turntaler Kogel aufgeschlossene Kalkmarmor einer inversen Schichtfolge aus Präbichl-Formation und Werfener Schichten entlang einer steil Südwest fallenden Fläche überschoben. Die Felswand aus Kalkmarmor nördlich des Greithgrabens wird auf halber Höhe durch eine markante, ENE–WSW streichende Wandstufe zerschnitten, an der auch der Wirtschaftsweg durch das Wildgehege angelegt worden ist.

Diese Wandstufe besitzt die gleiche Streichrichtung wie der tektonische Kontakt des Kalkmarmores zu den liegenden Brekzien der Präbichl-Formation und folgt vermutlich einer internen Schubfläche. Am östlichen Blattrand (nördlich der Wildfütterung am Weg in den Greithgraben) wird die Wandstufe/Schubfläche durch eine NW–SE verlaufende Störung rechtsseitig um ca. 60 m versetzt. Westlich des Schottenkogels (Kartenblatt 103) wird der Marmorzug von einer gleichartig orientierten Störung schließlich vollständig abgeschnitten und grenzt tektonisch an die Präbichl-Formation.

Alle bisher besprochenen Gebiete der „Gollrader Bucht“ sind Teil der Norischen Decke. Im Bereich zwischen dem Gaiberg und der Göriacher Alm wird diese, unter Abscherung tieferer Anteile der Schichtfolge, direkt von hellem Wettersteinkalk und Wettersteindolomit der Mürzalpen-Decke überlagert. Faziell können diese einem Ablagerungsraum im Riff- bis Vorriffbereich zugeordnet werden. So ist der Wettersteinkalk an der Basis des Misitulkogels noch deutlich gebankt und graurosa gefärbt. Im Hangenden stellen sich Schuttlagen mit deutlich erkennbaren Gerüstbildner-Fragmenten und Lithoklasten bei gleichzeitig zurücktretender Bankung ein. Wie die bereits beschriebenen paläozoischen Schichtfolgen der Norischen Decke im Liegenden der Mürzalpen-Decke, so wird auch diese

durch mehrere NW–SE streichende Blattverschiebungen zerschnitten und der Kontakt zwischen den beiden Einheiten, unter Absenkung des westlichen Blockes, rechtsseitig versetzt. Diese NW–SE streichenden Blattverschiebungen wurden vermutlich im Zuge NW-vergenger Überschiebungen innerhalb der Mürzalpen-Decke und der Norischen Decke, bei gleichzeitiger Verfaltung der mobileren Werfener Schichten und Präbichl-Formation angelegt und entkoppeln unterschiedliche Verformungs- bzw. Überschiebungsbeträge.

Nördlich des Seebergsattels treten innerhalb der Werfener Schichten zahlreiche Gipsdolinien/Erdfälle auf, die den Wandfuß der Aflenzer Staritzen zumindest bis in das ehemalige Bergbaugelände oberhalb der Ortschaft Gollrad begleiten. Die Deckengrenze zwischen der Mürzalpen-Decke und der Norischen Decke muss daher innerhalb der Werfener Schichten, im Liegenden des Gips bzw. Haselgebirge führenden Bereiches verlaufen, kann aber nur ungenau festgelegt werden. Weitere Erdfälle treten erst wieder im Bachbauer Graben, gegenüber der Kote 955 m, auf. Die Deckengrenze verläuft daher vermutlich oberhalb Gollrad in den teilweise von Hangschutt bedeckten Werfener Schichten unterhalb der Schattleitens bis in den Bachbauergraben. Danach folgt sie vermutlich dem Graben nach Nordosten, bis sie unmittelbar südlich der Einmündung des Baches in den Gollradbach durch Rauwacken markiert wird. Diese sind als schmaler Zug bis in die Einsattelung südlich Schütterkogel zu verfolgen und treten danach in mehreren dünnen Lamellen entlang der Deckenbahn auf, bis diese schließlich nördlich des Gasthofes Bieber (bereits Kartenblatt 103) das Aschbachtal quert.

Die Werfener Schiefer der Mürzalpen-Decke gehen im Hangenden in typische Werfener Kalke über, die dann von einem dunkelgrauen bis schwarzen Dolomitlaminat (Anisium, mit Vorbehalt „Gutenstein-Formation“) überlagert werden. Auf dem Dolomit der „Gutenstein-Formation“ liegt ein meist auffällig rosa gefärbter, mikritischer Kalk, der im Hangenden in den dunklen, dünn- bis mittelbankigen und teilweise Hornstein führenden Grafensteigkalk übergeht. Eine Conodontenprobe, die aus dem Buntkalk knapp oberhalb der Grenze zum unterlagernden Dolomit der „Gutenstein-Formation“ an der Forststraße westlich Hauserbauer Kogel (BMN M34 RW: 672113, HW: 281127) entnommen wurde, erbrachte eine individuenreiche Conodontenfauna des oberen Ladiniums (*Gladigondolella tethydis* HUCK. + ME, *Paragondolella inclinata* KOV. det. L. KRYSZYN, Univ. Wien). Der Kontakt zwischen dem Buntkalk und dem unterlagernden Dolomit der „Gutenstein-Formation“ ist tektonisch überprägt. Äquivalente des anisischen Knollenkalkes der Reifling-Formation und die Steinalm-Formation konnten nördlich Gollrad nicht nachgewiesen werden, sind jedoch in anderen Profilen der Region vorhanden. Analog zu den bereits bei der Sonnschienen-Formation auf Kartenblatt 101 Eisenerz beschriebenen Verhältnissen (BRYDA et al., 2013), könnten diese Schichtglieder auch hier vor der Ablagerung des Buntkalkes entfernt worden sein. Am Wanderweg von der Voistalerhütte durch die Obere Dullwitz sind am Kontakt zwischen den Dolomitlaminaten der „Gutenstein-Formation“ und den auflagernden bunten Kalken, ca. 450 m westlich der Hütte, Brekzien aus Dolomitbruchstücken der „Gutenstein-Formation“ innerhalb des Buntkalkes aufgeschlossen. Ihre Interpretation als Spaltenfüllung erscheint unwahrscheinlich, da auch hier der Buntkalk über größere

Strecken direkt über dem Dolomit der Gutenstein-Formation liegt und Steinalm-Formation fehlt.

Am Hauserbauerkogel und Schütterkogel folgt der Kontakt des Buntkalkes zu den, in verschiedener Fazies auflagernden Wettersteinkalken, einer subparallel zur Deckenbasis streichenden Schuppenbahn.

Aufnahmearbeiten im Bereich Hörsterkogel-Hochanger

Die Ostflanke zwischen dem Hörsterkogel und dem Hochanger wird durch eine für den Aflenzer Raum typische Abfolge der Mürzalpen-Decke aufgebaut.

Die Schichtfolge beginnt mit Werfener Schiefer, die in ihrem Hangendabschnitt in ca. 100 m mächtige Werfener Kalke übergehen. Darüber folgt dunkelgrauer, dünn- bis mittelbankiger, selten dickbankiger, intern laminiertes Anisdolomit, der im Profil südlich des Hörsterkogels maximal 250 m Mächtigkeit erreicht – in den Profilen nördlich davon jedoch nur tektonisch reduziert vorhanden ist.

Bereichsweise ist der oberste Abschnitt des Anisdolomits ungewöhnlich hell, zuckerkörnig und dickbankig ausgebildet. Es könnte sich an diesen Stellen daher bereits um dolomitisierte Steinalm-Formation handeln.

Im stratigrafischen Hangenden der anisischen Seichtwassererien folgen nun über einem deutlich entwickelten Scherhorizont Beckensedimente des oberen Anisiums und Ladiniums. Diese setzen mit auffällig dunkelgrau bis rosa gefärbten, Hornstein führenden, teilweise dolomitisierten, intern knolligen Bankkalken ein. Grüne Bestege und Flatschen in den Knollenflaserkalken sind tuffitverdächtig. Eine Probe BYG 16-026 mit den BMN M34-Koordinaten RW: 674437, HW: 272755 am Forstweg auf die Ostereralm erbrachte Conodonten des oberen Illyriums (*Neogondolella cornuta* BUD. & STEF., *Neogondolella cf. pseudolonga* KOV. et al., det. L. KRYSZYN, Univ. Wien). In anderen Profilen außerhalb des Arbeitsgebietes (Ostflanke des Ilgner Alpls, Eisental, Bürgergraben, Jauringgraben) setzt die Beckensedimentation mit dunkelgrauen bis schwarzen, Hornsteinknollen und Lagen führenden Knollenflaserkalken bereits im Grenzbe- reich Pelsonium/Illyrium ein, die in ihrer stratigrafischen Position und lithologischen Ausbildung mit dem Knollenkalk Member der Reifling-Formation verglichen werden können. Proben BYG 11-014, BMN 34 RW: 663936, HW: 268596, *Paragondolella cf. bifurcata* BUD. & STEF.; BYG 11-013, BMN 34 RW: 664422, HW: 269220, *Paragondolella bifurcata* BUD. & STEF.; BYG 08-047, BMN 34 RW: 668445, HW: 269919, *Paragondolella bifurcata* BUD. & STEF., *Paragondolella excelsa* MOS. (alle det. L. KRYSZYN, Univ. Wien). Erst über den schwarzen Knollenkalken folgen dort typischerweise jene bunt gefärbten, intern knolligen Bankkalken mit möglichen Tuffspuren, wie sie auch im Arbeitsgebiet anzutreffen sind.

Diese bunt gefärbten Kalke gehen innerhalb weniger Meter in einen überwiegend hellgrauen, teilweise Hornstein führenden, ebenflächigen Bankkalk über, der besonders im Hangenden Abschnitt allodapisch entwickelt ist. Deutlich allodapische Abschnitte sind besonders in den Profilen im Westteil des Kartenblattes Aflenzen zwischen dem Ilgner Hocheck und der Bürgeralpe zu finden.

In manchen Profilen (Ilgner Alpl, 1.506 m ü. A., Eisental westlich der Bürgeralm) sind die obersten Meter des hellgrauen Bankkalkes im Liegenden der stratigrafisch fol-

genden Halobien-schiefer dunkelgrau bis schwarz gefärbt und weisen mitunter Tonhäutchen im Bereich der Bankflugen auf. Sie sind stratigrafisch bereits in das untere Julium einzuordnen. Vergleichbare dunkle Kalke finden sich auch am Top des „Hellgrauen Bankkalkes“ in der Südostflanke des Hörsterkogels, 1.609 m ü. A. Die Mächtigkeit des „Hellgrauen Bankkalkes“ erreicht maximal 150 m, unterliegt jedoch, tektonisch bedingt, starken Schwankungen bis zur vollständigen Abscherung nördlich Dreiercher Berg, 1.237 m ü. A.

Der Kontakt zu den auflagernden Halobien-schiefern ist am Südrand der Aflenzer Trias zwischen der Bürgeralpe und dem Hörsterkogel als deutliche tektonische Grenzfläche entwickelt. Ab der Schießling-Südflanke (KREUSS, 2009) sind die Halobien-schiefer in diesem Niveau intensiv durchbewegt, teilweise entfärbt (hellgrau anstatt dunkelgrau bis schwarz) und weisen durch Serizitbesteuge glänzende Schieferungsflächen auf. Im Hangenden gehen die Halobien-schiefer in dunkelgraue bis braune Mergel und danach in Bankkalke über.

Im Bereich der Ostflanke des Hörsterkogels induzieren die inkompetenten Halobien-schiefer zahlreiche Rutschungen. Die Tonschiefer und Kalklagen sind daher durch Schutt und Gleitschollen aus den überlagernden Beckensedimente des oberen Karniums größtenteils verhüllt und können daher nicht im Detail aufgelöst werden. In der besser aufgeschlossenen Ostflanke des Hochanger schalten sich in die dunklen Bankkalke helle allodapische Kalke und Brekzienkalke ein. Diese enthalten teilweise große Crinoidenstielglieder und Gerüstbildner. Lateral gehen diese in dunkelgraue, teilweise braun anwitternde Brekziendolomite (Intraformationelle Brekzien mit teilweise laminierten Intra-klasten und Gleitstrukturen) über.

Literatur

BRYDA, G., VAN HUSEN, D., KREUSS, O., KOUKAL, V., MOSER, M., PAVLIK, W., SCHÖNLAUB, H.-P., WAGREICH, M., AHL, A. (Beitr.), HEINRICH, M. (Beitr.), LENHARDT, W.A. (Beitr.), MOSHAMMER, B. (Beitr.), PFLEIDERER, S. (Beitr.), PLAN, L. (Beitr.), SCHEDL, A. (Beitr.) & SLAPANSKY, P. (Beitr.) (2013): Erläuterungen zu Blatt 101 Eisenerz. – 223 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1970): Fazies und Paläogeographie des Oberostalpinen Malm. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **63**, 52–141, Wien.

KREUSS, O. (2009): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Oisching-Schießlingkammes zwischen Feistringgraben und Seebach auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149/4**, 528–530, Wien.

MOSER, M. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Bereich Fuchsriegel-Wieskogel-Rodler-Lärchkogel-Ilmitzkogel-Bergfeld-Pötschberg-Oischinggraben auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153/1**, 383–386, Wien.

NIEVOLL, J. (2016a): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 251–253, Wien.

NIEVOLL, J. (2016b): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 253–256, Wien.

RISAVY, R. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet Moosbach – Draxlergraben auf Blatt 102 Aflenz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138/3**, 508, Wien.

VAN HUSEN, D. (2016): Geologische Manuskriptkarte 1:10.000 auf Blatt 102 Aflenz. – unveröffentlichte Manuskriptkarte, Geologische Bundesanstalt (A 19068-RA/102/2016).

Bericht 2017 über geologische Neuaufnahmen und Nachbegehungen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

GERHARD BRYDA

Im Sommer 2017 wurde die Westflanke des Hochanger (1.682 m ü. A.) zwischen dem Seegraben und der Missitulalm geologisch neu aufgenommen. Zusätzlich wurden bestehende Kartierungen (KREUSS, 2009) im Bereich der Hörsterkogel (1.609 m ü. A.) West-/Südflanke und im Bereich Schießling (1.667 m ü. A.) – Oisching (1.699 m ü. A.) sowie der „Unteren Dullwitz“ (BRYDA et al., 2002) überarbeitet und um strukturelle und conodontenstratigrafische Daten ergänzt.

Kartierung im Bereich Hochanger-Westflanke

Im Bereich der Hochanger-Westflanke verläuft eine bedeutende W–E streichende Störung, die eine Abfolge aus Hang- und Beckensedimenten des Karniums bis unteren Noriums im Süden von Wettersteindolomit in Riff-Fazies (Ladinium bis unterstes Karnium) im Norden trennt. Diese Störung wurde bereits von SPENGLER (1920) erfasst, besitzt nach der nun vorliegenden Neuaufnahme jedoch einen anderen Verlauf.

Im untersten Abschnitt verläuft die Störung in der Talfüllung des Grabens, der von der Spinnerin in das Seetal herabzieht. Danach im Bereich der Südflanke dieses Grabens und quert in 1.775 m Seehöhe den Rücken westlich der Missitulalm. Ab dort ist sie über die neu errichtete Missitulalm nach Osten bis zur Straßenkehre unterhalb des Hochanger verfolgbar, wo sie vermutlich von einer NW–SE streichenden Störung abgeschnitten wird.

Die stratigrafisch ältesten Anteile (Julium) der Hang- und Beckensedimente sind im untersten Teil der Talflanke, östlich des Seegrabens, aufgeschlossen. Hier steht ein dunkelgrauer bis schwarzer, ebenflächiger, variabel (3–15 cm) gebankter, teilweise intern feingeschichteter und teilweise kieseliger Bankkalk an, der mitunter weinrote kieselig-tonige Zwischenlagen enthält. Dieser Kalk wird durch Einschaltungen von Halobien-schiefern und Halobienmergeln in mehrere Züge untergliedert, die jedoch teilweise von Schutt verhüllt sind oder auskeilen und daher lateral nicht immer verbunden werden können. Einschaltungen von Halobien-schiefern sind an der Forststraße vom Seegraben in das Weittal in 900 bis 920 m ü. A. und an den Enden zweier kürzerer Forstwege, die von der Straße in den Plot-schengraben bei 980 und 1.015 m ü. A. abzweigen, erhalten.

Südlich der Störung zum Wettersteindolomit geht dieser Bankkalk in einen dolomitischen, andeutungsweise gebankten, hellen Schuttkalk mit Gerüstbildnern und einen hangend folgenden, dunkleren Bankdolomit mit Gerüstbildnern über. Im Hangenden wird dieses erste Schichtpaket von einem nun gut verfolgbaren Zug aus Halobien-schiefern abgeschlossen. Dieser verläuft knapp oberhalb der Forststraße in den Plotschengraben, verlässt diese dann aber ab der Forststraßenkehre bei 1.126 m ü. A., quert bei 1.169 m ü. A. den Grat zum benachbarten Graben (Spinnerin) und wird schließlich am Kontakt zum Wettersteindolomit tektonisch abgeschnitten.

Im Hangenden dieses bedeutenderen Schieferbandes folgt im Bereich der Scheibenmauer ein dunkelgrauer bis schwarzer, ebenflächig, plattiger, nur wenig Hornstein führender, dünnbankiger Kalk, der lateral gegen Norden, im Nahebereich der Störung zum Wettersteindolomit, wieder in einen variabel gebankten, intern laminierten Bankdolomit übergeht. Gleichartig ausgebildeter Plattenkalk ist im ganzen Gebiet von den Wandfluchten an der Südseite der Aflenzer Bürgeralm über den Schießling bis zum Hörsterkogel im Hangenden der Wechselfolge aus Halobien-schiefer und Kalken anzutreffen. Aufgrund zahlreicher Conodontenproben kann der Plattenkalk in den Profilen der Aflenzer Bürgeralm in den Zeitraum oberstes Julium bis unteres Tuvalium eingestuft werden. Dort wird der Plattenkalk dann von einem variabel gebankten, mittelgrauen Hornsteinkalk (oberes Tuvalium bis Alaunium?) und teilweise auch von einem große Hornsteine führenden Bankdolomit überlagert. Darauf folgt dünnbankigerer und hornstein- armer Aflenzer Kalk s. str. (Sevatium).

Auch der Plattenkalk der Scheibenmauer und am Hörsterkogel wird von einem Hornsteinknollen führenden Bankkalk überlagert, der lithologisch mit den Hornsteinknollenkalken der Aflenzer Bürgeralm verglichen werden kann. Im Gegensatz zu den Profilen der Bürgeralm sind jedoch am Top des Bankkalkes im Plotschengraben gut verfolgbare Halobien-schiefer aufgeschlossen. Diese stehen bereits wenig südlich der Störung, die den Wettersteindolomit von den karnisch-norischen Hang- und Beckensedimenten trennt, unterhalb der Forststraße von der Spinnerin in Richtung Hörsterkogel an, sind in der Kehre bei 1.310 m ü. A. gut aufgeschlossen und danach als schmales Band bis in den Graben südlich des Plotschengrabens verfolgbar. Hier wird die Schiefereinschaltung durch eine Störung abgeschnitten und um ca. 50 m nach unten versetzt. Sie ist danach noch ein kurzes Stück an der Forststraße, die vom Plotschengraben auf die Scheibenmauer führt, aufgeschlossen und keilt dann offenbar aus.

Die gleiche Störung trennt auch den Hornstein führenden Bankkalk oberhalb der Scheibenmauer von dunkelgrauen bis schwarzen, intern laminierten Bankdolomiten, in denen häufig Gleitfalten zu beobachten sind. Lateral lösen sich diese nach Norden in teilweise gelblich verfärbte Dolomitbrekzien auf. Vergleichbare Dolomitbrekzien stehen auch in den Flanken des Misitulgrabens westlich und östlich der Misitulalm sowie am Gipfel des Hochanger im Hangenden der dort vorhandenen geringmächtigen Halobien-schiefer auf.

Im Liegenden der geringmächtigen Halobien-schiefer-Einschaltung bei der Misitulalm treten hellgrau gefärbte, teilweise dolomitisierte allodapische Kalke mit Crinoiden-

bruchstücken und Brekzien auf, die von SPENGLER (1920) als Ramsaudolomit (Wettersteindolomit) angesprochen worden sind. Es handelt sich dabei jedoch vermutlich bereits um Kalke des Karniums, die mit dunklen Bankkalken verzahnen. Gleiche Kalke sind auch innerhalb der Ostflanke des Hochanger im Niveau der karnischen Bankkalke aufgeschlossen und enthalten dort Gerüstbildner (BRYDA, 2018, dieser Band).

Oberhalb der Misitulalm grenzt der Brekziendolomit des Karniums tektonisch an den Gerüstbildner führenden Wettersteindolomit in Riff-Fazies. Dieser bildet zumindest am Nord- und Westgrat des Hochanger auch die Unterlagerung des geringmächtigen Bandes aus Halobien-schiefer im Liegenden des karnischen Brekziendolomits, der den Gipfel des Hochanger aufbaut.

Auf der Süd- und Südostseite des Hochanger werden die Halobien-schiefer von einer Wechselfolge aus teilweise Gerüstbildner und Crinoidenstielglieder führenden Bankkalke und Brekziendolomiten unterlagert. Eine, aus einer Kalklage am Südgrat in 1.624 m entnommene Conodontenprobe (BYG 16-029, BMN 34 RW: 673690, HW: 274445, *Quadralella polygnathiformis* [BUDUROV & STEFANOV] MOSHER 1968, *Paragondolella foliata* BUDUROV 1975) ergab Conodonten des unteren Tuvaliums.

Oberhalb der Misitulalm grenzen diese Gesteine offenbar an einer NW–SE streichenden Störung tektonisch an den unterlagernden Wettersteindolomit. Auch das vergleichsweise hohe Alter (unteres Tuvalium) der Gesteine am Hochanger spricht für eine tektonische Grenze zu der südlich angrenzenden, mächtigen Schichtfolge aus karnisch bis unternorischen? Bankkalken und Dolomiten.

Aber auch hier endet die Schichtfolge oberhalb der Scheibenmauer und am Hörsterkogel innerhalb der Hornstein führenden, variabel gebankten Kalke. Sicherer Aflenzer Kalk s. str. (Sevatium) konnte bisher nicht nachgewiesen werden.

Nachbegehungen im Bereich Schießling–Oisching

Am Schießling konnten die, im Bereich der Schießlingalm aufgeschlossenen dunkelgrauen Tonschiefer und Mergel als schmales Band über den Steinlauf nach Norden bis zum Zargenboden durchverfolgt werden. Zwei Conodontenproben aus den dunkelgrauen Bankkalken im unmittelbar Hangenden des Schieferbandes (Proben an der Forststraße KRO 15/08 (O. Kreuss) BMN 34 RW: 671515, HW: 271503, *Norigondolella* cf. *navicula* HUCKRIEDE, BYG 16-032 BMN 34 RW: 671387, HW: 271704, *Norigondolella steinbergensis* MOSHER) konnten in das Lac 1–2 und Lac 3-Sevatium eingestuft werden.

Obwohl die Tonschiefer am Steinlauf den Halobien-schiefern des Karniums im Aflenzer Raum lithologisch vollkommen gleichen, können diese aufgrund der im Hangenden folgenden norischen Bankkalke nicht mehr ohne Komplikationen mit diesen parallelisiert werden. Entweder handelt es sich um eine jüngere Terrigeneinschaltung an der Basis des Aflenzer Kalkes s. str.? am Schießling oder es existiert eine bisher nicht erfasste Schubfläche im Bereich des Schieferbandes. Eine simple Aufwölbung der Tonsteine aus der liegenden Abfolge aus Halobien-schiefern und karnischen Kalken im Sinne von SPENGLER (1920: Profil III) kann ausgeschlossen werden.

Nachbegehungen im Bereich „Untere Dullwitz“

In der bereits bekannten, steilstehenden bis überkippten Schichtfolge östlich der Höllmauer (BRYDA et al., 2002), die von Werfener Schichten, Anisdolomit („Gutenstein-Formation“) über die Sonnschien-Formation bis in den Grafensteigkalk reicht, konnte nun auch noch die Steinalm-Formation nachgewiesen werden. Diese enthält im Handstück deutlich sichtbare und im Dünnschliff gut bestimmbare Dasycladalen (det. G. BRYDA).

Proben BYG 17-052, BYG 17-053 mit den Koordinaten BMN 34 RW: 665105, HW: 276078

Teutloporella peniculiformis OTT in GRANIER & DELOFFRE, 1995
Physoporella pauciforata pauciforata PIA ex BYSTRICKÝ, 1964
Physoporella dissita [GÜMBEL 1872] PIA 1912

sowie Foraminiferen des oberen Anisiums (Pelsonium) (det. G. BRYDA):

Meandrospira dinarica KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ, 1966
Endothyranella cf. *tricamerata* SALAJ, 1967
Endothyranella pentacamerata SALAJ, 1967

Der in der bisherigen Aufnahme (BRYDA et al., 2002) dargestellte Anteil der Sonnschien-Formation (Buntkalk an der Basis des Grafensteigkalkes) ist dementsprechend in seiner Mächtigkeit zu reduzieren und auch nicht typisch entwickelt.

Auf der der Höllmauer gegenüberliegenden Talseite ist am oberen Ende des großen Murenkegels im Liegenden des Wettersteindolomits, ein hellgrauer, massig wirkender Kalk aufgeschlossen, bei dem es sich um Wettersteinkalk in Vorriff-Fazies handeln könnte.

Der Wettersteindolomit im Hangenden ist mittelgrau, teilweise feingeschichtet und führt Onkoide, die besonders am Steig auf den Fölzsattel gut zu sehen sind. Er besitzt daher sicher lagunäre Fazies.

Im Bereich des Fölzsattels und am Steig Richtung Mitteralm folgt mittelgrauer, undeutlich gebankter, meist feingeschichteter bis laminiertes Dolomit mit Fenstergefügen und Onkoidlagen, der die Basis des norischen Dachsteinkalkes der Mitteralm bildet. Die Grenzziehung zum unterlagernden lagunären Wettersteindolomit ist aufgrund der ähnlichen Fazies nur schwer möglich, wenn die zwischen-

geschalteten Leckkogelschichten fehlen. In der Umgebung des Kreuzes am Steig westlich des Fölzsattels treten brekziöse Dolomittypen mit Gerüstbildnern auf. Diese befinden sich an der Basis des beschriebenen oberkarnisch bis unternorischen Dolomits und könnten einen Rest jener Riffentwicklung darstellen, dessen Gerüstbildner Schutt in den südlich gelegenen karnischen Schuttkalken und Olisthostromen innerhalb der Aflenzer Trias auftreten.

Der dem Mitteralmplateau südöstlich vorgelagerte Felsgrat, über den der Steig auf das Plateau verläuft, besteht vollständig aus Dachsteinkalk in Riff-Fazies. Äquivalente des von LOBITZER (1971) beschriebenen rötlichen Dolomits mit Conodonten des unteren Noriums konnten jedoch als Einschaltung im Dolomit knapp unterhalb des Dachsteinkalkes angetroffen werden (BMN 34 RW: 665008, HW275101, Probe BYG 17-040).

Innerhalb des lagunären Dolomits befinden sich Einschaltungen eines grauen und rosa gefärbten, spätigen Kalkes (Probe BYG 17-040) und rosa gefärbter Brekzien, die teilweise dolomitisiert sind.

Literatur

BRYDA, G. (2018): Bericht 2016 über geologische Neuaufnahmen und Nachbegehungen auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 130–133, Wien.

BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M., PAVLIK, W., DECKER, K., DRAXLER, I., KRYSZYN, L., PIROS, O. & MANDL, W. (Projektleiter) (2002): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet: Endbericht für den Projektabschnitt 1. Juni 2000–31. Mai 2002. – 211 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 12641-R]

LOBITZER, H. (1971): Fazielle Untersuchungen an triadischen Karbonatplattform/Becken-Gesteinen des südöstlichen Hochschwabgebietes (Wetterstein- und Reiflinger Kalk, Dachstein- und Aflenzer Kalk). – Dissertation, Universität Wien, 206 S., Wien.

KREUSS, O. (2009): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Oisching-Schießlingkammes zwischen Feistringgraben und Seebach auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149/4**, 528–530, Wien.

SPENGLER, E. (1920): Das Aflenzer Triasgebiet. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **69/3–4**, 221–254, Wien.

Blatt 103 Kindberg

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Koralle-Wölz-Deckensystem auf Blatt 103 Kindberg

JOSEF NIEVOLL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde die Südostecke des Kartenblattes im Bereich des Freßnitzgrabens. Untersucht werden sollte, wie weit sich Rabenwald- und Stuhleck-Kirchberg-Decke vom Kartenblatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) nach Nordwesten fortsetzen. Dass die Traibachschiefer, das

Leitgestein der Rabenwald-Decke, größere Verbreitung aufweisen als in der Karte von CORNELIUS (1936), konnte bereits BERKA (2000) nachweisen. Traibachschiefer mit ausgeprägter Gneistextur, den auffälligen Pseudomorphosen nach Andalusit, frischen Granaten bis 10 mm Durchmesser und geringmächtigen feinkörnigen Orthogneisen treten am Rotriegel zwischen den Koten 1.317 m und Jagdhütte 938, beiderseits des E–W verlaufenden Freßnitzgrabens und am südlichen Blattrand am Geländerücken westlich des Teschengrabens auf. Zur Rabenwald-Decke werden auch Quarzphyllite gezählt, die ohne scharfe Grenze retrograd aus Traibachschiefern hervorgehen; auf der Nordseite des Freßnitzgrabens ist der Übergang innerhalb

von 10–15 m Mächtigkeit gut aufgeschlossen. Für die von SCHUSTER & NOWOTNY (2015) vermutete Abschiebung zu den Quarzphylliten der Mürz-Tachenberg-Decke konnten keine Anhaltspunkte gefunden werden. Im Grenzbereich der Traibachschiefer sind cm-dicke Turmalinitgänge zu beobachten. Am Rotriegel unterstreichen geringmächtige feinkörnige Orthogneise (Lesesteine) innerhalb der Quarzphyllite deren Herkunft von den Traibachschiefern. Während die Traibachschiefer überwiegend flach bis mittelsteil nach Norden einfallen, werden die Quarzphyllite durch eine steilstehende jüngere Schieferung intensiv zerschert, ohne das ältere Gefüge vollständig auszulöschen. Etwas größere Verbreitung erreichen die feinkörnigen Orthogneise nur im Graben westlich des Rotriegels; hier steht am Forstweg auf 1.020 m Seehöhe auch ein geringmächtiger Amphibolit an.

Die Quarzphyllite der Stuhleck-Kirchberg-Decke erwecken einen höher metamorphen Eindruck als die Quarzphyllite der Rabenwald-Decke: im Querbruch sind häufig Schuppen von Muskovit und Chlorit zu erkennen (Durchmesser: ca. 1 mm), an der alten Zufahrt zum Jagdhaus (Jh.) Schwaighof (Kote 1.025) führen sie reichlich Granate (Durchmesser: max. 2 mm) und lagenweise auch Feldspatblasten (Durchmesser: ca. 1 mm). Quarzgänge treten nicht so häufig auf wie in den Quarzphylliten der Rabenwald-Decke und sind meist zu Knauern zerquetscht; eine ältere Schieferung ist nur in Teilbereichen unter der Lupe auszumachen.

Leitgestein der Stuhleck-Kirchberg-Decke ist der Pretul-Orthogneis, der neben kleineren Vorkommen im oberen Teschengraben länger verfolgbare Züge bildet. Ein Zug zieht vom ehemaligen Teschenhof (mit den alten Arsenkiesbauen, LASSNIG et al., 2006) nach Nordosten in den Teschengraben herunter, biegt auf 850 m Seehöhe nach Südwesten um und baut den Rücken südwestlich Jh. Schwaighof bis knapp an den südlichen Blattrand auf. Hier fehlen zwischen 1.260 und 1.300 m Seehöhe die cm-großen Kalifeldspat-Phänokristalle, die sonst für den Pretul-Orthogneis bezeichnend sind. Ein zweiter Zug auf der Nordwestflanke des Schwaighofgrabens weist im Bereich der Wildfrauengrotte eine Mächtigkeit von rund 30 m auf; im Hangenden sind dm-dicke feinkörnige Orthogneislagen mit den Quarzphylliten nach flach Nordost fallenden Achsen isoklinal verfaltet. Pretul-Orthogneis und Quarzphyllite sind zum Teil scharf voneinander abgegrenzt, zum

Teil tritt an der Grenze Quarzmobilisat auf. Häufig ist der Orthogneis jedoch mit den Quarzphylliten intensiv verfaltet, wobei die Kalifeldspat-Phänokristalle zerbrochen bzw. zerrieben werden und Biotit erhalten bleibt. Serizitreiche Weißschiefer sind nur an einigen wenigen Stellen anzutreffen (Teschengraben auf 970 m Seehöhe; Kehre im Forstweg vom Teschengraben zum Rotriegel auf 1.110 m Seehöhe). Im Schwaighofgraben sind am Rand des Pretul-Orthogneises am Forstweg auf 1.100 m Seehöhe Quarzite aufgeschlossen.

Quartär: Die Flanken im Schwaighofgraben, im Teschengraben und die Nordseite des Freßnitzgrabens sind zu meist felsig bis sehr steil und von Blockschutt überdeckt, was als Anzeichen für eine kräftige junge Hebung gedeutet wird. Rotriegel und Wolfsriegel fallen dagegen flach nach Norden bzw. Nordwesten ab, sind von mehreren Metern Hangschutt bedeckt und dementsprechend arm an natürlichen Aufschlüssen. Die größte aktive Rutschung zieht von der Faustquelle (GK50 Blatt 134 Passail) in den Graben zwischen Schwaighof- und Teschengraben herunter, eine kleinere vom Wolfsriegel in den Schwaighofgraben. Die auf dem Laserscan des GIS-Steiermark deutlich erkennbaren Rutschungen am Rotriegel und beim ehemaligen Teschenhof sind dagegen nicht vernässt und offenbar nicht aktiv.

Literatur

BERKA, R. (2000): Zur Stellung der Traibachschiefer im Semmering-Wechsel-System. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 133 S., Wien.

CORNELIUS, H.P. (1936): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

LASSNIG, K., MOGESSIE, A., KRENN, K. & BERNHARD, F. (2006): Mineralisation und Petrogenese im Teschengraben südlich von Krieglach, Fischbacher Alpen, Steiermark. – *Joanea Mineralogie*, 3, 5–24, Graz.

MATURA, A. & SCHUSTER, R. (2014): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 135 Birkfeld. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHUSTER, R. & NOWOTNY, A. (2015): Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Tagungsband zur Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 10–37, Wien.

Blatt 120 Wörgl

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 120 Wörgl

HELMUT HEINISCH & CLAUDIA PANWITZ

(Auswärtiger Mitarbeiter und auswärtige Mitarbeiterin)

Die Fortführung der Arbeiten auf Blatt Wörgl im Bereich der Grauwackenzone grenzt an Kartierungen der Jahre 2005 und 2008 an und umfasst ein Gebiet von 11,6 km².

Umgrenzung des Bereichs

Das Gebiet hat einen etwa rautenförmigen Zuschnitt. Die Nordwest-Grenze folgt dem Aschbach und erreicht über die Grasing- und Gernalm den Gipfelgrat des Schatzberges. Die Abgrenzung nach Südwesten und Süden erfolgt durch die Gipfflur von der Joelspitze zu Saupanzen, Lämpersberg und Steinernes Mandl. Daraufhin verläuft die Grenze von der Baumgartner Alm zur Spitzeralm und Koberalm. Die Aufnahmen von 2005 endeten in der Talaue der hinteren Wildschönau, weswegen diese die Ostgrenze bildet.

Lithologie und Verbreitung der Festgesteine

Das Kartiergebiet liegt komplett in Grauwackenzonen-Gesteinen. Generell ist festzuhalten, dass es sich um nur sehr schwachgradig überprägte, also eindeutige Grauwackenzonen-Gesteine handelt. Die Probleme, wie sie aus der Windau und Kelchsau bekannt sind, treten hier nicht auf.

Schattberg-Formation

Metasiliziklastika in der Fazies der Schattberg-Formation bedecken sehr große Flächen, so den gesamten Gratbereich und die nördlich anschließenden Flanken. Die Lithologie bedingt auch hier, dass man offene Felsflanken vorfindet und die Gesteine Gipfelbildner darstellen. Definitionsgemäß handelt es sich um dominant dickbankige Metasandsteine vom Typus Subgrauwacke. Schiefer-Einlagerungen treten deutlich zurück. Neben der hauptsächlich grauen Eigenfarbe kommen auch grünliche Farbschattierungen vor. Sedimentkennzeichen sind häufig, die primäre Schichtung ist erhalten. Auf den Schieferflächen sind reichlich Detritusglimmer zu erkennen.

Mikrobrekzien

Mikrobrekzien treten als typische Einschaltungen in der Schattberg-Formation auf und zwar sowohl am Grat vom Steinernen Mandl zum Lämpersberg und vom Lämpersberg zum Saupanzen, als auch südlich des Schatzberges.

Auffallend sind die warzenartig herauswitternden Quarzkörner von bis zu 3 mm Korngröße. Größere Brekzien wurden nicht aufgefunden. Die Gesteine sind auch als Rollstücke im Schutt unterhalb der Felsflanken gut erkennbar.

Löhnersbach-Formation

Das feinerklastische Faziespendant zur Schattberg-Formation bildet die Löhnersbach-Formation. Hier beläuft sich der Schiefer-Sandstein-Anteil definitionsgemäß auf je etwa 50 %. Das Verbreitungsgebiet befindet sich vor allem zwischen Salcheralm und Thaleralm-Hochleger. Aufgrund der leichteren Verwitterbarkeit sind die Aufschlussverhältnisse schlecht, die Gesteine neigen zu Rutschungen und verstellten tektonischen Messwerten.

Der tonige Anteil weist einen deutlichen Phyllitglanz auf, auch kleinräumige Faltung kommt häufiger vor als in der Schattberg-Formation.

Insgesamt lässt sich das Siliziklastika-Paket logisch konsistent wie bisher als Turbidit-Abfolge mariner Rinnenfächer erklären (HEINISCH, 1986; HEINISCH et al., 2015). Die Gesteine verzahnen untereinander und bilden keine scharfen Kartiergrenzen aus. Die Abgrenzung zwischen Löhnersbach- und Schattberg-Formation unterliegt daher wie auch bei früheren Kartierungen einer gewissen Subjektivität.

Metabasite

Es handelt sich hier um sehr dünne Lagen von Meta-Pyroklastika, an einer Stelle auch um eine wenige Meter mächtige basaltische Lava. Die Gesteine treten als Einschaltungen innerhalb der Löhnersbach-Formation am Höhenrücken vom Thaleralm-Hochleger zur Salcheralm auf. Die typisch blaugrüne Farbe ist nicht leicht von den Grautönen der Umgebungsgesteine zu unterscheiden. Die

basaltische Lava ist im angewitterten Zustand löchrig, verursacht durch das Herauswittern ehemals calcitischer Blasenfüllungen.

Als Besonderheit sind noch geringmächtige mafische Intrusivkörper zu erwähnen. An der Straße kurz unterhalb der Grasingalm treten zwei Meta-Gabbros auf. Nördlich von Sternboden wurde ein dioritisches Ganggestein vorgefunden. Die Gesteinslagen sind jeweils geringmächtig (Meter bis max. 15 Meter) und keilen auch lateral rasch wieder aus.

Charakteristisch sind die mm-körnigen Tiefengesteinsgefüge. Sie zeigen Pseudomorphosen von Chlorit nach Pyroxen und zersetzte Plagioklase in unterschiedlichen Mengenverhältnissen.

Porphyroidgneis

Ein kleiner Aufschluss von Porphyroidgneis liegt westlich unterhalb von Punkt 1.309 m an einer frisch geschobenen Forststraße. Typisch ist wie immer das porphyrische Gefüge aus Quarz- und Kalifeldspat-Porphyrklasten. Sie erreichen 1–2 mm Korngröße. Es handelt sich um Äquivalente des Blasseneck-Porphyroids. Aufgrund der konkordanten Einschaltung in umgebende Löhnersbach-Formation ist das Vorkommen als marine distale Aschenablagerung zu interpretieren (vgl. frühere Kartierberichte wie HEINISCH, 2006, 2009 oder HEINISCH, 1981).

Kalifeldspat-Augengneis

Am Saupanzen tritt ein weithin sichtbares, weiß verwitterndes Gestein auf. Es handelt sich um einen Kalifeldspat-Augengneis vom Typ der Kellerjoch-Gneise. Diese Gesteine sind als Einschaltungen sowohl im Quarzphyllit, als auch in der Grauwackenzone bekannt (u.a. BLATT, 2013). Der Augengneis liegt hier innerhalb der Schattberg-Formation. Seine Südgrenze bildet eine Verwerfung.

Das Gefüge ist protomylonitisch. In duktil ausgewalzter Matrix schwimmen bis zu 2 cm große Kalifeldspäte mit reliktsch erkennbarer Perthit-Struktur. In den Randbereichen nimmt die Deformation stark zu, weswegen die Grenzziehung nicht immer leicht ist.

Es besteht Einigkeit, dass es sich um granitoide Intrusionen plutonischer bis subvulkanischer Art handelt. Sobald die reliktschen Feldspäte mehrere Zentimeter groß werden, ist eine subvulkanisch/vulkanische Genese nach der Erfahrung des Autors auszuschließen. Von der strukturellen Position, vom Gefüge und auch chemisch identische Intrusivkörper wurden von verschiedenen Arbeitsgruppen geochronologisch datiert. Einheitlich ergeben sich ordovizische Intrusionsalter um die 475 Ma (u.a. BLATT, 2013). Dies hat wichtige Implikationen für das Alter der Rahmengesteine.

Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation

Eine tektonische Analyse wird durch die oft mangelhaften Aufschlussverhältnisse und großräumige Massenbewegungen erschwert (siehe unten).

Das Gebiet ist in unterschiedlichem Maße verfaltet, weswegen keine einfache Beschreibung des Strukturbaus

möglich ist. Es lassen sich Zonen unterschiedlicher Raumlage abgrenzen, die wahrscheinlich auch durch Sprödstörungen getrennt sind.

Der zentrale Nordteil steht vertikal und streicht einheitlich NW–SE. Dies dürfte bei stark vereinfachter Betrachtung dem Generalstreichen der Serien entsprechen. Die Grauwackenzonen-Gesteine nähern sich im spitzen Winkel dem Inntal.

Der mächtige Komplex aus Schattberg-Formation am Südrand des Kartiergebietes längs der Gipfelzone und in den angrenzenden Karen (Steinernes Mandl, Lämpersberg, aber auch Rücken zwischen Baumgarten- und Höhnigkaseralm etc.) weist auch noch einen relativ einfachen Bau auf. Das Generalstreichen läuft E–W mit steilem bis mittelsteilem Südfallen. Die Strukturdaten deuten auf eine wellige Faltung im 100 m-Bereich hin.

Die Westflanke des Aschbachs (südlich Salcheralm) zeigt flaches Einfallen nach Osten, wobei hier auf jeden Fall die Werte durch Massenbewegungen verfälscht werden.

Die gesamten übrigen Bereiche, wie zwischen Schatzberg und Grasingalm, sind stärker verfaltet. Als kartenbildprägende Großstruktur ist eine steil nordwärts eintauchende Achse anzunehmen. Diese jüngste Faltungsphase überfaltet ältere Schieferungen und Kleinfaltenachsen. Die messbaren Kleinfaltenachsen sind damit nicht konsistent mit der Großstruktur. Sie liegen meist flach – schieferungsparell. Da Leithorizonte im engeren Sinne fehlen, ist eine zweifelsfreie Analyse des Großbaus nicht möglich. Durch die Darstellung der Faziesverzahnung zwischen Löhrnersbach- und Schattberg-Formation wurde der Großbau angedeutet.

Zusammenfassend ist zunächst die weitflächige Verbreitung turbiditischer Siliziklastika hervorzuheben. Als Einschaltungen kommen lediglich geringmächtige Metabasite und eine Porphyroidlage vor. Das Kartiergebiet ist komplett carbonatfrei. Damit steht einer Zuordnung des Kartiergebietes zur Glemmtal-Einheit (Süd) nichts im Wege, wie sie auf den Kartenblättern 123 Zell am See, 122 Kitzbühel und 121 Neukirchen am Großvenediger definiert und kartiert worden ist.

Quartär, Massenbewegungen

Pauschal betrachtet, weist das Gelände eine kräftige Schuttbedeckung auf. Interessant sind hierbei die spät- bis postglazialen Bildungen längs des Flusslaufs der Wildschönauer Ache. Hier sind weitverbreitet Grundmoränenbedeckungen festzuhalten. Die Moränen sind verdichtet, stauen das Wasser und reichen bis ca. 1.300 m Seehöhe hinauf. Darauf lagern talwärts teils gut erhaltene Eisrandsedimente. Sie konnten bis auf 1.100 m Seehöhe nachgewiesen werden, wie zum Beispiel im Mündungsgebiet des Aschbachs. An Geschieben finden sich Quarzphyllite und lokales Grauwackenzonen-Material. Lediglich ein kleiner Zentralgneisblock wurde entdeckt (Markierung ZG in der Manuskriptkarte).

Vermutlich bedingt durch die südlich umrahmenden Gipfelzüge aus Schattberg-Formation, welche reichlich Block-

schutt liefern, sind weite Teile des Gebietes durch recht mächtige lokale Schuttmassen bedeckt. Dies gilt insbesondere für den Namenlos-Bach zwischen Taleralm und Schwarzenau. Dieser liefert keine Festgesteinsaufschlüsse. Die Lockersedimentkörper sind wenig konsolidiert und wurden als Lokalmoränen-Ablagerungen eingestuft. Sie stellen Geschiebelieferanten für Ruckregenereignisse dar. Hangaufwärts, insbesondere bei Vorherrschen von Massenbewegungen, kommt es zur Vermischung von Moränenmaterial mit Hangschutt, wofür die entsprechende Signatur ausgewählt wurde.

Spektakulär nimmt sich das schutterfüllte Kar nördlich des Lämpersberges mit der Kreuzlacke aus. Aufgrund der girlandenartig verlaufenden internen Wallstrukturen und der Quellaustritte am Fuß der untersten Wälle handelt es sich hier ziemlich sicher um Blockgletscher. Besonders eindrucksvoll ist ein am Wanderweg zum Steinernen Mandl mit Hinweis versehener sogenannter „Unterirdischer Wasserfall“. In der Tat hört man heftiges Getöse aus dem Untergrund, verursacht durch einen das Blockmaterial durchströmenden Bach.

Während die Grate und Felswände aus Schattberg-Formation (Umfeld Lämpersberg) zwar Zerrspalten aufweisen, aber im Wesentlichen stabil erscheinen, sind die Flanken mittlerer Höhenlagen, mit Wald oder Wiese bewachsen, weitgehend durch Massenbewegungen überformt (Rücken und Flanken bei Thaler Alm Hochleger und Salcheralm, Rücken Höhnigkaser Alm). Die Zerrgräben an den Rückenachsen sind gut erkennbar. Die Formen in den Hängen erscheinen undeutlich und auch im Laserscan verwaschen. Allerdings stand im Laserscan nur eine Beleuchtungsrichtung zur Verfügung. Es ist aufgrund der Kleinmorphologie ziemlich sicher, dass diese Bereiche allesamt entlastete Massenbewegungen darstellen. Die tektonischen Messwerte sind in diesen Bereichen damit nicht aussagekräftig.

Literatur

BLATT, A. (2013): Geochronologische Datierungen in der Grauwackenzone Tirols. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft **29**, 59 S., Halle.

HEINISCH, H. (1981): Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **124/1**, 1–109, Wien.

HEINISCH, H. (1986): Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. – Habilitationsschrift, Universität München, X + 291 S., München.

HEINISCH, H. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **146/1–2**, 95–96, Wien.

HEINISCH, H. (2009): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen Bereich Wildschönau/Auffach auf Blatt 120 Wörgl. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149/4**, 534–535, Wien.

HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J. (2015): Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

ELIJAH DIPPENAAR

This report focuses on the Quaternary deposits and landforms in the Kelchsau Valley. A geological map made by Helmut Heinisch and Claudia Panwitz provided a basis for this study. While Heinisch and Panwitz did include Quaternary deposits on their map, they did not use a stratigraphic sequence for the Quaternary units. The climatostratigraphic subdivision was applied according to REITNER et al. (2016). The sequence is as follows: pre-Last Glacial Maximum (pre-LGM), the LGM, the phase of early Lateglacial ice-decay, the Gschnitz and the Egesen stadials.

General setting

The mapped area lies in the Kelchsau valley of the Kitzbüheler Alps in Tyrol, Austria. It encompasses the true right and left side of the Kelchsau Valley, which the Kelchsauer Ache drains. At the location of the Zwiesel hydroelectric power plant (*Kraftwerk Zwiesel*) the Kelchsau Valley forks into the western Langer Grund valley and the eastern Kurzer Grund valley. The true left side of the Langer Grund valley and the true right side of the Kurzer Grund valley were mapped, respectively. The true left side covers an area of 15 km² and the true right side an area of 21 km². The western limit of the map is the limit of map sheet 121. The Feldalphorn peak (1,923 m a.s.l.), the Höhenbrandalm and the Wurzenrain residence mark the northern limit of the mapped area. The eastern limit of the mapped area is the ridge separating the Kelchsau valley from the Windau Valley. This ridge, include the peaks of the Lodron (1,925 m a.s.l.) the Rahmkarkopf (2,026 m a.s.l.) and the Steinbergstein (2,215 m a.s.l.). The southern limit is a straight line from the Schnee grubenalm (1,780 m a.s.l.) to the Gasthof Wegscheid. In the Langer Grund valley, the Stubalm marks the southern point of the mapped area.

Geological setting

The mapped area contains two nappe-systems that are in contact in the southern half of the mapping area. A large portion of the map lies in the Tirolic-Noric nappe system that is informally referred to as the “Greywacke Zone”, which comprises of two dominant formations in the study area. The Löhnersbach Formation is a sequence of fine-grained low-grade metamorphic rock consisting of predominant slate layers alternating with meta-sandstones. The Schattberg Formation consists of alternating coarse grained low-grade metamorphic sandstones with occasional coarse grained quartzite layers.

The Koralpe-Wölz nappe system covers the southern parts of the map, which is informally referred to as the “Innsbrucker Quartzphyllite Zone”. It overlies the Tirolic-Noric nappe system. The Innsbrucker Quartzphyllite Zone con-

sists of quartz phyllite that is rich in quartz and also contains quartzite bands (HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008).

Kehlbach bedrock geology

The Kehlbach area is found on the orographic left side of the Kelchsau Valley. It encompasses the side valley of the Kehlbach creek and the east-facing mountain flank (south of the creek), which includes the Alpmessaualm (1,222 m a.s.l.), the Unterschwaigbergalm and the Zwiesel power station. Löhnersbach formation dominates the bedrock geology whereas only a small part around the peak of the Schwaigberghorn (1,990 m a.s.l.) consists of Schattberg Formation. A few bands of augengneiss that vary in thickness are present in the Kehlbach area. The peak of the Feldalphorn is made-up of metatuff (pyroclastic vulcanite).

Kehlbach Quaternary geology

The lower reaches of this side valley are dominated by gravel-sand beds of varying thickness, which are interpreted as ice-marginal sediments attributed to the Phase of ice-decay. Certain outcrops show delta topset and forest deposits. The ice-marginal deposits reach the altitude of ca. 1,500 m a.s.l. The steep valley flanks are not conducive for the preservation of such loose sediments. This can result in pockets of ice-marginal sediments on the valley flanks that are surrounded by either subglacial traction till deposits, or bedrock outcrops, and in some cases a combination of both. In the higher reaches of the flanks, scree is found and often a mixture of scree and reworked (i.e. redeposited) subglacial traction till have formed. In the cirque below the Feldalphorn, a Dms (diamicton, matrix supported, stratified) lithofacies was identified that was one meter thick and contained the local lithological spectrum. Beneath the Dms, interpreted as a till, a fine-sand layer was identified that is of a fluviolacustrine origin. This would lead to the assumption that this cirque was ice-free before a cold period set in and a glacier deposited the subglacial traction till. The time constraints are difficult to judge here, because there is no clear sequence of moraine deposits as is described in the first paragraph. In the cirque below the Schwaigberghorn (a north-facing cirque), a latero-frontal moraine deposit was identified (1,750 m a.s.l.) and a rock glacier deposit (1,850 m a.s.l.). Just below the moraine system, a dump from a former copper mine is evident.

Kehlbach mass movements

Along the upper, outer edges of the tributary valley, scarps of mass movements are visible on both sides. On the southern side between the Neustattalm and the Alpmessaualm the detachment zone reaches a maximum vertical magnitude of ca. 20 m covering a length of 1 km. On the northern side in the area of the Höhenbrandalm a similar situation occurs. The scarp also reaches a maximum displacement of ca. 20–25 m and stretches over a length of ca 1.5 km. These rock slumps are highly likely to have occurred after the Phase of ice-decay as a result

of the Kehlbach creek destabilising the foot of the flanks. The fine-grained Löhnersbach formation is not (mechanically) competent and new rupture surfaces readily develop with increased stress. The slate dips at high, almost vertical, angles and strikes in a southwest direction (HEINISCH & PANWITZ, 2007), indicating that the foliation plane may have played a role on the southern mass movement but not along the northern rupture. Along the ruptured surface, the slate is highly fractured, disjointed but not dislodged. Along the riverbanks smaller secondary rock slumps formed.

Above the Trockenbachalm, there is a very sharp ridge that leads up to the Feldalphorn peak, is due to the formation of a scarp. The peak of the Feldalphorn has been shaped by mass movements. On the east-facing slope, a rock fall deposit consisting of a boulder field was identified.

An area separating the cirques of the Feldalphorn and of the Schwaigberghorn is characterised by a saw-tooth morphology. The antislope scarps (REITNER & LINNER, 2009) trend in a NNW–SSE direction without any link to the strike of the primary or secondary planar fabric (slaty cleavage). This deep-seated gravitational deformation of toppling type has been formed due to displacements along pre-existing joints and faults dipping steeply to Southwest.

Langer Grund bedrock geology

On the western flank of the Langer Grund (south of the Kehlbach area), the Wildkaralm (1,659 m a.s.l.) lies approximately on the boundary between the Löhnersbach and Schattberg Formations. A few bands of augengneiss occur between the two formations, and a few bands of the Löhnersbach Formation and metatuff lenses are found within the Schattberg Formation.

Langer Grund Quaternary geology

In the lower reaches of the valley, ice-marginal sediments dominate the setting and reach altitudes of 1,500 m a.s.l. In general, the ice-marginal sediments decrease in thickness as the altitude increases. In the Inner Wildgraben at an altitude of 1,400 m a.s.l. ice-marginal sediments, consisting of gravel and sand, no thicker than 2 m, overlie either subglacial traction till or bedrock. In certain areas, there is no loose rock cover. In the higher reaches of the area, the general loose rock cover (i.e. subglacial traction till or ice-marginal sediments) can be described as “patchy”, as is exemplified in the Inner Wildgraben. Above and below the Kühtalalm, ice-marginal sediments are missing. Here subglacial traction till deposits that in many cases have been superficially reworked i.e. redeposited, were identified. Just south of the Zwiesel power station, at an altitude of 910 m a.s.l., over-consolidated subglacial traction till was identified. In areas that are not on steep slopes, small bogs can often be found in areas underlain by impermeable subglacial traction till. This was often the case between the Lotterbichlalm and the Unterschwaigberghornalm. The time constraints for these deposits are difficult to judge but considering that during the LGM, ice masses reached altitudes of 2,000 m a.s.l. (VAN HUSEN, 1987) the subglacial traction till and overlying ice-marginal sediments are presumed to be from the LGM and Phase of ice-decay, respectively.

Langer Grund mass movements

The manifestation of mass movements in this area differs due to the differing rock formations. Slopes made up of the more competent Schattberg Formation display near-surface smaller mass movements whereas those of the Löhnersbach Formation show, larger and deep-seated mass movements, albeit they are initial. Within the Schattberg Formation, above the Wildkaralm, a mass movement with a width of 180 m that showed compressional ridges at its toe, and a scarp that was partly covered with boulders and scree, was identified. This mass movement has been interpreted as a translational slide with a rupture depth of a few meters. Southeast of the Wildkaralm in the Inner Wildgraben a rotational landslide was identified that spanned 200 m in width. The ruptured surface is no deeper than 10 m.

Within in the Löhnersbach Formation three major scarps were identified with a length ranging from 700 m to 1,400 m. The scarp depths do not surpass a magnitude of 80m and cease along the boundary of the two formations. The less competent Löhnersbach formation (towards the north) facilitates deep-seated gravitational deformations that are not structurally bounded, whereas the Schattberg Formation provides more resistance in this respect, as it is more competent. To the east and southeast of the Schwaigberghorn peak, extension cracks run in N–S and NE–SW direction. The slaty cleavage is not used here, because it strikes in a NW–SE direction. Southwest of the peak double-crested ridges have formed almost in parallel to the ridge.

Ofnergraben bedrock geology

Opposite the Kehlbach area, the Ofnergraben cuts into the mountain flank heading up to the Hartkaserjoch peak (1,639 m a.s.l.). The flank consists almost entirely of slate i.e. the Löhnersbach Formation. Very few bands of quartzite streak through the area.

Ofnergraben Quaternary geology

As was the case in the other areas of the map, ice-marginal sediments consisting of gravel and sand dominate the lower reaches of the flank. In the mid-reaches of the slopes, subglacial traction till with occasional indication of redeposition occurs partly in patches, especially in areas affected by mass movements. At an altitude of around 910 m a.s.l., north of the Ofnergraben subglacial traction till was identified that was high in silt content. South of the Vorderölbalkalm (1,296 m a.s.l.) and in the surroundings of the Hinterölbalkalm (1,439 m a.s.l.) patches of subglacial traction till with some indications of waterlogging cover the bedrock. The subglacial traction till is from the LGM as there are no morphological features to indicate younger glacial or periglacial activity. The ice-marginal deposits are therefore considered to be from the Phase of ice-decay.

Ofnergraben mass movements

On the northern flank of the Ofnergraben several mass movements have been recorded creating an overall complex mass movement. A prominent scarp west of the Vorderölbalkalm extends over an altitude range of ca. 550 m that traverses in a north-easterly direction, before bending to the east (at an altitude of 1,350 m a.s.l.),

where it converges into a mountain ridge. The highest lying area has been identified as an area of mass creep (*Kriechmasse*), where initial slides were identified. The bedrock here is fragmented but not dislodged. A secondary scarp within the confines of the first scarp was identified. Here no bedrock outcrops were seen within the moved mass, but fragmented rock in a sandy to silty matrix. The toe of the mass movement has altered the course of the Ofnergraben creek leading to the conclusion that this mass, is a flow mass (*Fließmasse*).

South of the Ofnergraben a second large scale mass movement that surrounds the Fixern-Hochalm (1,636 m a.s.l.) and the Hinterölbalkalm (1,439 m a.s.l.) was identified. The scarp of this mass movement stretches over a length of 1,600 m and is delimited by a creek to south that flows into the Ofnerbach creek. The height of the scarp increases from north to south i.e. from 30 to 100 m. Within the displaced mass extension, gaps (*Zerrgraben*) are evident in the northern half of the mass movement, which cease towards south half. This is a sign that the moved mass is more mature in the southern section, meaning that it shows some transition to a mass flow deposit (*Fließmasse*), whereas the northern half, with the extension gaps, it is still a mass creep (*Kriechmasse*).

On the west-facing slope south of the Steinergraben, extension gaps that strike in WNW–ESE direction occur. The extension gaps are very initial and are often hard to identify in the field but easily visible on laser scans.

In general, along the banks of the creek small-scale slide and flow masses are present.

Kurzer Grund bedrock geology

The Kurzer Grund area (on the eastern side of the valley) is south of the Ofnergraben. Its northern border extends from the Urschla farmhouse to the Lodronalm (1,700 m a.s.l.) and in the southern border forms at Neualmtrettl (1,950 m a.s.l.) and the Faulaschlagalm (1,533 m a.s.l.). The northern half of the area consists of the Löhnersbach Formation. Towards the south, the Schattberg formation makes up the bedrock. The boundary between the two formations lies between the Hoheggalm and the Hohegger Graben. In the valley reaches, a band of augengneiss lies between the two formations. The augengneiss is the dominant lithology between the Hintingerschlagalm and the Hoheggalm.

Kurzer Grund Quaternary geology

In the vicinity of the valley floor ice-marginal sediments are found, that consist of gravel and sand. South of the Hintingerschlagalm (1,196 m a.s.l.) partly reworked subglacial traction till covers the hard rock until the Niederkaseralm is reached (1,116 m a.s.l.). Towards the upper reaches of the flank (approximately 1,800 m a.s.l.) only scree deposits are present. Just south of the Niederkaseralm (1,108 m a.s.l.) a small area between alluvial fans, stretching over ca. 300 m in length and 120 m in width, consists of ice-marginal sediments with a local lithological spectrum. 250 m north of Gasthof Wegscheid lateral moraine deposits, which consists of boulder-sized clast-supported scree (bSCc) and a secondary lithofacies of gravel-sand with no fine sand content was identified. It is a matter

of discussion whether these moraines are deposits of the Phase of ice-decay, where local valley glaciers oscillated (REITNER, 2007), or if these features were formed by the Kurzer Grund Kelchsau Glacier during the Gschnitz stadal. Considering the results of the Manzenkar cirque in the upstream area (DIPPENAAR, 2017), the latter case seems to be more likely.

Kurzer Grund mass movements

A major scarp that stretches over a distance of 2.2 km and shows a maximum vertical displacement of 100 m occurs between the Wiesboden and the Rahmkarkopf peak. This entire west-facing flank (that lies between the Wiesboden and the Rahmkarkopf); from the ridge to the valley floor extension gaps are evident indicating that the whole flank is affected by a deep-seated gravitational slope deformation. Double-crest ridges are also evident in the ridge area of the Wiesboden. The augen gneiss forms a large part of the flank, which is more competent than the slate to the north and the Schattberg formation to the south. This is very likely to be the reason why extension gaps (possibly due to toppling) have formed over the whole flank, which is not the case in the Ofnergraben area, despite the presence of scarps of a similar magnitude.

A few minor scarps were identified that are a result of either slumping (*Hangsackung*), sliding (*Gleiten*) and or flowing (*Fließen*). Directly west of the Wiesboden compressional ridges were identified at the toe of slump masses (*Hangsackungen*). The slump masses comprised of loose rock that reached boulder size. The mass movement east of the Hoheggalm has been identified as a translational slide mass (*Gleitmasse*). The slide mass itself is covered in scree and small boulders that are all very angular to angular and lie in a sandy matrix.

The southwest-facing flank between the Ramkarkopf and the Steinbergstein shows one distinct type of mass movement over the whole flank. In the vicinity of Neutrettl a series of prominent antislope scarps span a vertical distance from 1,920–2,020 m a.s.l. and have a maximum length of 400 m. The extension gaps curve up into the slope towards their ends. 300 m below these extension gaps at 1,635 m a.s.l. a more subtle extension gap is visible that stretches over a length of 550 m. At 1,400 m a.s.l. prominent ridges that reach a maximum height of 8 m were identified. These ridges trend in the same direction as those at higher altitudes. The ridges are different in that they are developed in an area covered by gravel-sand deposits. This could lead to the assumption that these ridges are lateral moraine deposits. Considering that, there are smaller single extension gaps on this slope that trend in the same direction as the above described, it seems more likely that the ridges at an altitude of 1,400 m a.s.l. are a result of extension gaps in the bedrock that affected as well the cover of ice-marginal sediments. Further structural data will have to be collected to constrain this model.

Trattenbach bedrock geology

The Trattenbach area extends from Gasthof Wegscheid (1,148 m a.s.l.) to Neutrettl (1,950 m a.s.l.) in the north and includes the cirque formed by the Steinbergstein peak (2,215 m a.s.l.), the Haldenstein peak (2,074 m a.s.l.) and the Schnee grubenalm (1,780 m a.s.l.). The northern half

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

Trattenbach Quaternary geology

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

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

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

Trattenbach mass movements

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

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

References

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

Blatt 126 Radstadt

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

MICHAEL MOSER

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

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

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

Quartär

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Dachstein-Riffkalk (Norium)

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

Dachsteindolomit (oberstes Karnium/unteres Norium)

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

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

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

Nordalpine Raibler Schichten (Oberkarnischer Dolomit, Tuvalium)

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

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

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

Nordalpine Raibler Schichten (Reingrabener Schiefer, Julium 2)

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

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

Unterkarnischer Hornsteinknollenkalk (Dunkelgrauer Kieselknollenkalk bei ROSSNER, 1972)

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

Gladigondolella tethydis (Illyrium-Julium 2)

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

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

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

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

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

Wettersteindolomit (oberes Ladinium/ unterstes Karnium)

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Gladigondolella tethydis ME (Illyrium–Julium)

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

Paragondolella trammeri (Fassanium 1–Langobardium 2)

Paragondolella excelsa (Illyrium–Fassanium 2)

Paragondolella excelsa inclinata (Fassanium 2)

exakt in das (höhere) Fassanium 2 eingestuft werden.

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

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

Buntdolomit (oberes Anisium/unteres Ladinium)

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

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

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

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

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

Neogondolella cornuta (Illyrium)

Paragondolella liebermanni (Illyrium–Fassanum 1)

Neogondolella cf. *pseudolonga* (Fassanum)

eine oberstanische Conodontenfauna des Illyriums.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Reichenhaller Rauwacke (unterstes Anisium)

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

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

Werfener Schichten (Untertrias)

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

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

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

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

Haselgebirge (Oberperm)

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

Tektonik

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Literatur

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Blatt 128 Gröbming

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

EWALD HEJL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Zeitraum von Mitte Juli bis Anfang September 2018 wurde ein ca. 25 km² großes Gebiet geologisch neu aufgenommen. Es umfasst den Talschluss des Strickerbachs (Strickerkar), die Südosthänge des Ahrspitzes (2.014 m) und des Niederecks (1.829 m), die Gebirgsstöcke des Kleinen und Großen Knallsteins (2.378 m bzw. 2.599 m), die Umgebung des Weißensees (2.229 m) und des Ahornsees (2.069 m), die Kare des Grünsees (1.983 m) und des Schwarzensees (1.918 m) sowie die Umgebung des Hohensees (1.543 m). Das Gebiet ist wie folgt umgrenzt: Gjoadeck (2.525 m) – Schusterstuhl – Karlspitz (2.212 m) – Karlscharte – Strickeralm – Oberkar – Knallalm (1.355 m) – Knallkar – Steinkarlscharte – Kaltherberghütte (1.608 m) – Riedlbach – Bräualm (1.165 m) – Schimpelbach – Schimpelrücken – Schönkarlsplatz (2.349 m) – Gjoadeck (2.525 m).

Schladminger Gneiskomplex einschließlich Strickerkar-Fenster

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

Gesteine bilden auch den anstehenden Fels der Wände und Spornberge. Die Zugehörigkeit dieser Gesteine zum Schladminger Gneiskomplex steht außer Zweifel.

Dieses neu entdeckte tektonische Fenster von Schladminger Gneisen innerhalb der Wölzer Glimmerschiefer nenne ich Strickerkar-Fenster. Es erstreckt sich in N-S-Richtung über eine Länge von 800 m und in W-E-Richtung über eine Distanz von rund 1.000 m, wenn die nicht aufgeschlossenen Anteile im Talgrund miteinbezogen werden. Ungefähr 40 % der Fläche des Strickerkar-Fensters sind oberflächlich aufgeschlossen oder nur von Boden und dünnen Schuttlagen bedeckt; die restlichen etwa 60 % befinden sich unter der quartären Sedimentbedeckung (Blockschutt und Moräne) des Talgrundes. Das Fenster hat eine Gesamtfläche von ungefähr 0,6 km² (= 60 ha). Der Fensterinhalt gehört, wie auch die Hauptmasse des Schladminger Gneiskomplexes, zum Schladming-Seckau-Deckensystem, welches von SCHMID et al. (2004) dem Oberostalpin zugeordnet wird.

Wölz-Komplex sensu stricto

Innerhalb der Wölzer Glimmerschiefer können zwei Hauptlithologien unterschieden werden, und zwar erstens die feinschuppigen Glimmerschiefer mit seidig glänzenden Schieferungsflächen im nördlichen Teil des Kartiergebietes und zweitens die etwas gröber kristallisierten Granatglimmerschiefer mit lagenweise angereichertem, bis ca. 7 mm großem, nicht alteriertem Granat im zentralen Teil des Gebiets, insbesondere im Umkreis des Großen Knallsteins (2.599 m). Am Weg von der Kaltherberghütte (1.608 m) zum Unteren Klaffersee (1.884 m) fand ich in 1.850 m über NN Glimmerschieferblöcke mit weißem Feldspat und vielen großen Granatkristallen mit Durchmesser über 1 cm. Die größten Granate waren hier 17 mm groß und nicht alteriert. In den feinschuppigen Glimmerschiefern des nördlichen Gebiets ist der Granat seltener, in der Regel leicht alteriert und nur 2 bis 3 mm groß.

Die Grenze zwischen diesen beiden Hauptlithologien ist unscharf und lässt sich daher nur mit einer Genauigkeit von ca. 200 m festlegen. Sie verläuft von knapp südlich der Karlscharte (1.975 m) zur Strickeralm (1.353 m), von dort weiter auf den Höhenrücken 500 m südwestlich des Ahrnspitzes (2.014 m) und dann hinunter zum Stocker, im Talgrund des Großsölktales. Der feinschuppige Glimmerschiefer überlagert den gröberen Granatglimmerschiefer mit mittelsteilem Nord- bis Nordost-Fallen. Auch im Knallkar tritt bereichsweise feinschuppiger Glimmerschiefer auf, insbesondere nördlich vom Schönwetter (2.144 m) und am Ostfuß des Kleinen Knallsteins (2.378 m).

Der tektonische Baustil der äußerst monotonen Glimmerschieferareale erschließt sich nur schemenhaft, da kartierbare Leithorizonte fehlen. Im Norden (Schusterstuhl, 2.321 m; Niedereck, 1.829 m) ergibt sich der Eindruck einer vorwiegend flach bis mittelsteilen Lagerung mit generellem Einfallen nach Norden bis Nordosten. Am Großen Knallstein (2.599 m) und in den Karen im Umkreis des Weißensees (2.229 m) und des Ahornsees (2.069 m) haben die Glimmerschiefer zumeist steil stehende bis mittelsteil nach SSE einfallende Schieferungsflächen; die generelle Streichrichtung verläuft W-E bis WSW-ENE. Es ergibt sich der Eindruck einer antiklinalen Kulmination am Großen Knallstein oder etwas nördlich davon. Die steil stehende Schieferung ist jedoch eher als eng zusammengepresste

Transversalschieferung (mit kleinräumiger Isoklinalfaltung) und nicht als Ausdruck des primären Lagenbaus aufzufassen. Die wenigen Marmorlagen (Seekarl und südöstlich Seekarls spitz, 2.523 m) verlaufen oft diskordant zur regional vorherrschenden Schieferung.

Greim-Komplex

Die Grenze zwischen dem Greim-Komplex und dem Wölz-Komplex ist nicht überall eindeutig zu ziehen, da beide Einheiten hauptsächlich aus Metapeliten (Glimmerschiefer bzw. Paragneise) aufgebaut sind und am Übergang ein gewisser Interpretationsspielraum gegeben ist. Die Gesteine des Greim-Komplexes sind durch einen höheren Metamorphosegrad (> ca. 600° C) charakterisiert. Andererseits sind auch bestimmte Lithologien (bzw. die entsprechenden Edukte) im Greim-Komplex häufiger als im Bereich der Granatglimmerschiefer. Als feldgeologisch brauchbares Kriterium kann der schon im Handstück auffällige Feldspatgehalt der Metapelite und der damit einhergehende gneisartige Habitus der Gesteine herangezogen werden. Weniger gut geeignet ist das Vorhandensein von Pseudomorphosen nach Staurolith oder das von Diopside in Kalksilikatgesteinen. Die genannten Minerale treten zwar nicht in den Wölzer (Granat)Glimmerschiefern auf, sind aber auch im Greim-Komplex nicht allgegenwärtig, da passende Edukte bereichsweise fehlen. Die zwischen dem Sölkpaß und den Kaltenbachseen häufigen Großpseudomorphosen nach Staurolith (HEJL, 2014) wurden im diesjährigen Kartiergebiet nicht angetroffen. Ob die mächtigen Marmore am Hohensee (1.543 m) Tremolit und/oder Diopside enthalten, wird sich erst durch die Begutachtung von Gesteinsdünnschliffen feststellen lassen.

Wegen des Auftretens von feldspatreichen Paragneisen und gneisartigen Glimmerschiefern sind die Gebiete zwischen dem Kreuzsteg (1.203 m) und dem Hohensee (1.543 m) sowie der Schimpelrücken dem Greim-Komplex zuzuordnen. Auch innerhalb bzw. zwischen den mächtigen Amphiboliten am Schwarzensee (1.918 m) treten gneisartige Lagen auf. Die Abgrenzung gegenüber den nördlich anschließenden Glimmerschiefern ist jedoch unscharf. Insbesondere ist die Zugehörigkeit der Amphibolite unklar, da diese sowohl innerhalb der Glimmerschiefer, als auch im Greim-Komplex auftreten können.

Quartäre Sedimente und Formen

Die spät- und postglaziale Sedimentbedeckung besteht vorwiegend aus Moränen, Blockgletscherablagerungen, Solifluktionsschutt, Steinschlag- und Felsturm Massen sowie Muren- und Wildbachablagerungen. Solifluktionsschutt und Blockgletscherablagerungen sind auch anhand der Laserscans gut zu erkennen und abzugrenzen. Besonders spektakulär sind die wulstartig deformierten Schuttkörper am Westufer des Grünsees (1.983 m), im namenlosen Kar westlich des Griegelsees (ca. 2.005 m) und am Weißensee (2.229 m). Diese offensichtlichen Blockgletscherablagerungen liegen zwischen ca. 1.900 und 2.250 m über NN und somit klar unter der gegenwärtigen Permafrostgrenze. Die longitudinalen Moränen im Talgrund des Strickerbaches und im südlich anschließenden Strickerkar liegen in 1.350 bis 1.850 m über NN. Da sie keine Anzeichen von Solifluktion aufweisen, ist anzunehmen, dass die spätglaziale Gletscherzunge weit unter die damalige Permafrostgrenze hinabgereicht hat.

Literatur

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

HEJL, E. (2016a): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 267–268, Wien.

HEJL, E. (2016b): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 268–270, Wien.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogeny. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **97**, 93–117, Basel.

Blatt 147 Axams

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin im Gebiet der Franz-Senn-Hütte auf Blatt 147 Axams

MARKUS PALZER-KHOMENKO

Die Kartierung wurde in Tirol im hinteren Seducker Tal durchgeführt. Das Kartierungsgebiet erstreckte sich östlich, nördlich und nordwestlich der Franz-Senn-Hütte und wird von den umgebenden Graten des Seducker Tals begrenzt. Besonders in höherliegenden Bereichen der Nord- und Osthänge konnten aufgrund der hohen Steinschlagaktivität viele Felswände nicht direkt begangen werden und die Untersuchungen beschränkten sich auf den jungen (Post 1850) Hangschutt. Die Süd- und Westhänge waren hingegen meist problemlos begehbar. Im Osten wurde das Haupttal ab dem Höllenrachen bis zum Schwarzenberger Joch begangen. Nach Nordosten hin wurden der Verborgene Bergferner, der Apere Turm, das Berglatal und die Obere und Untere Rinnengrube begangen. Außerdem wurden Nachbegehungen und ergänzende Kartierungsarbeiten zwischen dem kleinen Horntaler Joch und der Villergrube durchgeführt. Im Zuge der Kartierungsarbeiten wurden eine abgedeckte Festgesteinskarte sowie eine Karte der quartären Bedeckung erstellt.

Die vorliegende Kartierung stellt die Fortsetzung der Kartierungsarbeiten aus den Jahren 2014 bis 2016 dar (PALZER, 2015). Im Süden, im Falbesoner Tal, kartierte KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) die südliche Fortsetzung. Im Südwesten, im Bereich der Dresdner Hütte liegt eine Karte von SCHINDLMAYR (1999) vor. Im Westen, östlich der Amberger Hütte, kartierte PATZELT (1977). Der westnordwestlich gelegene Winnebach-Migmatit wurde von HOINKES et al. (1972) und CHOWANETZ (1990) kartiert. Im Nordosten liegt eine Kartierung des Fotschertals von BREITFUSS (2016) vor. Eine großräumige geologische Karte gibt es von HAMMER (1929). Mineral-Abkürzungen wurden nach KRETZ (1983) verwendet (mit Ausnahme von Amphibol = Amph und Hellglimmer = Hg).

Beschreibung und Verbreitung verwendeter Lithodeme

Die Gliederung der Lithodeme stellt eine Modifizierung der Gliederung von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) dar. Die Alpeiner-Suite, die Glockturm-Suite und der Sulztal-Komplex

wurden weitestgehend im Sinne von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) angewendet. Teile des Schrankogel-Komplexes werden allerdings als eigenständiger Komplex vom Schrankogel-Komplex getrennt. Dabei wird der Ky-St-Grt-Glimmerschiefer, welcher von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) als Linse innerhalb des Schrankogel-Komplexes kartiert wurde, aber im gegenständigen Untersuchungsgebiet durchgehend verfolgt werden konnte, als Höllenrachen-Lithodem definiert und als „Deckenscheider“ interpretiert, der zwei lithologisch ähnliche, aber genetisch unterschiedliche Lithodeme abgrenzt. Die Amphibole westlich des Höllenrachen-Lithodems sind mit Meta-Eklogiten, Grt-Amphiboliten und Tonaliten vergesellschaftet, was eine magmatische Genese andeutet. Diese Vergesellschaftung wird als Rinnengruben-Lithodem zusammengefasst und bildet hier zusammen mit dem Höllenrachen-Lithodem den Schrankogel-Komplex. Die überwiegend feinkörnigen, massigen bis gebänderten Amphibolite östlich des Höllenrachen-Lithodems sind dagegen mit Bt-Gneisen vergesellschaftet, die nach Osten hin in leukokrate Bt-arme Gneise übergehen. Dies wird als vulkano-sedimentäre Abfolge gedeutet. Die Amphibolite und vergesellschafteten Bt-Gneise werden als Sommerwand-Lithodem und die Bt-armen, leukokraten Gneise als Schafgrübler-Lithodem ausgeschieden. Beide Einheiten werden zum Franz-Senn-Komplex zusammengefasst. Die komplexe Verfaltung im Verschnitt mit der ausgeprägten Topografie erzeugt eine scheinbare Wechsellagerung zwischen Schrankogel-Komplex und Franz-Senn-Komplex, welche nur unter Zuhilfenahme des Höllenrachen-Lithodems aufgelöst werden kann. Ob diese im Gelände gut anwendbare Gliederung auch geologisch relevant und sinnvoll ist, oder ob das Modell von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) zutrifft, bleibt abzuwarten. Detaillierte petrologische, chemische und geochronologische Untersuchungen könnten hier Auskunft geben. Der Franz-Senn-Komplex wird im Nordosten durch des Villergruben-Lithodem, bestehend aus mylonitischen Quarziten und Glimmerschiefern, begrenzt. Die nördlich anschließende Grawawand wird durch Amphibolite aufgebaut, welche am ehesten den Amphiboliten des Rinnengruben-Lithodems entsprechen. Gegen Osten hin werden alle Lithologien durch die Bassler-Joch-Störung abgeschnitten und dextral 1–2 km nach Süden versetzt.

Schrankogel-Komplex

Rinnengruben-Lithodem

Das Rinnengruben-Lithodem umfasst feinkörnige, aber auch grobkörnige Amphibolite, Grt-Amphibolite, Tonalite und Grt-Gneise. Einige der grobkörnigen Amphibolite können möglicherweise als Meta-Gabbros angesprochen werden. Darüber hinaus sind in manchen Bereichen (Meta-) Eklogite enthalten sowie Amphibolite, deren Gefüge darauf hindeutet, dass sie aus Eklogiten hervorgegangen sind. Insbesondere in den großen Blockfeldern am Fuße der Wand zwischen Rinnennieder und Rinnenspitze können schöne Beispiele für (Meta-) Eklogite gefunden werden. Die Amphibolite des Rinnengruben-Lithodems werden durch das Höllenrachen-Lithodem von den Amphiboliten des Sommerwand-Lithodems getrennt.

Höllenrachen-Lithodem

Das Höllenrachen-Lithodem setzt sich aus Grt-Ky-St-Glimmerschiefern zusammen mit wechselndem Grt-, Ky- und St-Gehalten. Die retrograde Überprägung hat sowohl die Kyanite als auch die Staurolithe weitestgehend zerstört und pseudomorph durch serizitische Aggregate ersetzt. Relikte von Ky und St finden sich nur vereinzelt im Zentrum dieser Aggregate. Bei guter Aufschluss-Qualität erscheinen diese Pseudomorphosen als „bläuliches idiomorphes Mineral“. Der Granat ist größtenteils zumindest teilweise erhalten, in einigen Fällen aber stark chloritisiert und kann bis mehrere Zentimeter groß werden. Je nach Chemismus können Grt- oder Ky-St-Pseudomorphosen dominieren oder völlig fehlen. Man kann von einer kontinuierlichen „Mischungsreihe“ mit den Lithologien „Grt-Glimmerschiefer“ und „Ky-St-Glimmerschiefer“ als Endglieder sprechen.

Das Höllenrachen-Lithodem tritt als kontinuierlicher Zug innerhalb einer mafischen bis ultramafischen Abfolge auf. Die Gesteine zu beiden Seiten werden durch Amphibolite und ihren retrograden Produkten dominiert. Das Höllenrachen-Lithodem konnte vom oberen Stiertschweiz kommend über die Sommerwand, den Höllenrachen bis in das Berglatal und die Obere Rinnengrube verfolgt werden. Nach Nordosten hin setzt es sich ins Blechnergübl, den Blechner und das kleine Horntaler Joch fort und zieht westlich des Schafgrüblers nach Norden in das Lüsenser Tal.

Franz-Senn-Komplex

Sommerwand-Lithodem (Wechsel-Serie)

Das Sommerwand-Lithodem wird aus Amphiboliten und Bt-Gneisen aufgebaut. Bei guten und durchgehenden Aufschlussverhältnissen lassen sich Amphibolit-dominierte und Bt-Gneis dominierte Bereiche auf der Karte ausscheiden. Bei schlechter Aufschlussqualität oder komplizierten und häufigen Lithologiewechseln wurde lediglich das Sommerwand-Lithodem ausgedehnt. Das Sommerwand-Lithodem entspricht in Teilen der Wechsel-Serie, ein oft verwendeter Begriff, welcher den mit Bt-Gneisen vergesellschafteten Teil der Amphibolit-Züge beschreibt (siehe subunit III von MILLER & THÖNI, 1995).

Die Amphibolite dominieren in Form von (oft epidotisierten) Bänder-Amphiboliten (Amph-Lagen, Qtz-Fsp-Lagen), massigen feinkörnigen, epidotreichen Ultramafiten (Amph > 90 %) und seltener als Grt-Amphibolite häufig

den West- bis Südwestteil des Sommerwand-Lithodems an der Grenze zum Höllenrachen-Lithodem. Untergeordnet treten dort auch Bt-Gneise, Grt-Bt-Ep-Gneise und Qtz-Fsp-Gneise auf. Nach Nordwesten hin nimmt der Anteil der Amphibolite ab und Bt-Gneise stellen die dominierende Lithologie. Ob die Amphibolite unterhalb des Rinnensees wie auf der Karte dargestellt dem Sommerwand-Lithodem oder doch eher dem Rinnengruben-Lithodem zugerechnet werden müssen, kann nicht abschließend entschieden werden. Innerhalb der Bt-Gneise treten immer wieder Amphibol führende Lagen bis hin zu massigen feinkörnigen Amph-Lagen auf. Die Bt-Gneise führen teilweise Amph, Grt und Ep, werden aber durch Bt, Fsp und Qtz dominiert. In manchen Bereichen gehen sie in extrem leukokrate Gneise bis hin zu Quarziten über, welche den Lithologien des Schafgrüblers-Lithodems entsprechen. Große Hg wurden vor allem in diesen leukokraten Partien erkannt. Eine scharfe Abgrenzung zum Schafgrüblers-Lithodem ist kaum möglich. Es liegt viel eher ein kontinuierlicher Übergang von (ultra-)mafischen Amphiboliten bis hin zu Quarziten innerhalb des Franz-Senn-Komplexes vor.

Schafgrübler-Lithodem

Das Schafgrüblers-Lithodem wird von Quarziten und leukokraten, gleichkörnigen Gneisen mit schwankendem Hg- und Bt-Gehalt aufgebaut. Nach Westen und Südwesten hin geht es in Bt-Gneis über. Vereinzelt treten dm- bis m-mächtige Lagen von massigen, feinkörnigen Amphiboliten auf. Qtz-Fsp-Gneise und Quarzite können als lithologische Endglieder einer kontinuierlichen Mischungsreihe gesehen werden. Die Feldspäte sind zumeist Plagioklase, welche durch die typische Verwilligung leicht erkennbar sind. Hg liegt in manchen Bereichen in Form großer Glimmer-Blättchen vor, wohingegen Bt häufiger und auch feinkörniger auftritt.

Das Schafgrüblers-Lithodem geht nach Westen und Südwesten hin kontinuierlich in das Sommerwand-Lithodem (Bt-Gneise und Amphibolite) über. Eine scharfe Abgrenzung anhand der auftretenden Lithologien war bisher nicht möglich. Daher wurde diese Einheit in der vorliegenden Karte auf den prominenten morphologischen Rücken südöstlich des Schafgrüblers begrenzt. Ähnliche Lithologien treten aber auch innerhalb des Sommerwand-Lithodems, insbesondere an den östlichen Rändern auf. Im Norden des kleinen Horntaler Jochs am Fuße des Schafgrüblers tritt das Schafgrüblers-Lithodem unmittelbar neben dem Höllenrachen-Lithodem auf. Ein schmaler Streifen des Sommerwand-Lithodems zwischen diesen Einheiten wird zwar nicht ausgeschlossen, konnte im Gelände aber nicht durchgängig angetroffen werden.

Alpeiner-Suite

Alpeiner-Lithodem

Auf der vorliegenden Karte wurde der Alpeiner-Granitgneis als Alpeiner-Lithodem ausgedehnt. Es wurde keine Unterscheidung zwischen den eher gleichkörnigen wenig deformierten zentralen Bereichen und den randlichen, plattig entwickelten Bereichen getroffen. Eine plattige Ausprägung kann auch im Bereich des Aperner Turms angetroffen werden, dessen markante Form klar auf die Strukturprägung des Alpeiner-Lithodems zurückzuführen ist. Eine mineralogische Beschreibung ist in KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) zu finden.

Sulztal-Komplex

Sulztal-Lithodem

Der Sulztal-Komplex wurde im Arbeitsgebiet in Form eines eisenreichen, Bt-reichen Granitgneises westlich des Alpeiner-Lithodems, in den oberen Bereichen des Alpeiner-Ferners angetroffen. Dieser Granitgneis ist aufgrund seiner intensiven, rostigen Färbung leicht zu unterscheiden. Ob es sich dabei um das Sulztal-Lithodem oder aber um das Muschenschneid-Lithodem (Muschenschneid-Granitgneis) handelt, konnte nicht abschließend entschieden werden, zumal eine direkte Begehung der Wände zu gefährlich war und lediglich das frische Hangschutt-Material untersucht werden konnte. Aufgrund der Beschreibung von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) handelt es sich aber vermutlich um den Sulztal-Granitgneis, der hier als Sulztal-Lithodem ausgedeutet wird. Dünnschliffuntersuchungen haben eine vollständige Sericitisierung der Feldspäte gezeigt.

Metasedimente des Sulztal-Komplexes

Unter diesem Begriff werden die Metasedimente, Metakarbonate, Metatexite und Metatuffite des Sulztal-Komplexes zusammengefasst (KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2016). Lithologien, die möglicherweise dieser Einheit zugeordnet werden müssen, konnten entlang der Ostgenze des Alpeiner-Lithodems angetroffen werden. Die Metasedimente finden sich im Bereich des Sommerwand-Ferners sowie in der Oberen Rinnengrube zwischen Alpeiner-Suite und Schrankogel-Komplex. Charakteristisch sind verfaltete Wechsellagerungen von leukokraten und melanokraten Lagen, pseudoverkarstete, Bt-reiche Schollen und verbreitetes Auftreten von Grt-Bt-Fsp-Gneisen. Im Dünnschliff finden sich häufig Kalzitadern.

Weitere Lithodeme

Villergruben-Lithodem

Das Villergruben-Lithodem besteht aus mylonitischen bis ultramylonitischen Glimmerschiefern und Quarziten mit wechselnden Mengen an Grt, Ky und St. Besonders auffällig sind cm-große, idiomorphe St, welche auf den Schieferungsflächen quer sprossen. Diese Gesteine ähneln sehr den bereits von HAMMER (1929) beschriebenen „Granat und Staurolith führenden Glimmerschiefern“. Das Villergruben-Lithodem begrenzt den Franz-Senn-Komplex im Norden. Nördlich wird die Grawawand durch Amphibolite aufgebaut. Der scharfe Übergang von Glimmerschiefern zu massigen Amphiboliten und Gneisen zieht den Wandfuß entlang. Das Villergruben-Lithodem wirkte sich in der morphologisch auffälligen Ausprägung der Villergrube aus.

Strukturen

Die detaillierte Kartierung des leicht zu verfolgenden Kontaktes der Alpeiner-Suite zum Umgebungsgestein sowie der einigermaßen einfach unterscheidbaren Grt-Str-Glimmerschiefer, welche das Höllenrachen-Lithodem aufbauen, gibt Aufschluss über die komplexen Strukturen, welche vor allem den Schrankogel-Komplex und den Franz-Senn-Komplex prägen. Im Berglatal konnte eine komplexe Verfaltung des Alpeiner-Suite-Kontaktes festgestellt werden. Darüber hinaus lassen sich aufgrund des markanten Farbunterschiedes bei guter Sicht in der Felswand zwischen Berglasferner und Oberen Rinnengrube Linsen des Schrankogel-Komplexes innerhalb der Alpeiner-Suite erkennen.

Diese Strukturen werden als 3D-Verschnitte mit einer sheath-fold- oder refolded-fold-Struktur erklärt. Typ 2-/Typ 3-Faltenüberprägungsmuster wurden unlängst auch durch EGGLESEDER & FÜGENSCHUH (2013) im Bereich der Kalkkögel beschrieben. Die Kartierung der Grt-Str-Glimmerschiefer lässt im Bereich der Oberen und Unteren Rinnengrube eine Art Schüsselstruktur erkennen, in deren Kern das Sommerwand-Lithodem vom Höllenrachen-Lithodem und dem Rinnengruben-Lithodem als äußerste Einheit eingeschlossen wird. Nach Westen und Nordwesten schließt noch die Alpeiner-Suite an. In der Felswand zwischen der Unteren Rinnengrube und dem Blechnergrübel kehrt sich dieses Bild um, wobei nun das Rinnengruben-Lithodem den Kern und das Sommerwand-Lithodem den Rahmen bilden. Die Kartierungen im Bereich des Höllenrachsens deuten ebenfalls eine komplexe Verfaltung im Verschnitt mit der hohen Topografie an.

Quartär

Die quartären Ablagerungen werden durch die Moränen des Egesens und des 1850er-Standes der kleinen Eiszeit dominiert. Daneben treten vor allem an den nord- und ostorientierten Hängen ausgedehnte Blockgletscher-Systeme auf. An den Wandfüßen werden die glazialen Ablagerungen in vielen Bereichen durch den jüngsten Hangschutt überlagert, welcher sich anhand des Rundungsgrades gut von Moränenmaterial unterscheiden lässt. Vor allem in den untersten Bereichen der Oberen und Unteren Rinnengrube konnte eine komplexe Abfolge unterschiedlicher quartärer Abfolgen und Phänomene beobachtet werden. Zahlreiche Moränenwälle können verschiedenen Ruckzugsständen des Egesens zugeschrieben werden. An manchen Stellen haben sich die abfließenden Wassermassen in die Moränenwälle eingeschnitten. Dort, wo End- und Seitenmoränen das Grundwasser stauen, treten kleinräumig Vernäsungen auf. Im oberen Bereich der Unteren Rinnengrube findet sich ein ausgedehntes (heute inaktives) Blockgletscher-System.

Die mächtigen End- und Seitenmoränen des Alpeiner-Ferners und des Berglasferners des 1850er-Standes offenbaren bei genauerer Betrachtung auch die weit weniger prominent ausgebildeten End- und Seitenmoränen des 1920er-Standes. In den oberen Bereichen, wo die Vegetation die Seitenmoränen noch nicht stabilisieren konnte, zeigen sich deutliche Erosionsstrukturen. Ein interessantes Phänomen konnte unterhalb des Alpeiner Kräulferners beobachtet werden. Dort haben sich mehrere subparallele Rinnen ausgebildet, welche alle zuerst Hangparallel verlaufen und später nach Westen in die Falllinie des Hanges abbiegen. Diese Rinnen werden als die Abflussrinnen zwischen Gletscher und Sommerwand, bzw. an der Stirn des Gletschers interpretiert. Da der Gletscher jedes Jahr etwas mehr zurückwich, schnitt sich jeden Sommer eine neue Rinne etwas oberhalb der alten ein. Es scheint, als würden diese Rinnen den Rückzug des Alpeiner Kräulferners dokumentieren.

Oberhalb des Rinnensees konnte ein sehr komplexes ehemaliges Gletscherabfluss-System erkannt werden, welches sich schrittweise mit dem Rückzug des Gletschers, der sich einst im Bereich der Oberen Rinnengrube ausdehnte, bildete. Der Talboden des Haupttals oberhalb der Franz-Senn-Hütte wird durch Bach- und Flussablagerungen bedeckt.

Literatur

BREITFUSS, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Masterarbeit. Universität Innsbruck, III + 136 S., Innsbruck.

CHOWANETZ, E. (1990): Der Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol) – Argumente für eine altpaläozoische Anatexis. – Diplomarbeit, Universität Wien, 78 S., Wien.

EGGLSEDER, M. & FÜGENSCHUH, B. (2013): Pre-Alpine fold interference patterns in the northeastern Oetztal-Stubai-Complex (Tyrol, Austria). – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **106/2**, 63–74, Wien.

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

HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & SCHANTL, J. (1972): Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Tirol). – *Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **18**, 292–311, Zürich.

KLÖTZLI-CHOWANETZ, E. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztalkristallin auf Blatt 147 Axams. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 270–273, Wien.

KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – *American Mineralogist*, **68**, 277–279, Washington, D.C.

MILLER, C. & THÖNI, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and SM-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. – *Chemical Geology*, **122**, 199–225, Amsterdam.

PALZER, M. (2015): Mapping Report 2014 concerning the Crystalline between Franz Senn Hütte and Bassler Joch, Stubai Alpen, Tyrol. – *Aufnahmebericht*, 17 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18377-RA/147/2014]

PATZELT, J. (1977): Geologische Diplomkartierung im Gebiet südlich der Amberger Hütte/Stubai Alpen. – Diplomarbeit, Universität Aachen, 31 S., Aachen.

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

Blatt 181 Obervellach

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach

GERIT E.U. GRIESMEIER

Das kartierte Gebiet umfasst das Gratal (auch Rottensteintal) in der südöstlichen Kreuzeckgruppe. Im Süden endet das Gebiet nordöstlich von Radlach und die Grenze zieht von dort in nördlicher Richtung zur Ortschaft Rottenstein und weiter auf den Kreuzkofel (1.842 m). Von dort weiter in nördlicher Richtung etwa entlang der Baumgrenze zur Gmeinalm (1.969 m). Dort biegt die Grenze nach Nordwesten um und zieht weiter bis zum Talende, wo sie nach Norden und schließlich Osten umbiegt und auf den Grakofel (2.551 m) verläuft. Von dort folgt sie dem Grat in südöstlicher Richtung über den Kleinen Grakofel (2.459 m) und Lackenbichl (2.254 m) zum Lenkenspitz (2.298 m). Dort zieht sie unterhalb des Grats etwa entlang der Waldgrenze nach Süden bis unterhalb des Stagor (2.289 m). Von dort folgt sie dem Kamm nach Südsüdwesten bis nördlich Steinfeld.

Dieser Bericht gibt zunächst einen geologischen Überblick. Im Anschluss werden die auftretenden Lithologien, die Strukturen und die quartären Ablagerungen kurz beschrieben. Abschließend finden sich Anmerkungen zu Massenbewegungen und einigen historischen Bergbauen. Ausführliche Beschreibungen folgen im nächsten Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt.

Geologischer Überblick

Das kartierte Gebiet befindet sich tektonisch im Drauzug-Gurktal-Deckensystem und wird lithostratigrafisch vom Liegenden in das Hangende vom Strieden- und Gaugen-Komplex aufgebaut. Diese Einheiten werden von einer mylonitischen Scherzone begrenzt. Der Gaugen-Komplex

wird von einer weiteren E–W verlaufenden Phyllonitzone (Leßnigbach-Scherzone; GRIESMEIER et al., 2019) durchteilt. Weitere kleinere Scherzonen und Störungen finden sich im Süden des kartierten Gebietes und vor allem am Grakofel (2.551 m).

Lithostratigrafische Einheiten und Lithologien

Strieden-Komplex (Drauzug-Gurktal-Deckensystem/ Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)

Die Hauptlithologie des Strieden-Komplexes ist Glimmerschiefer. Aufgrund der großflächigen Überlagerung von quartären Sedimenten gibt es im Aufnahmegebiet nur wenige Aufschlüsse. Granat-Glimmerschiefer finden sich allerdings in großer Zahl als gerundete Steine in den quartären Ablagerungen. Seltene, wenige Meter mächtige Quarzit- und Amphibolit-Lagen sind in die Granat-Glimmerschiefer eingeschaltet.

Gaugen-Komplex (Drauzug-Gurktal-Deckensystem/ Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)

Typischerweise ockerfarbene, monotone Paragneise mit fließenden Übergängen zu Glimmerschiefern bilden die Hauptlithologie des Gaugen-Komplexes. Vor allem im Bereich südlich der Leßnigbach-Scherzone sind die Glimmerschiefer und Paragneise quarzitisches ausgebildet. Seltene sind Lagen von Augengneisen, hellen Orthogneisen, Granat-Glimmerschiefern, Quarziten und Amphiboliten in die Hauptlithologie eingelagert.

Strukturgeologie und Lagerungsverhältnisse

Das Einfallen der Schieferungen sowie das Streichen der Streckungslineationen und Krenulationslineationen ist aufgrund polyphaser Verfaltungen in allen auftretenden Einheiten sehr variabel.

Grenze zwischen Strieden- und Gaugen-Komplex

Die Grenze zwischen Strieden- und Gaugen-Komplex zieht über den Grat zum Niggglaital zwischen dem Großen Grakofel (2.551 m) und dem Kleinen Kreuzeck (2.505 m) in das Gratal Richtung Südwesten, verläuft etwa dem Bach nördlich des Hochbichl (2.275 m) entlang hinab zur Gratalhütte (1.750 m) und weiter dem Bach entlang hinauf zum Schanitzentörl (2.188 m).

Über einen Bereich von etwa 300 m wurden die Gesteine der Strieden- und Gaugen-Komplexe stark phyllonitisch und mylonitisch überprägt.

Leßnigbach-Scherzone

Im Bereich des kartierten Gebietes zieht die Leßnigbach-Scherzone vom Speikbichl (2.285 m) kommend in den Neuberggraben, überquert den Grabach und verläuft weiter in einem kleinen Graben südlich des Greinwaldgrabens in westlicher Richtung hinauf zum Gnoppnitztörl (2.074 m). Der Greinwaldgraben bildet vermutlich eine kleinere Störung, die in Zusammenhang mit der Leßnigbach-Scherzone steht.

Die Gesteine des Gaugen-Komplexes wurden im Bereich der Scherzone phyllonitisch und teilweise auch (ultra-)kataklastisch überprägt. Für nähere Details, siehe GRIESMEIER et al. (2019).

Quartäre Ablagerungen und Formen

Im kartierten Gebiet gibt es eine Vielzahl an verschiedenen glazigenen Ablagerungen. Grund- und Ablationsmoränenablagerungen sind hierbei am häufigsten und treten vor allem in Karen auf. Bei den Ablagerungen handelt es sich um massive korn- und matrixgestützte Diamikte mit siltig-toniger Matrix. Ehemals nicht vergletscherte Bereiche unterlagen periglazialer Verwitterung, was vor allem daran erkennbar ist, dass es nahezu keine Aufschlüsse, sondern nur loses eckiges Material gibt. An den Hangfüßen des Drautals, in Seitenbächen, die in das Gratal münden und im Gratal selbst, finden sich bis zu mehrere 10er Meter mächtige Eisrandablagerungen. Diese sind vor allem an kiesiger Matrix mit gut gerundeten Komponenten erkennbar.

Massenbewegungen

Vor allem in den Kamm- und oberen Hangbereichen sind vielerorts Zerrgräben, antithetische Brüche und Abrisskanten ausgebildet. Eine komplexe Massenbewegung mit mehreren internen Abrisskanten befindet sich am Osthang oberhalb von Rottenstein. In diesem Bereich ist der Gesteinsverband großflächig aufgelockert und das Einfallen lokal gestört.

Lagerstätten

Im Zuge der Landesaufnahme wurden wenige Stollen von ehemaligem Bergbau entdeckt. Ein Stolleneingang befindet sich an der Basis der Felswände des Grakofels (Koordinaten WGS 84 Lon: 13,227685°, Lat: 46,82969°) in massivem Dioritgneis. Beschreibungen der Vererzungen finden sich in RECHE (1981) und FRIEDRICH (1963).

Weitere zwei Stollenlöcher wurden in der Nähe von Rottenstein gefunden, wobei ein Stollen begangen wurde. Dieser Stollen befindet sich an der Straße nach Rottenstein neben dem Campingplatz (Lon: 13,242491°, Lat: 46,761680°). Er ist etwa 10 bis 20 m lang, verläuft zum Teil in kataklastischen Paragneisen und beinhaltet im hinteren Abschnitt einen etwa 4 bis 5 m hohen Schacht, der vertikal nach oben geschlagen wurde. Das andere Stollenloch (Lon: 13,239366°, Lat: 46,777334°) befindet sich an der Straße in das Gratal, etwa 1 km nach Ende der asphaltierten Straße in Glimmerschiefern des Gaugen-Komplexes. Eine kurze Beschreibung findet sich in PICHLER (2009).

Literatur

FRIEDRICH, O.M. (1963): Die Lagerstätten der Kreuzeckgruppe: Monographien kärntner Lagerstätten, 3. Teil. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **1**, 220 S., Leoben.

GRIESMEIER, G.E.U., SCHUSTER, R. & GRASEMANN, B. (2019): Major fault zones in the Austroalpine units of the Kreuzeck Mountains south of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). – *Swiss Journal of Geosciences*, **112**/1, 39–53, Basel. Online first: December 2018. <https://dx.doi.org/10.1007/s00015-018-0328-1>

PICHLER, A. (2009): Bergbau in Westkärnten: Eine Bestandsaufnahme der noch sichtbaren Merkmale der historischen Bergbaue in Westkärnten. – *Carinthia II: Sonderheft*, **63**, 416 S., Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Klagenfurt.

RECHE, R. (1981): Zur petrographischen, erzmineralogischen und geochemischen Untersuchung der Gesteine des Grakofel (Kreuzeckgruppe, Österreich). – Diplomarbeit, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Hamburg, 124 S., Hamburg.

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 2018 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 Neustift im Stubaital. Das Kartiergebiet erstreckt sich auf der Nordseite des Stubaitals von Neustift bis Fulpmes sowie im Bereich östlich der Innsbrucker Hütte (Pinnistal/Gschnitztal). Im Bereich der Kalkkögel (Axamer Lizum/Schlicker Alm) wurden Überichtsbegehungen im Brenner Mesozoikum durchgeführt. Frühere Bearbeitungen/Kartierungen von HAMMER (1929), ROCKENSCHAUB et al. (2004) und EGGLSEDER (2012) dienten dafür als Arbeitsgrundlage.

Lithologische Beschreibung

Die Gesteine im Untersuchungsgebiet sind der Ötztal-Decke des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems zuzuordnen; dabei kann zwischen einem polymetamorphen, kristallinen Grundgebirge (Ötztal-Stubai-Komplex) und der alpidisch metamorphen, parautochthonen Sedimentauflage (Brenner Mesozoikum) unterschieden werden. Die Beschreibungen im folgenden Abschnitt beschränken sich auf makroskopische Beobachtungen.

Ötztal-Stubai-Kristallin

Die Kristallingesteine im Untersuchungsgebiet bestehen vorrangig aus Metasedimenten (Paragneis und Glimmerschiefer) und verschiedenen Orthogneiskörpern. Metabasite, z.B. Amphibolite, kommen nur untergeordnet vor. Im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes sind vor allem Muskowit-Biotit-Glimmerschiefer anzutreffen. Lokal treten Granat, Hornblende und/oder Disthen als Porphyroblasten auf (letztere z.B. am Weg zwischen Galtalm und der Jausenstation Vergör).

Paragneise stellen den Hauptanteil der Lithologien im Untersuchungsgebiet, sie treten als typische Muskowit-Biotit-Gneise („Zweiglimmergneis“) mit variierendem Quarzanteil auf. Häufig ist Granat mit Durchmesser bis zu 1 cm enthalten. Feldspatblastenbildung kann lokal in Paragneisen und Glimmerschiefern beobachtet werden, die Vorkommen sind jedoch unregelmäßig verteilt und erscheinen nicht an die Nähe zu Orthogneisen gebunden. Eine Abfol-

ge von Paragneisen (z.T. chloritisiert) mit geringmächtig eingeschalteten Biotitschiefern, Amphiboliten und Orthogneisen im Bereich nordöstlich von Neustift wird unter dem Arbeitsbegriff „Bachertal-Lithodem“ zusammengefasst. Die Gesteine sind lokal mylonitisch überprägt und stark verfaultet. Im Hangendbereich, am Übergang zum Mesozoikum, wird der Paragneis deutlich quarzitischer, Granat konnte dort nicht beobachtet werden.

Im Allgemeinen zeigt sich zwischen Neustift und Fulpmes ein flaches Nordwestfallen der Schieferung. Ein NW-SE streichendes Streckungslinear ist, wie an der Basis der mesozoischen Gesteine, im Kristallin deutlich ausgeprägt. Assoziierte Schersinnindikatoren zeigen häufig eine top SE-gerichtete Bewegung an. Faltenachsen von isoklinalen bis engen Falten streichen vorwiegend subhorizontal NW-SE, d.h. parallel zum Streckungslinear. Eine ältere, teilweise verfaultete Generation von Falten ist lokal beobachtbar. Im Bereich nördlich der Kalkkögel liegt eine offene, großmaßstäbliche Faltung mit subhorizontalen, E-W streichenden Faltenachsen vor, diese überprägt ältere, enge Falten. C'-Typ Scherbandgefüge zeigen vorwiegend NW-SE gerichtete Extension an.

Verschiedene granodioritische Orthogneiskörper lassen sich im Gelände anhand ihres Mineralbestands grob in drei Klassen einteilen: 1) grünlichgrau anwitternder Biotit-Granitgneis; 2) geringmächtige Lagen von grobkörnigem, Hellglimmer führendem Orthogneis („Muskowit-Granitgneis“); 3) vergrünter Orthogneis mit rötlichen Kalifeldspatblasten.

Der Biotit-Granitgneis ist feinkörnig bis gebändert und zeigt im Bereich nördlich von Milders eine steil NNW-SSE streichende mylonitische Schieferung, die ein älteres und flacheres Gefüge überprägt. Entlang der alten Straße zum Forchach-Hof ist der (abschiebend überprägte) Kontakt zwischen dem Biotit-Granitgneis und einem Orthogneis mit rötlichem Kalifeldspat aufgeschlossen. Entlang der Forststraße zur Kaserstattalm ist dieser Kontakt auf 1.800 m im Bachertal aufgeschlossen. Der mylonitische Biotit-Granitgneis zieht sich über das Tal und ist auch in der südlichen Flanke des Stubaitals am Weg zwischen Elferhütte und Autenalm aufgeschlossen.

Brenner Mesozoikum

Stratigrafisch beschränkt sich die mesozoische Schichtfolge im Untersuchungsgebiet auf triassische Ablagerungen, die sich von quarzitischen Ablagerungen an der Basis bis hin zum Hauptdolomit (Obertrias) am Top erstrecken. Die Gesteine wurden in der Kalkkögel-Gruppe, nördlich des Stubaitals, sowie südlich des Pinnistals, östlich der Innsbrucker Hütte, aufgenommen.

Die Abfolge an der Basis des Mesozoikums wurde an mehreren Stellen verglichen, dabei ist besonders die Situation südlich des Hoadl-Sattels (Axamer Lizum) hervorzuheben. Dort ist die Verzahnung von Wettersteindolomit mit fossilreichen dunklen Kalken und grauen Kalkmergeln der Partnachschiechten zu beobachten. Auch auf der Südseite der Kalkkögel, am Weg zur Galtalm auf 1.560 m, sind Kalkmergel der Partnachschiechten aufgeschlossen. Südlich des Stubaitals sind die Partnachschiechten jedoch nicht anzutreffen.

Im Gschnitztal ist der Übergang vom Kristallin zum Brennermesozoikum in den Gräben entlang des Jubiläumssteigs von der Ortschaft Gschnitz zur Innsbrucker Hütte zwischen 2.100 und 2.400 m gut aufgeschlossen. Ein Metakonglomerat (vermutlich Perm) mit bis zu 5 cm großen Quarzitzeröllen überlagert den Paragneis mit einer Erosionsdiskordanz. Es zeigt sich eine deutliche, mylonitische Schieferung subparallel zu den überlagernden Karbonaten. Das Streckungslinear streicht NW–SE und die Quarzgerölle zeigen top-SE gerichteten Schersinn. Gegen das Hangende markiert ein beige-orange oxidiertes, feinkörniger Quarzit (äquivalent zum Alpenen Buntsandstein?) den Übergang zu den Karbonaten. Die Basis der karbonatischen Abfolge bilden dunkel- bis hellgraue, unregelmäßig im dm-Maßstab gebankte, siliziklastisch verunreinigte Dolomite (der Virgloria-Formation?) mit eingeschalteten dünnblättrigen, mergeligen Phylliten. Diese Ablagerungen an der Basis der mesozoischen Abfolge erreichen Mächtigkeiten von 10 bis 15 m und werden als Alpine Muschelkalk-Gruppe zusammengefasst.

Der Wettersteindolomit ist ein bis zu 350 m mächtiger, heller, dickbankiger bis massiger Dolomit, teilweise mit gut erhaltenen Riffstrukturen (Großoolithe südlich des Niederen Burgstalls). In Fallstücken wurden Crinoidenstielglieder gefunden, die (laut freundlicher Auskunft von Dr. Werner Resch) dem Anisium und somit dem Wettersteindolomit zuzuordnen sind. Aufgrund der nach Südosten zunehmenden Metamorphose und der damit verbundenen Rekristallisation der Gesteine sind Wettersteindolomit und Hauptdolomit südlich des Stubaitals kaum oder nur schwer zu unterscheiden. Dennoch ist eine Differenzierung oft bereits aus der Distanz möglich, da die dunkelgrauen Tonschiefer der Raibl-Gruppe die beiden Dolomite trennen und durch ihr Zurückwittern oft grasbewachsene Leisten und Bänder in den Felswänden ausbilden. Ein schönes Profil der Raibl-Gruppe, mit drei Tonschieferhorizonten und zwischengeschalteten, laminierten Dolomiten, ist am Weg zwischen Kreuzjoch (Gipfelstation Schlick2000) und Sennjoch aufgeschlossen. In anderen Profilen im Pinnistal zeigt sich mit eingeschalteten Quarziten und Phylliten eine große Variabilität der Raibl-Gruppe, oft ist auch nur ein einzelner Tonschieferhorizont vorhanden. Die Basis der Raibl-Gruppe bilden rötliche Sandsteine (ca. 0,5 m mächtig), welche von dunklem Sphaerocodien-Kalk überlagert werden. Auf der Nordseite der Kalkkögel, in der Axamer Lizum, sind die Tonschiefer an der Widdersberg-Überschiebung tektonisch verdoppelt. Der Hauptdolomit, als stratigrafisch jüngste Einheit des Mesozoikums im Untersuchungsgebiet mit bis zu 400 m Mächtigkeit, bildet die Gipfel der Kalkkögel-Gruppe. Der Dolomit ist meist hellgrau verwittert, deutlich geklüftet und zeigt teilweise dunkle Lamination und primäre Sedimentgefüge (z.B. Loferit).

Kartenmaßstäbliche Störungen verlaufen etwa NW–SE streichend entlang des Bachertals (Seejochl/Starkenburger Hütte/Bachertal) und des Omesberger Baches (Sennjoch/Knappenhütte/Omesberger Bach). Diese Störungen setzen die Basis des Mesozoikums gen Westen herab. In Kataklasiten am Seejochl wurde horizontale Strömung eingemessen, was auf eine Reaktivierung der Abschiebungsflächen als Seitenverschiebungen hinweist.

Quartär

Quartäre Sedimente des Würm-Spätglazials wurden bis in eine Höhe von ca. 1.900 m angetroffen. Dabei handelt es sich in den höheren Hangbereichen vorrangig um Ablagerungen von diamiktischem Material (matrix- und klastengestützt) mit gerundeten Blöcken. Diese lassen sich zusammen mit Eisrandsedimenten im Bereich zwischen 1.300 und 1.500 m der spätglazialen Eiszerfallsphase zuordnen.

In der Kalkkögel-Gruppe sind im Bereich der Lizumer und der Schlicker Alm lokale Moränenablagerungen zwischen 1.400 und 1.600 m Höhe aufgeschlossen. Die Moräne im Schlickertal wurde von LEUTELT (1931) und LEIDLMAIR (1953) als Moräne des Gschnitz-Stadials interpretiert. Aufgrund des karbonatisch dominierten Materials lassen sich diese lokalen Moränen gut von Eisrandsedimenten der Eiszerfallsphase abgrenzen, die am Eingang des Schlickertals, westlich des Gasthofs Froneben aufgeschlossen sind (MAYR & HEUBERGER, 1968).

In tieferen Hanglagen, z.B. zwischen Jedlerhof und Omesberg (auf 1.100 bis 1.150 m Höhe) sind überkonsolidierte, feinsandige bis grobsiltige Diamikte einer Grundmoräne aufgeschlossen, die sich auf der Nordseite des Tals weiter nach Südwesten verfolgen lassen. In den Gräben nordöstlich des Ortsteiles Rain wird diese Grundmoräne von glaziofluvialen Sedimenten überlagert, die sich nördlich und südlich von Neustift zu morphologisch deutlich ausgeprägten Eisrandterrassen (des Gschnitz-Stadials; MAYR & HEUBERGER, 1968) entwickeln. Die Position der Endmoräne des Gschnitz-Gletschers im Stubaital ist nicht bekannt, vermutlich ist diese erodiert und/oder von großen Schwemmfächern bei Kampl, Medraz oder Fulpmes überschüttet.

Eine interessante Situation stellt sich anhand der Verzahnung von glazigenen und glazifluvialen bzw. glazilakustrinen Sedimenten nördlich Milders, am Ausgang des Oberbergtals dar. Die Terrassensedimente beim Weiler Bichl und der Anriss unterhalb des Weilers Forchach wurden bereits von HAMMER (1929) erwähnt. Gemeinsam mit Jürgen Reitner (GBA) und Anne Hormes (sky4geo) wurde eine Abfolge von groben, angularen Kiesen an der Basis, zerschertem Silt mit Dropstones sowie kiesig-sandigem Diamikt mit Exfoliationsbrüchen und Sand („Mehlsand“) aufgenommen, die von sub-angularen Blöcken mit sandig-kiesiger Matrix überlagert werden. Diese Abfolge zeigt eine Vorstoßsituation des Gletschers aus dem südlichen Ast des Stubaitals (glaziofluviale Vorstoßschotter werden von einer subglazialen Grundmoräne überlagert). Die sub-angularen Blöcke mit sandig-kiesiger Matrix am Top des Aufschlusses werden als Sedimentschüttung aus dem Oberbergtal interpretiert. Mit Hilfe einer Detailkartierung im Oberbergtal soll die Interaktion der Gletscher herausgearbeitet werden.

Die jüngsten glazialen Ablagerungen im Kartiergebiet sind Moränenwälle von kleinen Lokalgletschern der Kalkkögel-Gruppe, deren Moränen zwischen 2.000 und 2.300 m

Höhe enden (z.B. im Kar zwischen Hohem und Niederm Burgstall, nördlich des Niederen Burgstall, in der Malgrube und im Lizumer Kar). Die Situation im Senderstal stellt sich komplexer dar (KERSCHNER, 1986) und sollte daher gesondert behandelt werden.

Gravitative Massenbewegung „Mahderberg“

Auf dem Laserscan deutlich erkennbar zieht sich nördlich der Gemeinde Neustift am sogenannten Mahderberg eine große Massenbewegung über die gesamte Südflanke. Eine Fläche von ca. 4 km² ist von der Massenbewegung betroffen, die aber in einzelne, mehr oder weniger stark bewegte Teilbereiche gegliedert ist. Die mesozoische Abfolge am Top des Hanges (Bereich zwischen Kaserstattalm und Starkenburger Hütte) ist aufgrund einer dominanten vertikalen Bewegungskomponente deutlich abgesenkt und über den gesamten anschließenden Hang ziehen sich antithetische Brüche, die sich vorwiegend an steil nach Norden bis Nordnordwesten in den Hang fallenden Trennflächen/Klüften entwickeln. Basierend auf Erkenntnissen aus der Geländeaufnahme erfolgt die Bewegung nicht an den flach nach Norden fallenden Schieferungsflächen, sondern an südostfallenden C'-Flächen (als Teil eines Scherbandgefüges) die mit steilstehenden E-W streichenden Klüften verschneiden. Im Gelände wurden keine Anzeichen für rezente Aktivität festgestellt. Generell scheint die Bewegung vor allem an das Auftreten von Paragneis/Glimmerschiefer gebunden zu sein, die Orthogneise sind zwar im Verband aufgelockert, aber weniger durchbewegt. Aufgrund dieser lithologischen Heterogenität ist der östliche Teilbereich stärker entwickelt und nur dieser „greift“ bis in den Talboden durch.

Weitere, überwiegend kleiner dimensionierte Massenbewegungen (z.B. zwischen Schlicker Alm und Froneben am orografisch rechten Hang; in der Axamer Lizum, südöstlich der Hoadl Gipfelstation; in der Axamer Lizum südöstlich der Gipfelstation des Sessellifts Hoadl I; Hang östlich des Gipfels des Pleisen) konnten durch Geländebegehungen sowie anhand von Laserscans identifiziert werden.

Literatur

EGGLSEDER, M. (2012): Präalpine Faltenüberprägungen im Nordosten des Ötztal-Stubai-Kristallins. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 118 S., Innsbruck.

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

KERSCHNER, H. (1986): Zum Sendersstadium im Spätglazial der nördlichen Stubaier Alpen, Tirol. – Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, **61**, 65–76, Berlin (Borntraeger).

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

LEUTELT, R. (1931): Gschnitzmoräne im Schlickertal (Stubai). – Zeitschrift für Gletscherkunde, **19**, 162, Berlin (Borntraeger).

MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. – In: RICHMOND, G.M. (Ed.): Glaciation of the Alps. – Proceedings of the VII Congress of the International Union for Quaternary Research, 143–165, Boulder.

ROCKENSCHAUB, M., BRANDNER, R., BURGER, U., DECKER, K., KIRSCHNER, H., MAURER, C., MILLEN, B., POSCHER, G., PRAGER, C. & REITER, F. (2004): Umwelttektonik der östlichen Stubaier Alpen und des Wipptals: Eine sprödetektonische Grundlagenstudie zur Evaluierung hydrologisch-wasserwirtschaftlicher und geogener Risiken: Endbericht. – 229 S., Wien.

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Gschnitztal auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MICHAEL SCHUH

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das bearbeitete Gebiet befindet sich im Bundesland Tirol westlich der Gemeinde Steinach am Brenner.

Etwa 10 km² wurden von Frühsommer bis Herbst des Jahres 2018 bearbeitet. Als Kartengrundlage dienten auf 1:10.000 vergrößerte Ausschnitte des ÖK-Kartenblattes 147 Axams.

Zusätzlich erfolgte die qualitative Erfassung von quartären Formen, Massenbewegungen und anderen Lockergesteinen. Zu deren Abgrenzung wurden mit den Ausschnitten des Kartenblattes 147 deckungsgleiche Laserscans herangezogen. Die Reinzeichnung der Karte erfolgte analog.

Kurz soll die Abgrenzung des bearbeiteten Bereiches umrissen werden: entlang der Sohle des Gschnitztales zieht sich die südöstliche Gebietsgrenze vom Gasthof Feuerstein im Nordosten bis zur Laponessalm im Südwesten. Von letzterer wurde längs des Südgrates der Pramarnspitze bis zu deren Gipfel gearbeitet. Die quartäre Lockergesteinsbedeckung der Kare „Traulalm – Plattental, Bock- und Beilgrube“ wurde im Zuge dieses Arbeitsabschnittes mit Hilfe der Ansicht schräg von oben sowie durch fotografische Aufnahmen, Orthofotos (© TIRIS 2018) und Laserscans in die Karte eingefügt. Eine Geländebegehung dieser Bereiche steht noch aus. Der Weg zwischen der Innsbrucker- und der Bremer Hütte bildet nun in Richtung Nordosten für etwa 1 km die Grenzlinie, bevor diese nach Nordwesten abbiegt, um sich auf ca. 2.800 m, im Boden des Kares der Glättealm, wieder nach Nordosten (über den Gipfel des Habichts) zu ziehen. Von dort schließt sich die Gebietsgrenze etwa in einer Linie Habicht–Pinnisjoch–Gasthof Feuerstein.

Eine teils schwer übersichtliche topografische Gliederung charakterisiert das diesjährige Kartierungsgebiet. Den nordöstlichen Teil untergliedern praktisch schieferungsparallele Seitenkämme in drei Teilbereiche. Im Habichtsmassiv kulminierend sind dies von West nach Ost Glätte-, Pfann- und Alfairalm. Andererseits ordnet sich der südwestliche Teil in Form dreier, West–Ost bis West–Südost orientierten Geländekammern an: die Bock- und die Beilgrube sowie die Traulalm. Der breite Kamm – man könnte hierbei schon von einem eigenständigen Massiv sprechen – von der Pramarn- zur Glättespitze separiert diese beiden Gebietsanteile.

Randbereiche wurden beziehungsweise werden miteingearbeitet und mit benachbarten Kartierungen, so diese verfügbar sind, abgeglichen.

Lithologische Beschreibung der kartierten Gesteine

Die im Kartierungsgebiet vorgefundenen Gesteine werden im folgenden Abschnitt hinsichtlich ihrer makroskopischen Auffälligkeiten und ihrer Verbreitung kurz beschrieben. Bei der Namensgebung und Unterscheidung der verschiedenen Gesteinstypen waren rein optisch-lithologische Merkmale maßgebend.

Grundsätzlich wurden zwei große Gruppen von Festgesteinen differenziert:

Orthogesteine: metamorphe Gesteinstypen, die von basischen, intermediären oder sauren magmatischen Edukten abstammen.

Orthogneise bilden eine sehr variable Gruppe und sind überwiegend fein- bis mittelkörnig, seltener grobkörnig ausgebildet. Die für diese Gesteinstypen charakteristische Mineraleinregelung wird vorwiegend durch nicht isometrisch ausgebildete Kristalle oder Kristallgruppen akzentuiert. Besonders Schichtsilikate (Biotite) zeichnen eine annähernd parallele Anordnung planarer Gefügeelemente, eine Schieferung, nach. Diese passt sich den nahezu idiomorphen Mineralen, vorwiegend Feldspäte, an, woraus unebene bis wellige Flächen resultieren. Es kommt zur Ausbildung einer Flaser- oder in Einzelfällen einer Augengneistextur. Beides konnte im Gelände beobachtet werden. Granoblastische Strukturen und Bänderung wurden ebenfalls nachgewiesen. Der Großteil der Orthogneise weist, abgesehen von jenen am Gipfelmassiv des Habichts, eine eher dunkle Färbung auf (dunkles bis mittleres Grau). Generell bilden diese Gesteinstypen massige, steile Felsstufen und deutlich hervorwitternde Grate. Bei der Verwitterung lösen sich grobe, nahezu isometrische Blöcke, die sich als charakteristisches Erkennungsmerkmal an den Wandfüßen in Form von Geröllhalden sammeln.

Orthogneise sind im Arbeitsgebiet in einem von Südosten nach Nordwesten ziehenden Streifen aufgeschlossen. Dieser erstreckt sich vom Gschnitztal (nordwestlich oberhalb des Gasthofes Feuerstein) in einer Breite eines guten Kilometers bis zum Gipfelbereich des Habichts und steht in wechselseitiger Beziehung („Verzahnung“) mit Paragesteinen und Metabasiten.

Etwas westlich der Innsbrucker Hütte tritt ein kleines Vorkommen sogenannter „Grüner Gneise“ zutage (Aufschlusspunkt 2018-088). Aufgrund der auffälligen Färbung, die eventuell sekundär ist, wurde dieser Gesteinstyp in der Karte gesondert eingezeichnet. Der darin vorkommende Kalifeldspat deutet auf einen magmatischen Ursprung hin, eine genauere Bestimmung steht noch aus.

Gesteinstypen, die als **Metabasite** (meist Amphibolite i.e.S.) bezeichnet wurden, sind vorwiegend mittel- bis grobkörnige, im Anschlag helle, in der Anwitterung hervorstechend schwarzbraun bis schwarzviolett schillernde Lithologien. Sie erscheinen dem Betrachter infolge des hohen Plagioklasanteils granoblastisch-gneisartig. An bestimmten Lokalitäten zeigte sich ein Gabbro-ähnliches Erscheinungsbild (grob, dunkelgrün-weiß sprenkelig). Des Weiteren konnten im Gelände regelmäßig im Gestein verteilte, dunkelgrüne bis schwarze, stengelförmige Minerale (Hornblende) beobachtet werden. Das Vorkommen der

grobkörnigen Metabasittypen wurde bis zum jetzigen Zeitpunkt in einem Streifen ausgehend vom Wanderweg zwischen der Innsbrucker- und der Bremer Hütte (Nordwestrand der „Pfannalm“) über die Umgebung von P. 2.733 m bis südlich bzw. südöstlich des Habichtgipfels kartiert.

Stellenweise konnten auch feinkörnige Ausbildungen beobachtet werden. Im Unterschied zu den grobkörnigen Amphiboliten erscheinen diese farblich dunkelgrau bis schwarz, wodurch ein schwach erkennbarer Wechsel von mafitreicheren und mafitäreren Lagen (Bänderung) entsteht. Bis zum jetzigen Stand der Geländearbeit wurde diese Form von Metabasiten nur an einer Lokalität, ca. 500 m westlich der Laponessalm, vorgefunden. Ein weiterer, zur Metabasitgruppe zählender Gesteinstyp (so die Ansicht des Bearbeiters) befindet sich kurz vor dem Gipfel des Habichts. Das Erscheinungsbild an dieser Lokalität vermittelt dem Beobachter mitunter den Eindruck, es handle sich um ein basisches Metasediment (kein massiger Aufbau, Quarzknuern (Segregationsquarz), feinkörnig-schieferig, stark verfaltet). Diese Interpretation ist jedoch noch mit Unsicherheit behaftet.

Paragesteine: mit diesem Terminus wurden jene Gesteinstypen bezeichnet, deren Edukte den Sedimentgesteinen angehören.

Paragneise sind im folgenden Abschnitt nicht einfach von jenen Gneisen zu trennen, die magmatischen Ursprungs sind. Im Gelände mussten daher einige charakteristische Merkmale herangezogen werden, die – im Zuge mehrfacher Begehungen sowie der Schulung des „Blickes“ – erarbeitet wurden. Oft können Paragneise bereits aus der Distanz aufgrund ihres (im Unterschied zu den Orthogneisen) feinkörnigeren und auch schlechter sortierten Hang- und Sturzschuttes (betreffend Größe und Form der Einzelgerölle) identifiziert werden. Darüber hinaus ist eine rostbraune bis rostrote oder leicht gelbliche Anwitterungsfarbe charakteristisch. Ein weniger massiges und daher deutlich gestufteres Erscheinungsbild unterscheidet ferner die Paragneise von den Orthogneisen, wobei es hinsichtlich dieses Kriteriums auch Ausnahmen geben kann. Im Aufschluss zeigt sich folgendes: eine dank höheren Biotitgehalts feinere Schieferung als bei Orthogneisen bedingt die Ablösung cm-dicker, flächiger Platten beim Anschlag mit dem Hammer. Ebenfalls sind es hauptsächlich Glimmerminerale, die eine dunklere Färbung der frischen Bruchflächen bedingen. Überdies wurde ein geschätzter Mindestgehalt an Feldspäten von ca. 20 Vol.% vorausgesetzt, um einen Paragneis als solchen zu klassifizieren. Eine mehr oder minder intensive Verfaltung der relativ feingeschieferten Paragneise fällt dem Betrachter ebenso ins Auge wie die offensichtliche Anhäufung von Segregationsquarz in den Faltenmulden. Im Bereich Pfannalm bis Glättealm sind Paragneise weit verbreitet und mit Orthogneisen und Metabasiten assoziiert. Zusätzlich sind es vorwiegend Paragneise, die das gesamte Massiv der Pramarnspitze stützen.

Staurolith führende Paragneise ähneln den oben beschriebenen Paragneisen und enthalten im Unterschied zu jenen idiomorphe Staurolithkristalle von cm-Größe. Gelegentlich häufen sich die Staurolithe in Form von groben Lagen an, welche ihrerseits mit feineren, staurolithfreien Anteilen alternieren. Die bereits erfassten Vorkommen Staurolith führender Paragneise beschränken sich auf das

Kar unmittelbar nördlich der Pramarnspitze sowie auf den höheren Abschnitt der Glättealm in der Nähe des Wanderweges Innsbrucker- bis Bremer Hütte (Aufschlusspunkte 2018-085 und 2018-075).

Glimmerschiefer erkennt man aufgrund ihrer silbrig glänzenden Schieferungsflächen (hoher Muskovitanteil). Sie weisen überdies einen feinen Lagenbau auf und kennzeichnen sich außerdem durch eine auffällige, rostbraune Anwitterungsfarbe. Neben deren untergeordnetem Vorkommen im Verband mit Paragneisen konnten Glimmerschiefer in der Scharte unmittelbar nordwestlich des Gipfels der Pramarnspitze kartiert werden (Aufschlusspunkt 2018-084). Sie führen an dieser Lokalität, ebenso wie die nördlich davon anstehenden Paragneise, Stauroolith. Ein weiteres, im Kartenmaßstab erfassbares Auftreten von Glimmerschiefern konnte in einem Graben unterhalb der Pfannalm nachgewiesen werden (Aufschlusspunkt 2018-047). Hier konnten nadel- bis stäbchenförmige, z.T. büschelförmig angeordnete Minerale auf den Schieferungsflächen als Hornblende identifiziert werden.

Bei den **chloritisierten Paragneisen** handelt es sich um einen sehr feinkörnigen, dunklen Gesteinstyp innerhalb der Gruppe der Metasedimente. Dessen dunkelgrüne Färbung wird durch das Auftreten von Chlorit hervorgerufen. Die bislang erfassten Vorkommen sind beiderseits des Wanderweges vom Gasthof Feuerstein zur Innsbrucker Hütte zwischen 1.500 und 1.600 m, am Pinnisjoch, am Gipfel des Habichts und etwa 500 m nordwestlich der Brücke 1.357 auf ca. 1.600 m zu finden.

Struktureller Aufbau des Arbeitsgebietes

Das diesjährige Arbeitsgebiet erweckt den Eindruck einer strukturell komplizierten Gliederung. Im Allgemeinen liegt eine, von wenigen Ausnahmen abgesehen, relativ einheitliche NW–SE orientierte Streichrichtung der Gesteine vor. Planare Gefügeelemente (Foliation) neigen sich demzufolge um diese Streichachse in einem mittelsteilen bis steilen Winkel nach Südwesten respektive Nordosten. Lineare Strukturen wie Faltenachsen und Streckungslineare sind entsprechend parallel zur Streichrichtung angeordnet. Folgerichtig müsste ein großräumiger Faltenbau mit einer flachen, ca. NW–SE streichenden Faltenachse angenommen werden. Eine annähernd konträre Situation liegt südöstlich des Gipfelbereiches vom Habicht vor: dort wurde eine teils sehr flache West- bis Nordwestneigung der Schieferung gemessen. Diese lokale Gegebenheit ergibt im Kartenbild nur dann einen Sinn, wenn beträchtliche Lageveränderungen an jungen Sprödstörungen vorausgesetzt werden. Aufgrund der schlechten Begehbarkeit dieses Geländeabschnittes wurden die mutmaßlich passenden Störungen von den übereinstimmenden Orthofotos respektive Laserscans auf die Karte übertragen. Von einer tiefergehenden Interpretation wird an dieser Stelle abgesehen. Wenige, markante Sprödstörungen konnten direkt eingesehen und erfasst werden. Meist sind die eigentlichen Bewegungsflächen so stark schuttbedeckt, dass sie nicht eindeutig messbar sind. Sie wurden folglich als vermutete Störungen eingeordnet.

Quartär

Die glaziale Prägung des Arbeitsgebietes manifestiert sich in Gestalt von stark eingesenkten Karen, welche im

Längsschnitt meist in einen oberen und einen unteren Boden unterteilt sind. Der U-förmig profilierte Talbereich des Haupttals wurde durch Gletscherströme und die von ihnen mitgeführten Gesteinsfragmente ausgeschürft (dies geschah im letzten Eiszeitalter) und scheidet sich von den oben genannten Karen in Form eines typischen Gefällsknickes (Trogkante). Letzterer kann mitunter sehr markant ausgeprägt sein, oder aber von Massenbewegungen teilweise ausgeglichen vorliegen. Eine partielle Nivellierung der Trogkante zu einem Hang ist beispielsweise am Ausgang der Glättealm der Fall.

Eine große Anzahl wallförmiger Moränen wurde im Arbeitsgebiet unter Zuhilfenahme von Laserscans und Orthofotos abgegrenzt. Wo ein vom Verfasser vermutetes holozänes Alter der Moränen vorliegt, wurden diese farblich von den älteren glazialen Ablagerungen differenziert.

Eine mit Moränen eng verknüpfte, morphologische Form, die Blockgletscher, findet man über das gesamte Arbeitsgebiet verteilt. Hinsichtlich deren Aktivität ist anzumerken, dass die meisten Blockgletscher, ausgenommen jener östlich unterhalb der Äußeren Wetterspitze, fossil oder inaktiv sind.

Die auf dem Kartenblatt 147 innerhalb des Kartierungsgebietes vermerkten Gletscher sind praktisch nicht mehr existent.

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Lüsenstal auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARTIN WEBER

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Geografischer und geologischer Überblick

Das Arbeitsgebiet befindet sich südöstlich von Innsbruck, in einem Seitental des Sellraintals, genauer gesagt auf der westlichen Flanke des Lüsener Tals, zwischen Praxmar (Weiler von Gries im Sellrain) im Norden und dem Längentaler Bach im Süden. Das Arbeitsgebiet hat eine Fläche von etwa 14 km² und befindet sich in Höhenlagen zwischen 1.600 und knapp über 3.000 m ü. A. Die westliche Grenze wird vom Grat zwischen Lamsenspitze und Zischgeles aufgebaut.

Das Untersuchungsgebiet gehört zum nordöstlichen Ötztal-Stubai-Kristallin. Die Gesteine dieser tektonischen Einheit sind prävariszischen Ursprungs und zählen zum Kristallin des austroalpinen Deckenstapels. Die Lithologien bestehen hauptsächlich aus metasedimentären quarz- und feldspatreichen Gesteinen, wie z.B. Paragneis, Glimmerschiefer und Quarzit, mit meist unscharfen Übergängen. Saure bis intermediäre Orthogesteine sind sowohl als mächtige Intrusionskörper, als auch als konkordante Zwischenlagen in die Paragesteinserien eingeschaltet. Amphibolite treten mit sehr variablen Mächtigkeiten im Gesteinspaket auf. Pegmatit- sowie Diabasgänge unterschiedlichen Alters durchschlagen diskordant die Ge-

steine. Eine polymetamorphe, prä-variszische, variszische und alpidische Überprägung ist charakteristisch für das Ötztal-Stubai Kristallin (THÖNI & MILLER, 2004; TROPPEL & HOINKES, 1996). Das Ötztal-Stubai-Kristallin ist frühvariszisch, amphibolitfazial bei mindestens 500–650° C und 4–8 kbar überprägt worden (TROPPEL & HOINKES, 1996; TROPPEL & REICHEIS, 2003). In den Metapeliten bildeten sich vor allem Staurolith und Alumosilikatpolymorphe (Andalusit, Disthen, Sillimanit), anhand derer PURTSCHELLER (1969) die zonale variszische Temperaturerhöhung nach Südosten ausarbeitete. Die im Untersuchungsgebiet dominierende, variszische Metamorphose ist im Nordwesten des Ötztal-Stubai-Kristallins am besten erhalten, da die eoalpine Überprägung dort geringer ausgeprägt ist. Im Südosten kehrt sich diese Tendenz zur dominanten alpidischen Überprägung um.

Lithologische Beschreibung der kartierten Gesteine

Um die strukturelle Dynamik besser beschreiben zu können, wurden die metamorphen Gesteine basierend auf der Karte von HAMMER (1929) in jüngsten Arbeiten vereinfacht zusammengefasst. In seiner Masterarbeit entwickelte EGGLESEDER (2012) eine vereinfachte Einteilung der Lithologien, welche auch in dieser Arbeit ihre Anwendung findet. Die Einteilung resultiert aus feldpetrografischen Indizien der Mineralogie sowie aus Untersuchungen bezeichnender Gefügemerkmale.

Die dominierende Lithologie sind **Paragneise** mit fließenden Übergängen zu Glimmerschiefern und Quarziten. In diese mächtige metasedimentäre Gesteinsabfolge sind prävariszische **Orthogneise** intrudiert. Weiters sind basische Gesteine (meist Amphibolit) konkordant zwischengeschaltet. Als strukturell oberstes Schichtglied sind mächtige **Glimmerschiefer** abgelagert. Die Gesteine sind polymetamorph überprägt und intensiv verfaltet. Basaltisch-andesitische Diabasgänge durchschlagen diskordant das Kristallin und haben laut PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1982) postvariszische Alter.

Paragneis

Das Gefüge der Paragneise bestehend aus sub-mm- bis mm-dünnen durchgehenden oder auskeilenden Glimmerlagen, erscheint wellig, flasrig und oft auch mylonitisiert. Durch die sehr heterogene Mineralzusammensetzung der Paragneise zeigen diese Farben von hell- bis dunkelgrau. Teilweise sind durchgehende oder boudinierte cm-dicke, mittelgraue, feinkörnige Quarzlagen zu verfolgen, wobei diese meist als verwitterungsresistenteres Material aus dem Gestein hervortreten. Deutliche Parasitärfaaltung mit Z-S-M-Strukturen sind überwiegend in den Glimmerlagen ausgebildet. Oft sind langgestreckte Quarz- und Feldspatknauern bis zu dm-Größe im Paragneis gewachsen. In den meist mm-dünnen Glimmerlagen ist auch teilweise Staurolith- und Granatwachstum vorzufinden. Dunkelglimmer (Biotit) ist immer in sehr variablen Anteilen vorhanden, Hellglimmer, wie Muskovit, ist nicht immer anwesend, kommt jedoch untergeordnet vor. Einzelne Bereiche in den Paragneisen zeigen einen deutlichen Anstieg von hellen bis milchig weißen Lagen, vermutlich aus Feldspat bestehend. Teilweise sind auch von hauchdünnen Zwischenlagen begrenzte Bereiche im Paragneis ausgebildet, die ein monotones, massiges, quarzreiches und feinkristallines

Gefüge mit grünlicher Färbung zeigen. In diesen massigen Gesteinen konnte sich auch selten Chevronfaltung ausbilden. Allgemein wird durch das Zurückwittern der inkompetenten Lagen die oft undeutliche, penetrative Hauptschieferung erst gut sichtbar. Im Untersuchungsgebiet sind fließende Übergänge sowie intensive Wechsellagerung dieser Variationen anzutreffen. Gelegentlich sind cm- bis dm-mächtige Amphibolitlagen in der mächtigen Paragneisserie zwischengeschaltet. Diese Gesteinsserie ist im Untersuchungsgebiet die bedeutendste lithologische Einheit und vielfach über weite Bereiche aufgeschlossen und weiter zu verfolgen.

Orthogneis

Makroskopisch sind Orthogneise als massige, helle Gesteine im Anschlag zu von anderen zu unterscheiden. Meist sind die Gefüge stark beansprucht und ausgewalzt, sodass das ursprünglich magmatische Gefüge zerstört wurde und unter mylonitischer Beanspruchung der Feldspatäugen und Einregelung der Glimmerminerale ein leicht geschieferter bis geflasierter Eindruck entsteht. Teilweise sind Muskovite die dominanten Glimmerkomponenten. Die Orthogneise ziehen in wenigen dünnen und auskeilenden Linsen sehr lokal begrenzt durch das Gebiet und werden daher nicht gesondert behandelt.

Glimmerschiefer

Makroskopisch sind Glimmerschiefer sehr stark und meist im mm- bis cm-Maßstab geschieferte und intensiv deformierte Gesteine mit rostbrauner Verwitterungsfarbe. Sie weisen einen großen Anteil an fein-grobkörnigen Glimmermineralen auf und brechen dünnplattig, wobei die ausgebrochenen xy-Flächen meist vollständig von Glimmer überzogen sind. Klaster wie Quarzknauern, Feldspatäugen, Granate und eingeregelt Staurolithe sind oft von den Glimmerlagen wellig bis knollig vollständig umwachsen. In x-z-Richtung zeigt das Gestein intensiv geflaserte Lagen von Quarz, Feldspat und meist dünnem Glimmer, die verfaltet, zerschert und boudiniert sein können. Diese Gesteine sind am Nordrand des Untersuchungsgebietes vermehrt vorzufinden und sie werden im nördlichen Anschluss außerhalb des Gebietes dominanter.

Amphibolit

Im Anschlag zeigen Amphibolite hauptsächlich massiges, dunkles und feinkristallines Gefüge. Zuweilen leicht grünlich, meist in cm-dicke Lagen eckig brechend. Nicht selten sind dünne Feldspatlagen durchgehend oder boudiniert ausgebildet, die teilweise aus dem Gesteinsverband herauswittern. Granat kommt lokal fein verteilt im Gesteinsverband vor. Dünne Glimmerlagen und eingeregelt Hornblenden bilden nicht selten eine Schieferung aus. Die Amphibolite bilden im Gebiet markante Rippen oder treten in Form von linsenförmig auskeilenden Lagen im umgebenden Gestein auf.

Ganggesteine

Metamorph überprägte Pegmatite sind durch die sehr hell bis weiße Verwitterungsfarbe makroskopisch leicht zu erkennen. Teilweise sind grobkörnige Glimmer- sowie Granatminerale in der quarzreichen Grundmasse ausgebildet. Im Untersuchungsgebiet beschränken sich die Auf-

schlüsse auf wenige sehr lokal begrenzte Bereiche. Im Gegensatz dazu sind Diabase sehr feinkörnige, grünliche und meist massige Gesteine. Selten ist eine leichte Schieferung ausgebildet. Die scharf begrenzten, diskordanten Gänge sind nur teilweise an lokalen Stellen im Gesteinsverband zu verfolgen. Im Arbeitsgebiet wurden jedoch keine nennenswerten Aufschlüsse angetroffen.

Strukturgeologie

Ein Ziel der Arbeit ist eine homogen verteilte Gesteins- und Strukturdatenerhebung, um den vorherrschenden Großfaltenbau im Arbeitsgebiet rekonstruieren und in Karten und Profilen darstellen zu können. Bei 321 Einzelaufschlüssen wurde jeweils die penetrative S0/1-Schieferungsfläche eingemessen und einer Lithologie zugeteilt. Weniger deutlich ausgeprägte oder wellig verlaufende Schieferungen wurden durch mehrere Messungen gemittelt. Eine sekundäre Schieferung (S2) wurde nur selten beobachtet. Im Gelände wurden lineare (Streckungslineation; Faltenachsen) und planare Strukturen eingemessen und in Stereoplots ausgewertet. Abgesehen davon wurden Erkenntnisse aus digitalen Laserscandaten und aus der Auswertung von Fotos sowie bestehenden Kartenmaterials für eine vollständige strukturelle Beschreibung herangezogen.

Schieferung

Der Datensatz der penetrativen S0/1-Schieferung besteht aus 180 Messdaten. Die überwiegende Menge der Aufschlussmessungen streicht von W-E bis NW-SE und fällt teilweise steil und flach, meist mäßig nach N-NE ein. Wenige S-SW einfallende Messungen deuten parasitäre Gengenschenkel zum allgemeinen, nach N-NE einfallenden Trend an. Bei der S2-Schieferung konnten 30 Datensätze eingemessen werden. Diese zeigen mäßiges bis steiles Einfallen nach ENE-NNW. Im Zuge der Kartierung stellte sich heraus, dass S2 subparallel zur penetrativen Hauptschieferung angeordnet ist und daher oft nicht eindeutig abgegrenzt werden kann.

Faltenachsen

In erster Linie wurden Faltenachsen parasitärer Kleinfalten in der Schieferungsfläche S0/1 eingemessen. Am deutlichsten waren diese in den Glimmerschiefern und an zurückgewitterten Lagen in den Paragneisen ausgeprägt. 27 der 32 Faltenachsen zeigen ein flaches, seltener mäßiges Einfallen mit einem Maximum im Nordwesten. Die restlichen fünf Messungen weisen flach nach Osten einfallende Faltenachsen auf und liegen somit gegenüber den Hauptrichtungen, was wiederum auf gegenüberliegende parasitäre Schenkel hinweisen kann.

Lineare

Bei eindeutiger Zuordnung der Wachstumsrichtung von sekundär gewachsenen Mineralaggregaten wurden Lineare eingemessen. Bei 17 Messungen war die Streuung relativ groß, die Lineare zeigen ein flaches bis steiles Einfallen nach Nordwesten bzw. Südosten. Lediglich zwei Bereiche mit jeweils drei Messwerten zeigen mit mittelsteilem Einfallen in Richtung Nordwesten und mäßigem Einfallen nach Nordosten ein leichtes Maximum.

Störungen

Das Ötztal-Stubai-Kristallin (ÖSK) ist von mehreren Störungssystemen durchzogen, die in der bestehenden Literatur hinlänglich beschrieben wurden. Eine der wichtigen meridionalen Störungen des ÖSK (Längental-Störung; HAMMER, 1929) streift das Lusenstal im Südosten. Diese liegt jedoch außerhalb des Kartiergebietes. Daher wurden in dieser Arbeit keine großen Störungsversätze berücksichtigt. Lokale Störungen wurden auskartiert und sind in der Karte vermerkt.

Abfolge der Deformationsphasen im Arbeitsgebiet

Aufbauend auf Literaturdaten (z.B. EGGLSEDER, 2012; EGGLSEDER & FÜGENSCHUH, 2013; BREITFUSS, 2016) sowie eigenen Messungen und Beobachtungen ergibt sich die aktuelle Deformationsabfolge. Auf eine absolute chronologische Einteilung wurde in dieser Arbeit verzichtet, da keine Altersdaten vorliegen.

D1: SE-NW streichende Intrafolial- und Isoklinalfaltung, welche vermutlich mit der Bildung der S0/1 einhergeht. Die Falten sind vor allem in kompetenten Gesteinen und in parasitären Strukturen deutlich ausgebildet. Die Frage, ob auch lokale Boudinierung einzelner, kompetenter Gesteinspakete wie die der Amphibolite dieser Phase zuzuschreiben ist, oder ob diese prä-deformativ gebildet wurde, kann noch nicht beantwortet werden.

D2: Enge bis geschlossene, z.T. isoklinale Falten tauchen im Mittel nach Norden bzw. Ostnordosten ab. Diese Falten sind für die zweite penetrative Achsenebenenschieferung S2 verantwortlich und stehen subhorizontal zu der S0/1-Schieferung. Die Strukturen der D2 sind vor allem in weniger kompetenten Gesteinen ersichtlich, wenn S0/1 nicht zu dominant in Erscheinung tritt.

D3: Sehr offene SW-NE streichende Krenulationsfalten („Runzelfaltung“). Diese gehen mit subhorizontalen Achsenebenen einher und wurden vermutlich unter kühleren Deformationsbedingungen gebildet.

D4: Knickfalten und sehr offene Falten, die WNW-ESE streichen und mit dem Nord- bzw. Südfallen der Schieferungen in Verbindung stehen. Diese Phase erzeugte eine große Synform über das Gebiet des Sellraintales (siehe Glimmerschiefermulde). Weiters wird das polymetamorph deformierte Gestein in sehr offenen Falten im mehrere Zehnermeter-Maßstab gefaltet (BREITFUSS, 2016).

Zusammenfassung

Die Beobachtungen im Feld sowie die Bearbeitung und Auswertung der gewonnenen Daten zeigen ein relativ deutliches Bild. Es bestätigt sich, dass, bedingt durch intensive Verfaltung, im Bereich des Arbeitsgebietes keine großräumigen lithologischen Wechsel vorliegen. Vielmehr resultiert der vorliegende Gesteinswechsel Richtung Süden daraus, dass tiefere Einheiten (Paragneise, Amphibole, Orthogneise) im Südschenkel einer großen W-E streichenden Synform (Glimmerschiefermulde von Sellrain) aufgeschlossen sind. Die Gesteinspakete sind im Typ 3 – Faltenüberprägungsmuster deformiert, was zu wenig Abwechslung in der allgemeinen Einfallrichtung führt. In den parasitären Strukturen lassen sich Nachweise erbringen, dass die Einheiten intern intensiv an subparallelen Faltenachsen verfault wurden. Dabei lassen sich die Strukturen

gut mit den Nachbargebieten im Osten korrelieren, auch die Glimmerschiefer lassen sich sehr gut Richtung Osten verfolgen. Die eckig und plattig emporstehenden Amphibolite am Gipfel der Lüsener Villerspitze (3.027 m) verbinden sich gut mit den Amphiboliteinheiten im Arbeitsgebiet. Eine genaue strukturelle Zusammenführung der beiden Talseiten wurde in dieser Arbeit jedoch nicht getroffen und lässt Raum für weitere Untersuchungen.

Blockgletschersystem Schöntal

Das komplex aufgebaute Blockgletschersystem nordöstlich der Schöntalspitze (3.002 m) setzt sich aus mehreren zungen- sowie auch lobenförmigen Ablagerungen zusammen. Betreffend Aktivität, morphologischer Erscheinung und relativen Alters zueinander sind mindestens drei Generationen zu unterscheiden: a) ein reliktscher (*fossiler*) Blockgletscher, b) ein intakter, aber inaktiver Blockgletscher und c) ein jüngst gebildeter lobenförmiger Blockgletscher. Das Blockgletschersystem liegt innerhalb einer glazial geformten Mulde eines ehemaligen Kargletschers. Das Gebiet war während des letzten Gletscherhochstandes der Kleinen Eiszeit im 19. Jahrhundert bereits eisfrei. Die Wurzelzone befindet sich in einem NE-exponierten Kessel, der im Westen und Süden von stark deformierten Para- und Orthogneiswänden mit eingeschalteten Amphibolitlagen umrahmt wird. Diese Gesteine liefern den Schutt für die Blockgletscher. Der Übergang zwischen Fels, Schuttfächer und Blockgletscherschutt ist fließend entwickelt und befindet sich auf einer Höhe zwischen 2.850 und 2.950 m ü. A. Der Untergrund ist an der Wurzelzone zwischen 25° und 35° steil und flacht im Zungenbereich, an einer Karschwelle fast gänzlich ab. In tieferen Lagen an der Ostseite ist das Blockgletschersystem von abgerundeter und Gras bewachsener Seitenmoräne fast vollständig eingerahmt. Ein Endmoränenwall im subhorizontalen Gelände schließt das Permafrostareal talauswärts ab. Das westliche Ende der Ablagerung wird unterhalb von 2.700 m ü. A. vom seitlich herangeführten Hangschutt durch eine markant steile Böschung abgegrenzt, darüber laufen die Strukturen fließend in die Schutthalde über. Insgesamt bedecken die aus mehreren Zungen bestehenden Blockgletscher eine Fläche von 0,18 km². Dieses komplexe Blockgletschersystem ist ein anschauliches Beispiel für klimatisch angetriebene Schwankungen zwischen Rückzug, Wiedervorstoß sowie Neubildung von Blockgletschern.

Messungen am Blockgletschersystem Schöntalkar

Im Rahmen dieser Studie wurde die nordöstliche Quelle unterhalb des Blockgletschers hinsichtlich ihrer Abflussmenge untersucht. Die Messungen ergaben eine Schüttung von etwa 0,3 l/s (21.10.2012, 14:30 Uhr). Temperaturmessungen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) lieferten für zwei morphologisch unterschiedliche Blockgletscher-Generationen genaue Informationen. Die Referenzsonde (S5) wurde unterhalb der Blockgletscher im besonnten Südhang installiert, welche erwartungsgemäß keine tiefen Temperaturen, die Anzeichen auf Permafrost im Untergrund liefern würden, aufzeichnete. Zwei Sonden (S1, S2) wurden südlich vom See auf dem Blockgletscher der zweiten Generation platziert. Die durchgehend tiefen Temperaturen von bis zu -8° C von Dezember 2012 bis Mitte April 2013 belegen eindeutig das Vorhandensein

von Eis im Blockgletscher. Zwei weitere Sonden (S3, S4) wurden nordöstlich des Sees im distalen Bereich der ältesten Blockgletscher-Generation ausgelegt. Installiert wurde die Sonde 3 im Schatten eines Blockes und Sonde 4 auf freier, sandiger Fläche in derselben Höhe. Die Auswertungen zeigen sehr unterschiedliche Temperaturbedingungen. Der Verfasser macht die unterschiedlichen Lagen der Sonden für die so differenten Werte verantwortlich. Während der Temperaturverlauf von Sonde 3 konstante Werte leicht unter 0° C aufzeichnete, was auf eine isolierende Schneedecke ab Anfang Dezember bis Ende April hinweist, weicht Sonde 4 deutlich von dieser Auswertung ab. Die Temperaturen der Sonde 4 zeigen ein Negativmaximum in der ersten Dezemberwoche. Dieses Maximum passt gut zu einem in diesem Zeitraum stattgefundenen Kaltlufteinbruch. Das würde bedeuten, dass sich zu dieser Zeit die Sonde 4 nicht unter einer ausreichend mächtigen Schneedecke befunden hat und somit Störungen der Außenluft auf die Messergebnisse einwirkten. In den darauffolgenden Wintermonaten bleibt die Temperatur meist zwischen -3° C und -5° C ohne große Schwankungen. Die breite Amplitude ähnelt dabei den Schwankungen der Sonde 1. Das wiederum kann als Zeichen für Reste von Eis im Untergrund gedeutet werden. Gleichzeitig könnte das aber auch einen Einfluss einer unvollständigen Schneedecke widerspiegeln, was durch verzögerten Außenlufteintrag verursacht werden kann. Um die Frage restlos zu klären, ob in der ältesten Blockgletscher-Generation noch Eisreste anwesend sind, und wenn in welchen Bereichen, müssten weitere detaillierte Untersuchungen durchgeführt werden.

Zusammenfassung

Die Untersuchungen, Messungen und Kartierungen am Blockgletschersystem im Schöntal zeigen sehr schön den komplexen Aufbau und die verschiedenen Stadien dieses Phänomens. Das Vorhandensein von Eisresten in den oberen Bereichen konnte nachgewiesen werden. Detaillierte Rückschlüsse der absoluten chronologischen Verhältnisse sind abhängig vom Gebiet und der Exposition sehr komplex und variabel. Daher wurde anhand dieses Beispiels lediglich versucht, über die relativen Positionen der einzelnen Generationen eine grobe Beschreibung der Abläufe eines Blockgletschers zu geben.

Literatur

- BREITFUSS, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 136 S., Innsbruck.
- EGGLEDER, M. (2012): Präalpine Faltenüberprägungen im Nordosten des Ötztal-Stubai-Kristallins. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 118 S., Innsbruck.
- EGGLEDER, M. & FÜGENSCHUH, B. (2013): Pre-alpine fold interference patterns in the northeastern Oetztal-Stubai-Complex (Tyrol, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **106/2**, 63–74, Wien.
- HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PURTSCHELLER, F. (1969): Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubai-Alt-kristallins. – Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen, 3. Folge, **13**, 35–54, Wien.

PURTSCHELLER, F. & RAMMLMAIR, D. (1982): Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai metamorphic complex. – *Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 3. Folge, **29**, 205–221, Wien.

THÖNI, M. & MILLER, C. (2004): Ordovician meta-pegmatite garnet (NW Ötztal basement, Tyrol, Eastern Alps): preservation of magmatic garnet chemistry and Sm-Nd age during mylonitization. – *Chemical Geology*, **209**/1, 1–26, Amsterdam.

TROPPER, P. & HOINKES, G. (1996): Geothermobarometry of Al₂SiO₅-bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal-basement. – *Mineralogy and Petrology*, **58**/3–4, 145–170, Wien.

TROPPER, P. & RECHEIS, A. (2003): Garnet zoning as a window into the metamorphic evolution of a crystalline complex: the northern and central Austroalpine Ötztal-Complex as a polymetamorphic example. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **94**, 27–53, Wien.

Blatt NL 32-03-30 Mayrhofen

Bericht 2016 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente auf Blatt NL 32-03-30 Mayrhofen

JERZY ZASADNI

(Auswärtiger Mitarbeiter)

About 100 km² of Quaternary sediments and landforms in the northwestern corner of the UTM map sheet NL 32-03-30 Mayrhofen were geologically mapped during the field season of 2016. The investigated area belongs to the Tux Alps (German: Tuxer Alpen). It comprises the lower part of the Tux valley (German: Tuxertal), i.e. the section between the villages of Finkenberg and Lanersbach, the Niglasbach catchment, the Penken massif and the valleys of Hoarbergbach and Sidanbach streams located to the north of the Penken massif. Elevations of the mapped area range from 650 m in the bottom of Ziller valley near the town of Mayrhofen to 2,762 m at the summit of Rastkogel. This corresponds to a difference in altitude of more than 2,100 m. The basement is mainly composed of metasedimentary and metavolcanic schists belonging to the upper Penninic nappe system (Tauern window) and the Innsbruck quartz phyllite Zone (Austroalpine nappe system). These lithologies are prone to weathering, erosion and mass movement processes, and exhibit a gentler relief than the neighbouring Central gneiss areas of the Zillertal Alps. The middle section of Tux valley around the village of Lanersbach, the Gröblspitze massif and most of the area of Niglasbach catchment are built up of Bündner schist (phyllites, carbonate phyllites and quartzites), which has the least resistance to erosion. The highest summits bordering the area to the north and east (Torspitze, Hippoldspitze, Rastkogel, Pangert, Wanglspitze, Hoabergkarspitze) are built up of Innsbruck quartz phyllites. The lower Tux valley and the Penken massif are built up of Bündner schist, gneisses and greenschists (mostly belonging to Wustkogel nappe system). Within the mapped area, Central gneiss occurs only at the mouth of the Tux valley, in the village of Finkenberg.

Last Glacial Maximum (LGM)

In contrast to the Zillertal Alps, trim-line features recording the maximum extent of glaciers are poorly preserved in the Tux Alps. The maximum ice surface at the end of Ziller valley near the town of Mayrhofen reached to an altitude of about 2,150–2,250 m, what is well evidenced by trim-

line data of the neighbouring Zillertal Alps (ZASADNI, 2014; WIRSIG et al., 2016). In the middle section of Tux valley, in the vicinity of Tettensjoch and Gröblspitze mountains, the ice surface reached to an altitude of about 2,300 m. At the Gröblspitze mountain, the transition from ice moulded bedrock to bedrock with no glacial overprint can be observed at elevations between 2,240 and 2,270 m. The Penken massif (2,095 m) bears clear evidence of ice moulding on the entire ridge between Wangalm (2,123 m) to Gschosberg (1,970 m). Elongation axes of bedrock streamlined features and measured striations on the Penken mountain ridge show direction of ice flow towards northeast. General ice flow directions recognized in the Ziller valley confluence zone, together with described evidence of ice flow directions on the Penken massif, indicate that during the LGM the ice stream originating from Tux valley was forced to overflow the Penken mountain ridge, because of the dominant role of the Zemm valley ice stream in the area of Mayrhofen confluence zone. Measured directions of glacial striation on the Ahorn gneiss near the village of Finkenberg (950–1,000 m altitude) and on the northern slope of Mount Gamsberg (up to 1,600 m altitude) support this conclusion for the ice confluence zone between Tux and Zemm valleys. Two generations of striation in this locality represent LGM and Gschnitz stages of ice flow. The older set of striation (LGM) shows divergent ice flow of Zemm valley ice stream towards north to northeast. The younger set of striation (Gschnitz stage) occurs only at lower elevations, below 1,000 m, and indicates ice flow towards northwest to the Tux valley. The divergent flow of the Zemm valley ice stream at the bottom of the Tux valley near the village of Finkenberg shows that the Tux valley ice stream did not reach this location during the LGM.

Till covers of the LGM occur in the Penken massif mostly below 1,800 m altitude, with the highest occurrence around 2,000 m altitude. Till covers of the Gröblspitze massif reach almost the same elevation. The vertical extent of till cover is not easily recognized in case of slaty lithology, which is not prone to develop rounded clasts by glacial transport. Even the slaty components of well-exposed glacial diamicton have an angular shape, quite similar to that of scree. On the slope, the till cover often shows an upward gradual transition into clay regolith with angular clasts, being the product of local bedrock weathering and colluvial processes. As a working hypothesis, it was adopted that till cover certainly occurs where any rounded clasts can be observed in the sediment. The thickest till cover (up to 4–5 m) occurs in the northeast slope of Penken massif (Larchwald, Grubenaste locations). LGM till entirely consists of

local bedrock lithologies. No clasts of Central gneiss occur in till sediments on the left-hand slope of Tux valley, at some distance from the Gurb Spitze mountain in the direction to the Penken massif. Central gneiss clasts occur sporadically in till covers of the Asteggertal valley (up to 0.5 m in diameter), and even 1 m big erratic boulders of Ahorn gneiss occur on the ice-moulded ridge separating this valley from Ziller valley (the mountain northeast of Asteg). Central gneiss components in tills of the mapped area are probably restricted to the influence zone of the Zemm valley ice stream, e.g. the area in the east, close to the Ziller valley near the town of Mayrhofen. Erratic fields with up to 4 m big blocks occur on the mountain slopes northeast from the village of Vorderlanersbach, at Lämmerbichlalm (1,900–2,100 m altitude), Schrofentalalm (1,600–1,700 m altitude), and below Wanglalm (1,850–1,950 m altitude). However, the provenance of erratic lithologies is always local. For example, carbonate and quartzite lithologies of erratic boulders at the Wanglalm suggest about 2 km transport distance from the Graue Spitze mountain.

Gschnitz stadial

According to PENCK & BRÜCKNER (1901/09), Gschnitz moraine of the Tuxertal glacier occurs at the village of Vorderlanersbach. These authors have also suggested that a moraine of the Zemmtal glacier in the village of Finkenberglalm was deposited during the Gschnitz stadial. The Lanersbach moraine is located on the left-hand side of the valley (1,285–1,320 m altitude) close to the stream confluence of Nigglasbach and Tuxbach. This moraine is 300 m long and its external slope is 2–3 m high. Superficial boulders of the moraine were removed by human activity because of its location in a settlement area; only the largest boulders of several meters in diameter are still in place. This stadial moraine is unique in the trunk valley of Tuxertal. Position and elevation of the moraine indicate that during the Gschnitz stadial the trunk glacier of the Tux valley dammed up the stream of Nigglasbach. In the upper part of Nigglasbach valley, Gschnitz moraine occurs at Geiselhofer (1,580 m). Thus, the lowermost 1.4 km long section of the valley was ice-free during the Gschnitz stadial. In this section, several meters to several tens of meters thick gravels and sands occur above a deeply incised bedrock gorge. These sediments are particularly well preserved on the right-hand slope of the valley, 500 m northwest of the Gemais settlement. They build a terrace 100 m above the present-day stream channel. At least two stages of terrace formation can be recognized in the topography. There are also traces of palaeochannels with discharge from Nigglasbach stream to the south, through the Gemais location. In outcrops along the rim of steep fluvial undercutting, the terrace sediments reveal rounded gravels with sandy matrix, and up to 2–3 m thick beds of homogeneous sand.

The existence of a moraine from the Zemmtal glacier in the village of Finkenberglalm, as described by PENCK & BRÜCKNER (1901/09), cannot be confirmed. During the Gschnitz stadial, the Zemmtal and Stillupgrund glaciers merged and flowed together toward Ziller valley bottom at the market town of Mayrhofen. Glacial striations around the village of Finkenberglalm provide clear evidence that the ice tongue from Zemm valley diverged and flowed up into Tux valley, as described above. Kame terraces occur near the vil-

lage of Finkenberglalm, on both sides of the Tux valley. They mark the position of the invaded tongue of Zemmtal glacier. Such kame terrace is best preserved near the location of Persal (MAGIERA, 2008). It stretches over a distance of 550 m and its slope is 50–60 m high. Kame terrace also occurs in the Zellberger Siedlung settlements on the opposite side of the valley. It shows at least two stages of development. Top surfaces of both kame terraces reach the same elevation of about 1,000 m. Gravels and sands related to these terraces occur on the southern rim of the Tuxbach gorge and can be followed in upstream direction to the Brunnhaus settlement (1,050 m altitude). Locally these sediments are cemented.

The Tux valley between the villages of Finkenberglalm and Vorderlanersbach was ice-free during the Gschnitz stadial. Therefore, moraines of smaller tributary valley glaciers are exceptionally well-preserved at the bottom of this valley section. Best developed are latero-frontal moraines of Grinberglalm valley glacier, which reach the bottom of Tux valley (1,050 m) near the Brunnhaus settlement. This moraine consists of Ahorn gneiss components. Close to the bottom of the trunk valley, also moraines of the Elsalmlalm valley glacier (at Elsegg, 1,200 m altitude), and right-hand lateral moraine descending to 1,400 m altitude, above the village of Vorderlanersbach near the Berg settlement are preserved. The last one was formed by a glacier from the Rötzbach stream catchment. Gschnitz moraines also occur in the Hoarberglalm valley, outside the catchment of the Tux stream. There are two lateral moraines located 500 m to the north of Hintertrettalm. They descend to an elevation of 1,800 m. Within the mapped area, maximum elevation of Gschnitz lateral moraines reaches 1,750 m altitude in the Rötzbach catchment and 2,075 m altitude in the Hoarberglalm valley. Both glaciers had a southern exposition.

Egesen stadial

Moraines of the Egesen stadial and corresponding rock glacier deposits occur only in the highest part of the mapped area. Well-developed latero-frontal moraines of four small glaciers (500–700 m long) are found in glacial cirques of the upper part of the Hobarbach valley between the summits of Torspitze and Hipoldspitze. Terminal moraines are located there between 2,190 and 2,400 m altitude. The largest Egesen glacier occurred in the Torseen cirque to the northeast of the Torwand summit (2,771 m). The moraine sequence of this cirque suggests at least a two-fold advance during the Egesen stadial. Moraines consist of large metacarbonate blocks and are situated at elevation between 2,250 and 2,350 m. It should be noted that PENCK & BRÜCKNER (1901/09) described this moraine as an evidence of Daun stadial advance in the upper Ziller valley. But in the modern sense of East Alpine late glacial chronology it corresponds to the Egesen stadial. Moraines of this stadial also occur near Rastkogel (2,762 m) and Harbergjoch summits (2,590 m). Distinct latero-frontal moraines, with 20–40 m high external slopes occur in the cirque to the south of Rastkogel summit, above Lämmerbichlalm. They are located at relatively high altitudes between 2,460 and 2,500 m. Moraine in the Hoarberg cirque, to the southeast of the Hoarbergjoch summit are less pronounced. There, a terminal moraine occurs on a bedrock threshold at an elevation of 2,260 m. The bedrock depres-

sion on the inner side of the moraine is filled with alluvial sediments and peat. An interesting relation between moraines and rock glacier deposits can be observed in the area of Graue Spitze summit, located to the southwest of the Hoarbergjoch summit. The Graue Spitze summit is built of white quartzites, which produce more blocky material than the neighbouring lithologies. Directly below these summits, two large rock glacier deposits were formed by quartzite material supply from the summit. Rock glacier deposit in the cirque southwest of Graue Spitze is connected with latero-frontal moraine of the glacier which flowed along the cirque bottom axis from the Hoarbergjoch summit towards the Rotkopf rock (2,006 m). The left-hand lateral moraine is partially destroyed by the main scarp of Rötzbach landslide, which has affected the slope below the cirque. This situation implies that the landslide is younger than the moraine. If this moraine has indeed an Egesen age (Younger Dryas), the landslide cannot be older than Holocene. Shapes of the rock glacier deposits and Egesen moraines located south of the Graue Spitze summit are strongly modified by anthropogenic earthmoving along ski pistes and lift trails. An artificial lake has been built in the body of the rock glacier deposit. In the mapped area, rock glacier deposits around the Graue Spitze summits are the largest. They clearly demonstrate that bedrock lithologies are crucial for development and shaping of rock glaciers. Most rock glaciers of the mapped area are rather indistinct because of schistose bedrock lithology.

Holocene intact rock glaciers

Holocene/Little Ice Age moraines do not occur in the mapped area. Holocene permafrost is represented by two small (100 and 240 m long) still active rock glaciers developed on the northeast flank of the Tor Spitze summit (2,663 m). Their fronts are located at altitudes of 2,425 and 2,490 m.

Landforms and sediments related to mass movements

Slopes of the mapped area are strongly affected by deep-seated gravitational deformation and by toppling. Such mass movements often occur in Bündner schists. Almost entire slopes are affected by mass movements in the upper part of the Nigglassbach catchment, in the lower section of Hobarbach and Torbach valleys. Most of these landslide masses are not active, but small and shallow landslides can be activated along deeply incised gorges in the landslide mass. Large deep-seated and complex

landslide bodies occur in all tributary catchments on the northern slope of Tux valley, between Schöneben near Vorderlanersbach and Freithof, 2.5 km west of the village of Finkenbergraben. These landslides are located in the stream catchments of Bruchbach, Rötzbach, Hoserbach, and Tuxegbach. All of them have well-developed main scarps reaching heights of up to 100 m. The Tuxegbach landslide is the largest. It has an area of 2.7 km², its main scarp is located near Wanglalm (2,123 m altitude), and it reaches the bottom of the Tux valley (1,060 m altitude). The landslide mass is built of strongly deformed Bündner schist, partially exposed as an alternating sequence of dark or grey clay, blocks, and undissected, quite solid portions of basement rock. The landslide is highly active. Most of the farm buildings on the landslide (Obere Naudisalm) are slightly tilted, showing deviation of their walls and floors from vertical and horizontal, respectively. Secondary scarps in the landslide mass indicate fresh activity, with many new gravitational faults and fractures. The most active part of the landslide is at lower altitude, close to the Tuxbach stream near the alpine pastures of Bärldille and Moslau. Two parts of the landslide mass with relatively fast motion towards Tuxbach stream can be recognized. They are separated by a less deformed "island" which is located 300 m west of Moslau. Interviews with local farmers, and comparison of older and present-day orthophoto maps, lead us to conclude that the most active part of the landslide has a flow velocity of about 1 m per year. The landslide is active, at least, since 35 years. It represents a risk potential for the infrastructure, i.e. for the farms on the landslide, and for the road to the village of Hintertux.

Literatur

- MAGIERA, J. (2008): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im mittleren Tuxertal auf Blatt 149 Lanersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148/2**, 292–293, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter: 3 Bände, Leipzig.
- WIRSIG, C., ZASADNI, J., CHRISTL, M., AKÇARCI, N. & IVY-OCHS, S. (2016): Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. – Quaternary Science Reviews, **143**, 37–50, Oxford. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.001>
- ZASADNI, J. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten im Zillergrund, Sundergrund und Bodenbach auf Blatt 2230 Mayrhofen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 327–329, Wien.

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

GERHARD BRYDA

Im Berichtsjahr wurden bestehende Kartierungen (CAHIR, 2010, 2011; HENRICH, 2011) innerhalb der Frankenfels-Decke im hinteren Redtenbach Tal (westlich Waidhofen an der Ybbs) und im Grenzbereich zwischen der Frankenfels- und Lunz-Decke im Lugerbach Tal (südlich Waidhofen an der Ybbs) überarbeitet und ergänzt.

Zusätzlich wurden die Kartierungsarbeiten (BRYDA, 2016) in der Klippenzone im Bereich zwischen dem Pöchlauer Kogel und Konradsheim fortgesetzt.

Arbeiten im Bereich der Frankenfels-Lunz-Decke

Wie bereits frühere Kartierungen (CAHIR, 2010, 2011; HENRICH, 2011) zeigen konnten, verläuft die Überschiebung der Lunz-Decke über die Frankenfels-Decke entlang des Lugerbach Tales. Die Überschiebung quert unmittelbar südöstlich der Höhe 868 m den Sattel am Talschluss westlich Lugerreith, streicht danach, überwiegend steil nach Südosten einfallend, bis in den Bereich Hinterlug und folgt dann, unter quartärer Bedeckung, dem Talverlauf.

Die Schichtfolge der hangenden Lunz-Decke setzt mit geringmächtigen, stark tektonisch reduzierten Ton- und Sandsteinen der Lunzer Schichten ein, deren mechanische Eigenschaften auch für die Lage des Abscherhorizontes verantwortlich ist. Darüber folgt ca. 80 m mächtiger, bräunlichgrau gefärbter, meist Dezimeter gebankter Opponitzer Kalk, der im Hangenden von variabel mächtiger, gelblich anwitternder Hangendrauwacke begleitet wird. Diese zeigt im Grenzbereich zum stratigrafisch auflagernden Hauptdolomit häufig eine starke tektonische Beanspruchung und ist teilweise zu grauem Dolomitmehl zerrieben.

Am Glashüttenberg bilden die innerhalb des Hauptdolomits gegensinnig mittelsteil bis steil Südost und Nordwest einfallenden Schichtflächen eine nordöstlich streichende, enggepresste Synklinale. Ihre Achse schneidet die Überschiebungsfläche der Lunz-Decke und den gleichsinnig einfallenden Opponitzer Kalke, jedoch in einem spitzen Winkel von ca. 20° bis 30°. Daraus ist deutlich die Bedeutung der erwähnten tektonischen Grenzfläche zwischen der Rauwacke und dem auflagernden Hauptdolomit und die entwickelte Stockwerkstektonik zu erkennen.

Der enggepresste und durchscherte Falten-Schuppenbau der tektonisch liegenden Frankenfels-Decke wird durch die Überschiebung der Lunz-Decke diskordant abgeschnitten. So reicht die im Bereich der Höhe 868 m aufgeschlossene, überkippte Schuppe aus Hauptdolomit und auflagernden Jura-Gesteinen gerade noch bis Lugerreith in das Lugerbach Tal hinab und wird dann von der Deckenüberschiebung gekappt. Auf der Nordwest-Seite des Talausganges steht jedoch im Liegenden der Überschiebungsfläche wie-

der eine überkippte Serie aus vergleichbaren Gesteinen an, die sich als Fortsetzung dieser Schuppe anbietet.

Die im Graben an der Ostseite des Schnabelberges anstehenden Rauwacken markieren die Fortsetzung einer bedeutenden Schuppenbahn, an der die Synklinale mit Losenstein-Formation im Bereich Sulz der Redtenberg-Schnabelberg-Antiklinale überschoben ist.

Im Talschluss des Lugerbach Tales ist ein größerer Schuttstrom aus Hauptdolomit und Opponitzer Kalk-Komponenten erwähnenswert, der bei Lugerreith auf einer mobilen Unterlage aus Lunzer Schichten abgeleitet.

An der Landesgrenze zu Oberösterreich bildet die Opponitzer Rauwacke und der Hauptdolomit des Elmkogels (898 m) den stratigrafisch tiefsten Anteil des invertierten Südschenkels einer langgestreckten Synklinale mit Losenstein-Formation im Kern, die vom Ennstal südlich Großraming bis in das oberste Redtenbachtal verfolgt werden kann. Hier wird die Synklinale von einer WNW streichenden Blattverschiebung abgeschnitten. Diese endet im Redtenbachtal an der ENE streichenden Überschiebung der kieseligen Sandstein-Mergel-Abfolge (Haselgrabenschichten?, BRYDA, 2017) über die Hüllgesteine der Grestener Klippenzone und im Nordwesten an der tektonischen Grenze von Fleckemergeln der Allgäu-Formation zur Klippenhülle.

Arbeiten im Bereich der Klippenzone

Im Kartierungsbericht von ESTERLUS (1989) wird auf ein kleines Vorkommen von Lesesteinen aus subanstehendem Serpentin nordöstlich des Gehöftes Obereck hingewiesen. Im Zuge der Kartierung wurde dieser Serpentin nun auch an zusätzlichen Punkten südlich des Grabens, der von Konradsheim Richtung Hochkogel verläuft, angetroffen. Offenbar handelt es sich um einen bedeutenderen Serpentinikörper mit bis zu 470 m Länge, der an der Grenze zwischen Klippenhüllflysch und Buntmergelserie eingeschaltet ist.

Bei dem von ESTERLUS (1989) erwähnten Vorkommen von Klippengesteinen unterhalb der Gemeindestraße südwestlich des Hochkogels handelt es sich um eine aufrechte Schichtfolge aus grün und rotbraun gefärbten Radioariten der Lampelsberg-Formation mit Übergängen zur Scheibsbach-Formation und auflagernden mitkritisch-mergeligen hellgrauen Bankkalken. Diese sind vermutlich den Unteren Blassensteinschichten (DECKER, 1987) zuzuordnen.

Ob diese Gesteine ursprünglich mit den Klippengesteinen des Hochkogels verbunden waren, ist unsicher. Sie sind in mehrere Teilkörper zerlegt, die von Abrisskanten begrenzt werden und daher vermutlich Teil einer größeren Rutschmasse, die bis in das Redtenbachtal hinabreicht.

Die Abrisskanten eines vergleichbaren Schuttstromes befinden sich unmittelbar südöstlich des Hochkogel Gipfels. Der Kopfbereich der Rutschung ist in mehrere Gleitschollen aufgelöst – der Fußbereich des Schuttstromes ist im Redtenbachtal als deutlicher Kegel ausgebildet.

Die Gesteine der Buntmergelserie führen durch ihre geringe Standfestigkeit und Wasser stauenden Eigenschaften an vielen Stellen zu teilweise ausgedehnten Rutschungen. In der Ober Pöchlau gleitet der Hangschutt des Hochkogels als Schuttstrom über die mobile Buntmergelserie. Diese ist selbst in zahlreiche, teilweise nur unscharf voneinander abzugrenzende Kriech- und Gleitmassen zerlegt.

Auch die Flanken des Grabens, der von der Bachwirt Siedlung nach Westen, Richtung Konradsheim verläuft, sind von zahlreichen Rutschungen betroffen. Südöstlich Konradsheim existieren mehrere Anrisse innerhalb des Klippenhüllflysches, der in Gleitschollen und als Schuttstrom auf die Buntmergelserie aufgleitet. Der einförmige Hang am Ostrand der Bachwirt Siedlung ist vermutlich Teil eines Schutt-Erdstromes dessen Abrisse am Hang oberhalb sichtbar sind.

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, **157/1–4**, 431–434, Wien.

CAHIR, H. (2010): Geländeaufnahme des Lugertals südwestlich von Waidhofen (Blatt ÖK 70 Waidhofen an der Ybbs). – Aufnahmebericht, 3 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16691-RA/70/2010]

CAHIR, H. (2011): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Lugertal südwestlich von Waidhofen auf Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**, 111–112, Wien.

DECKER, K. (1987): Faziesanalyse der Oberjura- und Neokom-schichtfolgen der Grestener- und Ybbsitzer Klippenzone im westlichen Niederösterreich. – Dissertation, Universität Wien, 248 S., Wien.

ESTERLUS, M. (1989): Ergänzende Kartierung zur kompilierten geologischen Karte der Flysch- und Klippenzone (Maßstab 1:25.000) westlich Waidhofen/Ybbs (Projekt NC9/g Naturraumpotential Amstetten-Waidhofen/Ybbs), August–September 1989. – Aufnahmebericht, 9 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 07544-RA/70/1989]

HENRICH, R. (2011): Geländearbeiten im Rahmen der Erstellung einer Reinkarte des Gebietes um Glatzberg – Buchenberg – Schnabelberg – Redtenberg – Spindleben – Forstau – Lindauerberg im Maßstab 1:10000 (ÖK 70 Blatt Waidhofen an der Ybbs). – Aufnahmebericht, 1 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16930-RA/70/2011]

Bericht 2016–2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

WOLFGANG PAVLIK

Im Berichtszeitraum wurde der Südrand der Oisberg-Mulde, der Hangfuß des Königsberges und das Gebiet zwischen Hollenstein an der Ybbs, Hegerberg, Pichl, Saurüssel und Walchau in der südlichen Lunz-Decke aufgenommen.

Der Übergangsbereich des UTM-Kartenblattes NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs West zum Blatt NL 33-02-09 Hieflau im Bereich Rain–Thomasberg–Raingrub–Hirnsulz–Brandstatt wird von grauen, bräunlich verwitternden Quarzsandsteinen, Arkosen und Feldspat-Grauwacken, vereinzelt mit Pflanzenhäckseln der Lunz-Formation, aufgebaut. Von der Nordseite des Königsberges reichen diverse Kriechmassen auf den südlichen Blattrand. Die Größte liegt südlich des Grubbaches zwischen Rain und Grenzberg und weist im Verband abgeglittenen Schollen auf. Weitere Kriechmassen liegen nordwestlich und westlich Hirnsulz, im Graben nordwestlich Hirnsulz sowie östlich Raingrub. Weitere große Kriechmassen liegen im Bereich Hirnsulz, östlich Hirnsulz, südöstlich Kote 625 m und südlich Brandstatt. Die Gleitmassen erfassen die Lunz-Formation. Die Felsgalerie südlich Hirnsulz bei ungefähr 900 m wird vom ungefähr WSW–ENE streichenden Faltenkern der Frenzberg-Antiklinale mit der Reifling-Formation aufgebaut. Es handelt sich um knollig bis wellig-schichtige, vorwiegend dünnbankige, dunkelgrau bis schwarze, Hornstein führende Kalke. Die Grenze zwischen Lunz-Formation und Opponitzer Schichten im Norden verläuft entlang des Geländeknickes südlich Stegerkogel und Dörrkogel. Südlich Dörrkogel kommt es zu einer Schuppenbildung, wobei Lunz-Formation mit auflagernden Opponitzer Schichten auf Opponitzer Schichten aufgeschoben sind. Südlich des Ybbsknies nördlich Grub ist zwischen Opponitzer Schichten im Süden und Hauptdolomit eine schmale Linse Lunz-Formation mit Ton- und Sandsteinen eingeschuppt. Kleine Moränen liegen südwestlich und südöstlich Dörrkogel, oberhalb der Straße Richtung Dörr (560 m) und Raingrub (550 m) und an der Forststraße west-nordwestlich Steger Kogel.

Das Ybbstal wird von breiten Flussablagerungen eingenommen, die gegen den Talrand von Sedimenten der Niederterrasse begleitet werden (Oberöd, Rabenstein–Obersteg, Fahrlehen, Untersteg–Lettenweg, Oberhofstatt, Oberkirchen–Hollenstein–Jagdhaus Gleiß–Walchen–Hammerwerk, Wieden–Doberau, Seimannslehen, Talausgang Krenngraben, Talausgang Aubodenbach, Walchau, Steinhäufen). Hochterrassen bilden die Schaumauer südlich Hollenstein an der Ybbs sowie den Talboden zwischen Unkersbichl und Saurüssel. Südlich des Ybbstales liegen, 6–10 m über der Niederterrasse, aus sandigen Schottern, grobem sandigem Kies und Sanden sowie wenige Dezimeter bis Meter mächtigen Schluffen bestehenden Terrassen (Untersteg, Oberkirchen und südlich Kirche Hollenstein). Diese mit bis zu 25° talwärts fallende Deltaschüttungen dürften eine rißzeitliche Eisrandablagerung darstellen.

Rißmoränen bilden den Hangfuß nördlich und nordwestlich Oberhofstatt, im Bereich Grub und südlich Untersteg. Weitere Vorkommen liegen am Hangfuß westlich Wieden, nördlich Forsthaus Gleiß, im südlichen Dörrgraben, nordwestlich Brandstatt und südlich Schmaleck zwischen 640 und 700 m.

Der Oisberg ist eine intensiv gefaltete und zerscherte, im Süden überkippte Synklinale. Den unteren Hang des Oisberges bildet ein grauer, gut gebankter, feinschichtiger, mehrere hundert Meter mächtiger Hauptdolomit. Im hangenden Hauptdolomit sind mehrere bis zu 1,5 m mächtige Kalkbänke zwischengeschaltet. Über dem Hauptdolomit folgt Plattenkalk, ein wenige Zehnermeter mächtiger, graubrauner, ebenflächiger, feinkörniger Kalk, dolomiti-

scher Kalk und kalkiger Dolomit mit Algenlaminiten. Mit einer Schichtlücke setzen die Klauskalke (Dogger) mit einem wenige Millimeter, an manchen Stellen bis zu 5 cm mächtigen Manganhorizont ein. Vereinzelt treten weitere Manganlagen, teilweise mit zentimetergroßen Manganknollen im Liegenden des Klauskalke, ungefähr 1,5 und 2,5 m über der Basis auf. Die Klauskalke sind rotbraune, hellrötliche, filamentreiche, Ammoniten führende Flaser- bis Knollenkalke, vereinzelt auch massige Rotkalke. Über den Klauskalken folgen dünnbankige rötliche bis graugrüne, im Hangenden tonreiche, bis zu 30 m mächtige Radiolarite bis Kieselkalke, die dem Ruhpoldinger Radiolarit entsprechen. Die Schichtfolge wird mit bis zu 15 m mächtigen, rötlichen Mergel der bunten Aptychenschichten fortgesetzt. Hierauf folgen bis zu 25 m mächtige hellgraubraune bis grünlichgraue flaserige Mergel sowie eine ungefähr 100–150 m mächtige Abfolge heller, beiger, bis weißlicher, vereinzelt verkieselter, im dm-Bereich gebankter Kalke, Kalkmergel bis mergeliger Kalke, mit dünnen (mm–cm) Tonmergel- bis Mergellagen der Schrambach-Formation. Im Hangenden der Schrambach-Formation schalten sich, mehrere Dezimeter mächtige, grünlichgraue siltige Mergel ein. Ungefähr 50 m mächtige grünlichgraue bis graue sandige Mergel der Rossfeld-Formation schließen die Schichtfolge ab.

Am Schneekogel reichen die Ruhpoldinger Radiolarite bis knapp nördlich des großen Schneekogels und werden von der Schrambach-Formation umrahmt. Am Südhang des Schneekogels vervollständigen geringmächtige Klauskalke und Plattenkalk die Schichtfolge der Oisberg-Mulde. Eine ungefähr NW–SE streichende Abschiebung begrenzt den verkehrten Schenkel Richtung Kleinen Schneekogel, während eine ungefähr NNW–SSE streichende Abschiebung diese Zone gegen Wildensee begrenzt. Im intensiv gefalteten Plattenkalk sind in einigen kleinen Muldenkernen Klauskalke und Ruhpoldinger Radiolarit aufgeschlossen.

Zwischen Glitzenkopf und Rotmauer liegt ein weiterer Bereich mit Schichtfolgen des verkehrt lagernden südlichen Schenkels der südlichen Oisberg-Mulde. Der Gipfelbe-

reich der Rotmauer und des Glitzenkopfes bestehen aus geringmächtigen Plattenkalken, die von Klauskalken umrandet werden und die wiederum von Ruhpoldinger Radiolariten und der Schrambach-Formation unterlagert werden. Zwischen Glitzenkopf und Rotmauer sowie südlich dieser beiden Gipfel sind in einem enggepressten Faltenbau unterschiedlich breite Züge von Schrambach-Formation und Bunten Aptychenschichten in die Ruhpoldinger Radiolarite eingefaltet.

Ungefähr 200 m nördlich der Wetterlucke bildet ein schmaler Höhenrücken eine verkehrt lagernde Scholle des Südschenkels der Oisberg-Mulde mit Ruhpoldinger Radiolarit, geringmächtigen Klauskalken und als Gipfelaufbau Plattenkalk. Südlich einer schmalen Aufragung von Bunten Aptychenschichten und Schrambach-Formation bilden Ruhpoldinger Radiolarit die Verflächung oberhalb 1.180–1.200 m sowie Plattenkalk oberhalb 1.080 m. Diese Zone weist eine intensive Faltung auf, die durch schmale Rippen Plattenkalk im Ruhpoldinger Radiolarit und Klauskalk als Muldenkerne im Plattenkalk ihren Niederschlag finden.

Der Wasserkopf westlich Hollenstein wird bis auf eine Höhe von 850 bis 1.100 m von Hauptdolomit aufgebaut. Hierüber folgen Plattenkalk, Klauskalk, Ruhpoldinger Radiolarit, Bunte Aptychenschichten und Schrambach-Formation. Die Jura-Kreide-Abfolge ist wie am Oisberg intensiv verfalltet. Östlich Aubodenkopf senkt eine ungefähr NNW–SSE verlaufende Abschiebung den Ostflügel ab, sodass östlich Aubodenkopf–Wasserkopf die Schrambach-Formation neben Plattenkalk zu liegen kommt. Am Osthangfuß des Wasserkopfes lassen sich bis auf 520 m immer wieder eratische Blöcke erfassen.

Das Gebiet Aubodenbach–Erlthaler Kopf–Rabenmauer–Saurüssel wird von Hauptdolomit aufgebaut. Der Talboden Unkersbichl–Großthal wird von Sedimenten der Hochterrasse gebildet. Die Hänge südlich und vereinzelt nördlich dieses Taleinschnittes sowie der Bereich des Saurüssels bildet eine frührißzeitliche Talfüllung. Im südwestlichen Seitengraben liegt zwischen Gratzental und Haitzmann ein zeitlich noch nicht zuordenbarer Terrassenkörper.

Blatt NL 33-05-11 Leibnitz

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen in den „prä-neogenen“ Einheiten auf Blatt NL 33-05-11 Leibnitz

BENJAMIN HUET

In der Südsteiermark, kommen „Kristallin“- , „Paläozoikum“- bzw. „Mesozoikum“-Einheiten als Inselberge und Hügelzüge am Rand des neogenen Steirischen Beckens vor. Dieser Bericht fasst Geländebeobachtungen und Bemerkungen über die Geologie dieser „prä-neogenen“ Einheiten auf Blatt NL 33-05-11 Leibnitz zusammen. Die Begriffe „prä-neogen“ „Kristallin“, „Paläozoikum“ und „Mesozoikum“ sind hier als historische, deskriptive Begriffe zu sehen. In den Teilen 5 und 6 des Berichtes wird eine

moderne Gliederung vorgeschlagen, um die alten Begriffe in Zukunft zu ersetzen.

Auf Blatt Leibnitz sind die „prä-neogenen“ Einheiten in sieben Gebieten auf einer Fläche von rund 56 km² aufgeschlossen:

- Gebiet Sausal mit „Paläozoikum“ (25,3 km²),
- Gebiet Kittenberg-Kainberg (Ost-Rand Sausal) mit „Paläozoikum“ (4,7 km²),
- Gebiet Frauenberg (Südost-Rand Sausal) mit „Paläozoikum“ (1,4 km²),
- Gebiet Mattelsberg-Nestelberg (Süd-Rand Sausal) mit „Paläozoikum“ (4,3 km²),
- Gebiet Grillkogel (Süd-Rand Sausal) mit „Paläozoikum“ (1,5 km²),

- Gebiet Remschnigg (Grenzbereich mit Slowenien) mit „Kristallin“, „Paläozoikum“ und „Mesozoikum“ (10,4 km²) sowie
- Gebiet Poßruck (Grenzbereich mit Slowenien) mit „Kristallin“, „Paläozoikum“ und „Mesozoikum“ (8,3 km²).

Von diesen wurden vier geografische Gebiete gewählt, um einen Überblick über die „prä-neogene“ Geologie des Kartenblattes Leibnitz zu schaffen sowie eine gebietsweise Teil- bzw. Neukartierung und strukturelle Charakterisierung vorzunehmen. Hierbei handelt es sich um:

- Gebiet Grillkogel.
- südöstlich von Kitzack im Sausal (Einöd, Sachernegg) im Gebiet Sausal.
- Hardegg (Nähe der Kote 483 m) im Gebiet Remschnigg.
- Heiligengeistklamm im Gebiet Poßruck.

Die wichtigsten Beobachtungen dieser Gebiete sind nachfolgend zusammengefasst. Dann werden erste Ergebnisse der Raman-Spektroskopie kurz präsentiert und eine neue tektonische bzw. lithostratigrafische Gliederung vorgeschlagen.

Grillkogel-Gebiet

Im Gebiet Grillkogel ist die Aufschlussituation gut genug, um die Grenzziehung mit einer Lesesteinkartierung durch Strukturmessungen zu kontrollieren. Das Gebiet zeigt eine wahrscheinlich kontinuierliche stratigrafische Abfolge mit fünf kartierbaren lithologischen Einheiten:

- Im Liegenden (nördlich vom Grillkogel) befindet sich Phyllit (Tonschiefer bis Metasiltstein), der sehr fein geschiefert ist. Grobkörnige Lagen aus Metasandstein wurden auch beobachtet. Helglimmer-Kristalle sind nicht sichtbar. Die Farbe schwankt von oliv-grau-grün und grau-blau bis gelb-grün. Das Hauptplanargefüge bildet eine feine Schieferung, welche eine selten erhaltene engschichtige, sedimentäre Schichtung durchschneidet.
- Im Phyllit und vor allem im Hangenden der Phyllit-Einheit gibt es Einschaltungen von basischen Metavulkaniten. Die Lithologie entspricht einer Wechsellagerung von feingeschieferterem blaugrünem Grünschiefer (Metabasalt?), dunkelgrünem Metatuff und hellgrünem Metatuffit. Chlorit-Flecken (bis 2–3 cm) sind charakteristisch für diese Lithologien. Die Mächtigkeit der basischen Körper schwankt zwischen ein paar Metern bis maximal 40 m. Im größten Körper befindet sich ein alter Hämatit-Bergbau (Halden, kollabierte Stollenmundlöcher?).
- Südlich des Grillkogels ist ein dickbankiger, feinkörniger, dunkelgrauer „Kalkstein“ (Calcit-Marmor?) zu beobachten. Er enthält teilweise millimetergroße schwarze Calcit-Einzelkristalle (Crinoidenschutt?). Im Hangenden nimmt der Dolomitanteil zu und der „Kalkstein“ ist dünnbankiger. Die Mächtigkeit dieser Einheit ist durchschnittlich 50 m.
- Dünnbankiger, heller (gelb, grau, rosa), unreiner Kalkstein (Calcit-Marmor?) mit dünnen silbrigen Phyllitlagen und untergeordneten Dolomitlagen ist im Hangenden zu beobachten. Er ist mit dünnbankigem, dunklem bis schwarzem Quarzit (Metaradiolarit?, Lydit in der al-

ten Nomenklatur) vergesellschaftet. Die beobachtete Mächtigkeit dieser Einheit schwankt zwischen 60 und 100 m. Es ist unklar, ob diese Einheit mit Karbonat und Quarzit einer Wechsellagerung, einem progressiven Übergang oder zwei lateralen verzahnten Lithologien entspricht.

- Im Pleschenbachgraben und im Graben nördlich davon, ist eine Einheit mit grauem bis schwarzem wechsellagernden Metasiltstein und Metasandstein aufgeschlossen. Diese Lithologien sind teilweise grafitreich und enthalten detritären, millimetergroßen Helglimmer. In den feineren Lagen gibt es elongierte Formen, die als Kalamiten interpretierbar sein könnten. Diese Einheit entspricht möglicherweise der oberpennsylvanischen Stangnock-Formation. Diese Interpretation ist Teil der weiteren Argumentation.

Die Schieferung im Phyllit und Metavulkanit und die sedimentäre Schichtung im Karbonat und Quarzit sind konsistent miteinander. Im Mittelwert fallen sie 40° nach SSW-SW ein. In der vermutlichen Stangnock-Formation fällt die sedimentäre Schichtung ungefähr 246/27 ein, was mit einer leichten Winkeldiskordanz zu erklären sein könnte. Eine Lineation ist nur im Phyllit, Metatuff und Metatuffit messbar. Es handelt sich um Intersektionslineationen, die im Mittelwert 285/11 orientiert sind und parallel zu den Faltenachsen im Karbonat streichen. Diese Falten sind sehr gut im Steinbruch westlich vom Grillkogel sichtbar. Spröde tektonische Strukturen sind auch in diesem Steinbruch zu beobachten. Konjugierte E-W streichende Abschiebungen weisen auf eine N-S orientierte Extension hin. Am Südost-Ende des Steinbruches ist eine Zone mit kataklastischem Quarzit aufgeschlossen. Die entsprechende Störung ist meistens von neogenen Sedimenten bedeckt und deshalb nicht kartierbar.

Südöstlich von Kitzack im Sausal (Einöd, Sachernegg) im Gebiet Sausal

Im Gebiet südöstlich von Kitzack im Sausal ist die Aufschlussituation ziemlich schlecht und somit ist es schwierig, die Grenzziehung der Lesesteinkartierung durch gemessene Strukturen zu kontrollieren. Da in diesem Gebiet weder eine klare stratigrafische Abfolge, noch ein konsistenter struktureller Bauplan zu beobachten sind, werden die wesentlichen kartierbaren lithologischen Einheiten separat beschrieben:

- Die Hauptmasse entspricht einer Wechsellagerung von Quarzphyllit, Phyllit, Metatuff, Metatuffit und untergeordnetem Kalkphyllit. Die petrografischen Merkmale des Phyllits, des Metatuffs bzw. des Metatuffits sind gleich wie im Gebiet Grillkogel, der Quarzphyllit ist aber häufiger. Charakteristisch sind eine millimeter- bis zentimeterweite Wechsellagerung von Phyllit- bzw. Quarzitlagen und ein kantiger Bruch. Die Farbe ist hellgrau bis hellgrünlich. Der Kalkphyllit ist erkennbar durch eine mürbe, verwitterte Oberfläche mit rötlicher Farbe. Der Phyllit, welcher chloritreicher ist, entspricht möglicherweise einem karbonatreichen Metatuffit.
- Im Einöd-Gebiet ist innerhalb der Hauptmasse ein Metainbriet, früher als Metaporphyroid bezeichnet, zu beobachten. Es handelt sich um eine hellgrüne, feingeschieferte, millimeterdicke Wechsellagerung von Quarz/Serizit- bzw. Feldspatlagen. Der Feldspat ist

oft zu weißem, mehligem Material alteriert. Der Quarz kommt in Form von gerundeten Klasten vor. Die primäre penetrative Schieferung ist oft von einer diskreten sekundären Krenulationsschieferung überprägt. Die beobachtete Mächtigkeit dieser Einheit ist etwa 200 m.

- Orografisch links des Sulm-Flusses, entlang der Landesstraße B74 (Sulmtal Straße), befindet sich ein großer Aufschluss mit Metabasiten. Diese Metabasite wurden auch in einer Baustelle 120 m oberhalb der Landesstraße gefunden. Zwei Typen wurden beobachtet: einerseits geschieferter Metatuff sowie Metatuffit mit untergeordnetem Karbonatlagen und andererseits massiger Grünschiefer (Metabasalt?). Die Lithologien haben einen signifikanten Calcitanteil (in Gängen und in der Matrix) und ihre Farbe schwankt von hell- bis dunkelgrün.

Aufgrund der schlechten Aufschlusslage konnten Strukturen nur sporadisch gemessen werden. Daher ist es nicht möglich, eine eindeutige strukturgeologische Interpretation zu liefern. Die Schieferung fällt generell nach WSW mit einem sehr variablen Winkel ein. Die Intersektionslineation streicht WSW–ENE bis WNW–ESE. Dekametergroße Falten mit einer 245/20 fallenden Faltenachse und einer 270/20 fallenden Achsenebene wurden in den Metabasiten beobachtet.

Gebiet Hardegg und Heiligengeistklamm

Im Gebiet Hardegg und in der Heiligengeistklamm ist die Aufschlussituation gut genug, um die Grenzziehung durch Lesesteinkartierung mit Strukturmessungen zu kontrollieren. Die geologische Situation in den beiden Gebieten ist sehr ähnlich und wird deshalb gemeinsam behandelt.

Im Hangenden (nördlicher Hang im Gebiet Hardegg bis 400–440 m Höhe, Mündung und Flanke der Heiligengeistklamm) befindet sich ein grauer bzw. blaugrauer Phyllit, der grafit- bzw. karbonatführend sein kann. Die Schieferungsfläche ist von submillimetergroßen Hellglimmer-Kristallen gebildet. Der Phyllit ist meistens als Lesestein zu finden. Die seltenen Aufschlüsse zeigen eine nach Südwesten bis Nordwesten einfallende Schieferung, meist stark kataklastisch überprägt.

Im Liegenden (nördlicher Hang des Gebietes Hardegg ab 400–440 m Höhe und in der Heiligengeistklamm) befindet sich eine Wechsellagerung von konkordanten Pegmatitgneislagen, Glimmerschiefer und Amphibolit:

- Der Pegmatitgneis ist weiß-gelblich und enthält noch erkennbare, deformierte magmatische Minerale: Quarz, Kalifeldspat, Muskovit (bis 5 cm), Turmalin und Granat (nicht gesichert). Aufgrund der Mineralzusammensetzung, der Deformation und der Metamorphose kann davon ausgegangen werden, dass es sich beim Edukt um permischen Pegmatit handelt.
- Der Glimmerschiefer ist hellgrau bis hellblau, enthält viel Hellglimmer, untergeordnet Chlorit, aber keinen Granat oder Biotit. Er wechsellagert teilweise mit Paragneis.
- Der Amphibolit ist massig und dunkelgrün bis schwarz. Eine Bänderung mit hellen, plagioklasreichen und dunklen, amphibolreichen Lagen ist selten zu beobachten. Da der Amphibolit meistens feinkörnig und oft

grünschieferfaziell überprägt ist, sind einzelne Amphibolkristalle mit sichtbarer Spaltbarkeit selten zu beobachten.

Eine Wechsellagerung zwischen den Lithologien wurde im Aufschluss- bis Kartierungsmaßstab beobachtet. Besonders der Pegmatitgneis ist meist mit 20 cm bis 2 m mächtigen Lagen, die schwer einzeln auszuscheiden sind, im Glimmerschiefer oder Amphibolit eingeschaltet.

Die Strukturen sind homogen und lassen sich gut interpretieren. Die Schieferung fällt konstant nach Nordwesten ein (Mittelwert im Gebiet Hardegg: 334/34, Mittelwert in der Heiligengeistklamm: 326/25). Die Minerallineation bzw. Streckungslineation streicht konstant WSW–ENE (Mittelwert im Gebiet Hardegg: 060/10, Mittelwert in der Heiligengeistklamm: 263/16). Eine ältere N–S streichende Minerallineation wurde in einigen Aufschlüssen gemessen. Schersinnindikatoren (C'-Typ Scherbandgefüge, Sigmoid, Glimmerfisch) zeigen eine Top nach ENE-Bewegung. Im Liegenden des Phyllites, vom Liegenden in das Hangende in einem Abstand von ungefähr 100 m, ändern sie die makroskopischen Strukturen im Pegmatitgneis von protomylonitisch bis ultramyonitisch und der Glimmerschiefer wird progressiv mehr phyllonitisch, was eine Zunahme der Intensität der duktilen Deformation zeigt. An der Grenze sind die duktilen Gefüge kataklastisch und von polierten Harnischen überprägt. Diese Beobachtungen weisen auf einen duktilen und danach spröden Deformationsgradienten hin.

Die Trennung zwischen „Paläozoikum“ (im Hangenden) und „Kristallin“ (im Liegenden), die auf allen vorhandenen Karten eingezeichnet ist, ist aufgrund des Metamorphosesprunges, des Deformationsgradienten und der unterschiedlichen Gesteinsassoziation gut belegt. Zudem ist die Grenze zwischen zwei Einheiten eine Deckengrenze. Es handelt sich um eine nach ENE abschiebende spröduktile Scherzone.

Erste Ergebnisse der Raman-Spektroskopie

Drei kohlenstoffreiche Proben wurden ausgewählt, um mit der RSCM-Methode (BEYSSAC et al., 2002; LÜNSDORF et al., 2017) erste Informationen über die maximale Metamorphosetemperatur im „Paläozoikum“ und „Kristallin“ zu gewinnen. Die ramanspektroskopischen Analysen wurden von Prof. Gerd Rantitsch an der Montanuniversität Leoben durchgeführt.

Die Probe BH/17/125, ein Grafit führender Metasiltstein der (vermuteten) Stangnock-Formation (Pleschenbachgraben, Gebiet Burgstall), lieferte eine maximale Temperatur von $285 \pm 25^\circ \text{C}$. Die Probe BH/17/127, ein Grafit führender Tonschiefer vom „Paläozoikum“ (Heiligengeistklamm, Gebiet Poßbruck) ergab ebenfalls eine maximale Temperatur von $285 \pm 25^\circ \text{C}$. Diese Probe wurde aus dem „Paläozoikum“, ungefähr 10 m hangend der Grenze zum „Kristallin“ genommen. Die Probe BH/17/138, ein Grafit führender Glimmerschiefer aus dem „Kristallin“ (Hardegg, Gebiet Remschnigg) lieferte eine maximale Temperatur von $495 \pm 25^\circ \text{C}$. Diese Probe stammt aus dem „Kristallin“, ungefähr 100 m liegend der Grenze zum „Paläozoikum“.

Trotz der niedrigen Anzahl an untersuchten Proben kann man diese ersten Daten gut interpretieren. Eine maximale Metamorphosetemperatur von 300°C für das „Paläozoikum“ deckt sich mit der im Gelände offensichtlichen,

sehr niedrigtemperierten Deformation bzw. mit der ange-
troffenen Gesteinsassoziation. Eine maximale Temperatur
von 500° C für das „Kristallin“ passt mit der im Gelände
identifizierten, grünschieferfaziellen Deformation und Me-
tamorphose zusammen. Dies ergibt sich unter anderem
aus der Beobachtung, dass in den Glimmerschiefern kein
Granat zu beobachten ist, ein Hinweis auf Temperaturen
unter 500° C.

Tektonische Gliederung von „Kristallin“, „Paläozoikum“ bzw. „Mesozoikum“

Da die Begriffe „Kristallin“, „Paläozoikum“ und „Mesozoi-
ikum“ veraltet sind und nicht dem Standard der stratigra-
fischen bzw. tektonischen Gliederung der Geologischen
Bundesanstalt entsprechen, wurde versucht, eine zeitge-
mäßige Zuordnung zu treffen. Drei Annahmen liegen dieser
Einstufung zugrunde: (1) Die Wechsellagerung von grafi-
tischem Metasandstein und Metasiltstein im Süden des
Gebiets Grillkogel gehören zur Stangnock-Formation.
(2) Die Pegmatite im „Kristallin“ der Gebiete Poßruck und
Remschnigg sind permischen Alters. (3) Die ermittelten
maximalen Metamorphosetemperaturen sind repräsentativ
für das „Kristallin“ bzw. das „Paläozoikum“.

Auf Blatt NL 33-05-11 Leibnitz überlagern die neogenen
Sedimente des Steirischen Beckens zwei tektonische Ein-
heiten, die gut trennbare Deformations- und Metamorpho-
semerkmale aufweisen. Das „Kristallin“ im Liegenden kann
dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet werden,
das „Paläozoikum“ und „Mesozoikum“ im Hangenden hin-
gegen dem „Drauzug-Gurktal-Deckensystem“ (SCHMID et
al., 2004). Die Tatsache, dass es zwischen den zwei Ein-
heiten eine signifikante nach ENE abschiebende Scherz-
one und einen signifikanten Metamorphosesprung gibt,
unterstützt diese Interpretation.

Im „Kristallin“ lag die maximal erreichte Temperatur bei
etwa 500° C und es sind wahrscheinlich permische Pegma-
tite vorhanden. Im Vergleich zu anderen ostalpinen Ein-
heiten ist das eine Besonderheit, da die Pegmatite ansonsten
nur in tektonischen Einheiten vorhanden sind, die im Perm
eine höhertemperierte Metamorphose zeigen. Auch in der
Kreide zeigt das „Kristallin“ eine geringere Metamorphose
als andere Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems mit
permischen Pegmatiten. Es gibt wahrscheinlich kein be-
nanntes Äquivalent (keine Decke und keinen Komplex) im
Koralpe-Sausalpe-Gebiet. Daher wird es für die tektonische
Gliederung des „Kristallins“ auf Blatt NL 33-05-11 Leib-
nitz der Name *Heiligengeistklamm-Decke* vorgeschlagen.
Der Name bezieht sich auf eine Klamm, von der unter an-
derem WINKLER (1933) eine „große Schubfläche“ beschrie-
ben hat. Die Basis dieser Heiligengeistklamm-Decke ist bis
jetzt nicht bekannt, sie ist aber eventuell im slowenischen
Drautal aufgeschlossen. Die tektonische Hangendgrenze
der Heiligengeistklamm-Decke bildet die abschiebende
spröd-duktilen Scherzone und das darüber liegende Drau-
zug-Gurktal Deckensystem (siehe unten). Wo diese Hei-
ligengeistklamm-Decke sedimentär durch die neogenen
Sedimente des Steirischen Beckens transgressiv überla-
gert ist, fehlt diese höhere tektonische Einheit.

Das „Paläozoikum“ und das wahrscheinlich damit ver-
bundene „Mesozoikum“ sind zu einer Decke zusammen-
zufassen. Auf dem GEOF@ST-Blatt 190 Leibnitz wurde
die Einheit als „Murau-Decke“ gezeichnet (MOSER, 2015),
was durch Ähnlichkeiten in der prä-karbonen Stratigrafie

argumentiert werden könnte. Die geringe eo-alpidische
Metamorphose, das Auftreten der Stangnock-Formati-
on und die mesozoischen Sedimente inklusive jener der
Gosau-Gruppe legen auch nahe, dass das „Paläozoikum“
und „Mesozoikum“ einen östlichen Ausläufer der Stolz-
alpe-Decke darstellen. Die Basis der Stolzalpe-Decke auf
Blatt NL 33-05-11 Leibnitz ist, wie schon erwähnt, eine ab-
schiebende, spröd-duktilen Scherzone (die Deckensystem-
grenze zwischen Koralpe-Wölz- und Drauzug-Gurktal-De-
ckensystem). Eine überlagernde tektonische Einheit ist
nicht vorhanden, bereichsweise wird die Stolzalpe-Decke
aber transgressiv von neogenen Sedimenten des Steiri-
schen Beckens überlagert.

Lithostratigraphische Gliederung von „Kristallin“, „Paläozoikum“ bzw. „Mesozoikum“

Der Begriff „kristallines Grundgebirge des Poßruck-
Remschnigg“ wurde von WINKLER (1933) verwendet, um
die Gesteinsvergesellschaftung mit Glimmerschiefer, Am-
phibolit, Pegmatitgneis und untergeordnet Marmor litho-
stratigrafisch zu benennen. Diese lithostratigrafische Einheit
sollte als Komplex beschreiben sein, da sie metamorphe
und magmatische Gesteine beinhaltet und es unmöglich
erscheint, darin eine stratigrafische Abfolge zu definie-
ren. WINKLER (1933) folgend, wird eine Benennung der li-
thostratigrafischen Einheit als *Remschnigg-Komplex* vor-
geschlagen.

Das „Paläozoikum“ wurde auch als „Sausal Paläozoi-
ikum“ bezeichnet (SCHLAMBERGER, 1987). In PILLER et al.
(2014) ist die stratigrafische Abfolge für die Gebiete Sau-
sal und Remschnigg zusammengefasst. Da metamorphe
und magmatische Gesteine gemeinsam in dieser Einheit
auftreten und es schwer möglich erscheint, darin eine ge-
naue stratigrafische Abfolge zu definieren, hat die litho-
stratigrafische Einheit den Rang eines Komplexes. Zur li-
thostratigrafischen Benennung wird, SCHLAMBERGER (1987)
folgend, der Name *Sausal-Komplex* vorgeschlagen. Für
die jüngeren stratigrafischen Einheiten sind schon Be-
griffe definiert (auch informell): pennsylvanische Stang-
nock-Formation (KRAINER, 1989), unterpermische Werch-
zirm-Formation (informell, PILLER et al., 2014), karnische
Nordalpine Raibl-Gruppe (informell, DONOFRIO et al., 2003),
norische Hauptdolomit-Gruppe (informell, DONOFRIO et
al., 2003) und zentralalpine Gosau-Gruppe (EBNER & RAN-
TITSCH, 2000).

Einzelne lithologischen Einheiten im Remschnigg- und
Sausal-Komplex könnten in Zukunft als Lithodeme defi-
niert werden. Kandidaten dafür sind der Pegmatitgneis im
Remschnigg-Komplex oder der Burgstall-Kalkstein und
der Mandelkogel-Metaignimbrit im Sausal-Komplex.

Literatur

BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., CHOPIN, C. & ROUZAUD, J.N. (2002): Raman
spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geo-
thermometer. – *Journal of Metamorphic Geology*, **20/9**, 859–871,
Oxford.

DONOFRIO, D., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodon-
ten der Seefeld-Formation: Ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigra-
phie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, Westliche Nördliche
Kalkalpen, Tirol). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen*
Innsbruck, **26**, 91–107, Innsbruck.

EBNER, F. & RANTITSCH, G. (2000): Das Gosaubecken von Kainach: Ein Überblick. – *Sediment 2000: Exkursionsführer*, 157–172, Wien.

KRAINER, K. (1989): Die fazielle Entwicklung der Oberkarbonsedimente (Stangnock-Formation) am NW-Rand der Gurktaler Decke. – *Carinthia II*, **99**, 563–601, Klagenfurt.

LÜNSDORF, N.K., DUNKL, I., SCHMIDT, B.C., RANTITSCH, G. & VON EYNATTEN, H. (2017): Towards a Higher Comparability of Geothermometric Data Obtained by Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material. Part 2: A Revised Geothermometer. – *Geostandards and Geoanalytical Research*, **41/4**, 593–612, Vandœuvre-lès-Nancy.

MOSER, M. (2015): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 190 Leibnitz: Stand 2015, Ausgabe 2016/04. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

PILLER, W. (Ed.), HUBMANN, B. (Coord.), EBNER, F., FERRETTI, A., KIDO, E., KRAINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H. & SUTTNER, T. (2014): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions): Volume I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 136 S., Wien.

SCHLAMBERGER, J. (1987): Zur Geologie des Sausaler Paläozoikums in der SW Steiermark. – 140 S., Graz.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclodgeologicae Helveticae*, **97/1**, 93–117, Basel.

WINKLER, A. (1933): Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Poßruckgebirges in Südsteiermark: (Remschnigg Rücken und Poßruckgebirge nordöstlich von Hl. Geist a.P.). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **83**, 19–73, Wien.

Blatt NM 33-10-29 Vöcklabruck

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-10-29 Vöcklabruck

TOBIAS IBELE

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das UTM-Kartenblatt NM 33-10-29 Vöcklabruck Ost folgt dem Blattschnitt des neuen UTM-Kartenwerks. Es wird bereits zu einem großen Teil durch das im alten Blattschnitt publizierte Blatt Ried im Innkreis (RUPP, 2008a) abgedeckt, so dass nur im Ostteil geologische Neuaufnahmen durchzuführen sind (siehe dazu auch RUPP, 2013). Im Rahmen dieser Neuaufnahmen wurde von November 2016 bis März 2017 ein ca. 15 km² großes Gebiet nordwestlich Ottnang am Hausruck geologisch kartiert (Kartierung 2016/2017, IBELE, 2017). Von November 2017 bis April 2018 wurde dann ein nördlich und östlich anschließendes, ca. 30 km² großes Gebiet aufgenommen. Die Ergebnisse dieser Kartierung 2017/2018 sind in diesem Bericht dargestellt.

Das Gebiet der Kartierung 2017/2018 umfasst die östlichen Teile der Gemeinde Eberschwang und große Teile der Gemeinde Geboltskirchen sowie einen schmalen Streifen nördlich Ottnang am Hausruck und westlich Wolfsegg am Hausruck. Zusammen mit der Kartierung 2016/2017 deckt es einen rechteckigen Perimeter zwischen der Koordinate „RW: 349250, HW: 5335850“ (alle Koordinaten in UTM 33) im Nordwesten und der Koordinate „RW: 400725, HW: 5328300“ im Südosten ab und schließt damit insgesamt zwischen Ötzling im Norden und Ampflwang im Süden, östlich an Blatt Ried im Innkreis an.

Im genannten Perimeter existieren Vorarbeiten in Form dreier Diplomkartierungen (DECKERS, 1988; KALTBEITZER, 1988; SCHLÄGER, 1988). In vielen Fällen haben sich aber die Aufschlussbedingungen geändert. Ehemalige Gruben sind häufig planiert und rekultiviert, neuere Weganschnitte oder Baugruben ergaben hingegen an anderer Stelle Einblicke in den Untergrund. Im Vergleich zu den Diplomkartierungen wurde außerdem ein größeres Augenmerk auf die quartäre Bedeckung gelegt. Aufschlüsse des neogenen Untergrunds sind generell selten und, wenn vorhanden, meist nur wenige Quadratmeter groß. Deshalb wurde

bei der aktuellen Kartierung zusätzlich ein Erdbohrstock (Stechbohrer) verwendet, mit dem bei günstigen Bedingungen (wenig steiniger Boden) Proben aus bis zu einem Meter Tiefe entnommen werden konnten. Ergänzt wurde die Kartierung außerdem durch fünf, bis zu zwei Meter tiefe Handbohrungen.

Landschaftlich gliedert sich das Kartierungsgebiet in die waldbestandenen Höhenzüge des Hausruck und die durch ihn und seine Seitenäste (Riedel) umfassten Talungen mit Siedlungs- und Landwirtschaftsflächen. Der Hauptkamm des Hausruck teilt sich in einen E–W und einen N–S verlaufenden Ast, die je einer Wasserscheide entsprechen und das Gebiet in drei Teilgebiete trennen. Das im Nordwesten gelegene Gebiet (Gemeinde Eberschwang) entwässert über die Antiesen, das im Nordosten gelegene Gebiet (Gemeinde Geboltskirchen) über die Trattnach und das im Süden gelegene Gebiet (Gemeinde Ottnang am Hausruck) über den Redlbach. Im Gegensatz zum Gebiet Ottnang sind die Gebiete Eberschwang und Geboltskirchen weniger stark gekammert. Vor dem eigentlichen Hausruckwald überwiegt hier offenes Hügelland. Der höchste Punkt des Kartierungsgebiets liegt mit rund 770 m über Meer auf dem Sulzberg zwischen den Gebieten Eberschwang und Geboltskirchen. Der tiefste Punkt liegt an der Trattnach bei Erlen im Gebiet Geboltskirchen, das damit die höchste Reliefenergie der drei Teilgebiete aufweist.

Unteres Miozän, Ottnangium: Ottnang-Formation und Ried-Formation

Als untermiozäne Schichtglieder des Ottnangiums der Innviertel-Gruppe (RUPP, 2008b; PILLER et al., 2004; PAPP et al., 1968) treten im Kartierungsgebiet die ältere Ottnang-Formation und die jüngere Ried-Formation auf. Ihre Grenze fällt mit wenigen Grad gegen Norden bis Nordwesten ein (ABERER, 1957). Sie werden diskordant von der obermiozänen Ampflwang-Formation der Hausruckviertel-Gruppe (Pannonium, RUPP, 2008b) überlagert, deren Basis subhorizontal oder leicht gegen Südosten abfallend verläuft. Damit ist die Ried-Formation nur im Nordwesten des Kartierungsgebietes verbreitet und keilt zwischen der konordant liegenden Ottnang-Formation und der diskordant hangenden Ampflwang-Formation gegen Süden und Osten aus.

Unteres Miozän, Ottnangium: Ottnang-Formation

Als ältestes Glied wurde die Ottnang-Formation (RUPP, 2008b) ausgeschieden. Sie ist im Gebiet Ottnang unterhalb von etwa 610 m Höhe und im Gebiet Geboltskirchen unterhalb von 540 m Höhe im Nordwesten und 610 m Höhe im Südosten verbreitet. Im Gebiet Eberschwang wird sie von der Ried-Formation überlagert. Während sie in den Bereichen Ottnang-Walding nur vereinzelt in ehemaligen Gruben und in Wegschnitten aufgeschlossen ist, tritt sie im Nordosten zwischen Geboltskirchen, Oberentern und Erlet fast durchgängig entlang der Trattnach und ihrer Nebenbäche sowie an den steileren Talflanken zutage. Hier ist die Ottnang-Formation auch stellenweise untief auf flachen Hügelkuppen anstehend, so bei Talham und Niederentern. Im Nordosten reicht die Ottnang-Formation bei Erlet bis zum tiefsten Punkt des Kartierungsgebietes auf 480 m Höhe hinab. Dagegen liegt ihre Basis im Süden des Gebiets bei Ottnang auf rund 530 bis 540 m Höhe, wie Kartierungen wenig südlich des aktuellen Arbeitsgebietes zeigen (DECKERS, 1988; SCHLÄGER, 1988). Dies entspricht dem generellen Einfallen der untermiozänen Schichten mit wenigen Grad gegen Nord bis Nordwest (ABERER, 1957).

Bei den Gesteinen der Ottnang-Formation handelt es sich vorwiegend um graue bis blaue, siltige bis feinsandige Tone und Mergel. In Aufschlüssen beobachtet man teils dünn geschichtete, teils ungeschichtete, einfarbige und einförmig wirkende, sandig-siltige Tone mit dünnen, selten einige Zentimeter mächtigen, zu Mergeln verhärteten Lagen. Hellglimmer ist insgesamt häufig anzutreffen und kann in sandigen Laminä angereichert sein. Bereichsweise treten stärker mergelige und dann oft harte, zu Platten zerfallende Lagen auf. Im Steilhang südlich Leithen (RW: 400485, HW: 5335330) bilden solche Mergel eine unregelmäßige, bis 10 cm mächtige Bankung. Weniger häufig können hellere, im trockenen Zustand bis ausgesprochen hellgraue und im Zentimeterbereich geschichtete Partien auftreten, die dann oft durch einen relativ hohen Gehalt an Feinsand gekennzeichnet sind.

In Sondierungen mit dem Erdbohrstock und in den Handbohrungen, sind eine einheitlich graue bis blaue und selten beige Farbe, sowie eine einheitliche, siltige bis feinsandige Korngröße und kleinblättriger Hellglimmer charakteristisch. Als Lesesteine treten in Äckern und Maulwurfshügeln härtere Mergel-Blättchen auf, die aber von Hand zerbrochen werden können. Bei „RW: 399510, HW: 5332830“ wurde ein sehr hartes, plattiges, im Bereich 1–3 cm wellig geschichtetes, weißlich verwitterndes, frisch dunkelgraues, feinsandiges aber karbonatfreies Gestein vorgefunden und in die Ottnang-Formation gestellt. Für die wahrscheinlich kieselsaure Zementation könnten ähnliche Prozesse wie bei der Bildung der Pramquell-Bank (RUPP, 2008b) eine Rolle gespielt haben, für die angenommen wird, dass saure, deszendente Wässer aus darüber liegenden Mooren (Kohlemoore im Pannonium), lokal in darunterliegende Sedimente gelangten und dort zur Verkieselung führten (RUPP, 2008b).

Nördlich Reitling (RW: 398490, HW: 5335830) und bei Aigen (RW: 397950, HW: 5333325) konnte in Bacheinschnitten der Übergang in die hangende Ried-Formation beobachtet werden. Dabei handelt es sich um einen Bereich von wenigen Metern, in dem grau verwitternde, siltige Mergel vom Typus der Ottnang-Formation mit bräunlich verwitternden, feingeschichteten, siltigen Mergeln vom Typus

der Ried-Formation wechsellagern. Während innerhalb der Aufschlüsse die bräunlich verwitternden Mergel nach oben rasch zunehmen, fehlen sie in den jeweils nur wenige Meter unterhalb gelegenen, nächst tieferen Aufschlüssen ganz.

Die Obergrenze der Ottnang-Formation liegt im Südosten des Kartierungsgebietes bei 610 bis 620 m über Meer und im Nordwesten bei Eberschwang sicher tiefer als 535 m über Meer. Ihre Untergrenze ist im Südosten auf rund 530 m über Meer anzunehmen, während sie im Nordosten bei Erlet sicher tiefer als 480 m über Meer liegt. Die Mächtigkeit beträgt wahrscheinlich rund 60–70 m.

Unteres Miozän, Ottnangium: Ried-Formation

Im Gebiet Eberschwang tritt die Ried-Formation unterhalb von 610 bis 630 m über Meer als älteste, an der Oberfläche ausbeißende Einheit auf. Im Gebiet Geboltskirchen steigt die Untergrenze zur liegenden Ottnang-Formation von 540 m über Meer bei Reitling auf 610 m über Meer östlich Brunau an. Dort sind bei „RW: 399490, HW: 5332950“ ein letztes Mal wenige Meter Ried-Formation aufgeschlossen. Im Talschluss von Roßwald fehlen Aufschlüsse der obersten Innviertel-Gruppe, doch kann angenommen werden, dass hier Ampflwang-Formation auf Ottnang-Formation zu liegen kommt. Das südöstlichste Vorkommen von Ried-Formation wurde nördlich Holzham in 600 m Höhe und noch im Gebiet Ottnang kartiert.

In ihrem Verbreitungsgebiet ist die Ried-Formation vereinzelt in ehemaligen Gruben, in Weganschnitten, an den Prallhängen der Bäche und in deren Bachbett aufgeschlossen, sowie stellenweise untief auf flachen Hügelkuppen anstehend.

Bei den Gesteinen der Ried-Formation handelt es sich um hellgraue bis grau- oder olivgrüne und teils braune, siltige bis feinsandige Tone und Mergel sowie selten blaugraue Tone. Oft sind die braunen und grünlichen Bereiche stärker feinsandig, die helleren und graueren Bereiche dagegen tonig-mergeliger ausgebildet. Hellglimmer ist in der Regel vorhanden und kann auf den Trennflächen der Feinschichtung langweise angereichert sein. In Aufschlüssen beobachtet man meist dünn geschichtete, oft feinschichtete, manchmal schichtweise farblich zwischen hellgrau, braun und graugrün wechselnde, siltige Tone oder plattige, teils harte Mergel. In Sondierungen mit dem Erdbohrstock und in den Handbohrungen sind graue bis grüne, siltige Tone und helle mergelige Plättchen charakteristisch. Als Lesesteine und in Maulwurfshügeln treten, wie bei der Ottnang-Formation, typischerweise dünne Mergelplättchen auf, die aber bei der Ried-Formation eine meist hellere und im frischen Bruch weniger blaugraue Färbung aufweisen.

Die Obergrenze der Ried-Formation liegt zwischen 610 und 630 m Höhe. Westlich Vocking ist sie unterhalb 535 m Höhe aufgeschlossen. Damit beträgt ihre Mächtigkeit im Nordwesten des Kartierungsgebietes mindestens 70 m.

Unteres Miozän, Ottnangium: Ried-Formation, sandige Fazies

Innerhalb der Ried-Formation lässt sich lokal eine sandige Fazies kartieren. Dabei kann eine im Bereich der Basis der Formation auftretende Variante vom Typus der Reith-Formation (RUPP, 2008b) von einer innerhalb höherer Forma-

tionsteile auftretenden Variante unterschieden werden, die eher der Mehrnbach-Formation (RUPP, 2008b) ähnelt. Da die Vorkommen aber stets räumlich begrenzt sind, sich maximal auf einige hundert Quadratmeter erstrecken und seitlich mit der „Normal-Fazies“ verzahnen, wurden sie bei der Kartierung zusammengefasst und vereinfachend als Ried-Formation in sandiger Fazies ausgeschieden.

Bei der sandigen Fazies vom Typus der Reith-Formation handelt es sich um oft lockere, gering verfestigte (nach Angaben der Lokalbevölkerung grabbare, aber standfeste), helle, teils braune bis ockergelbe, teils graue, häufig glimmerreiche Sande, in die dünne, selten wenige Millimeter Mächtigkeit erreichende, auffallend helle Tonlagen eingeschaltet sind. In Maulwurfshügeln und Sondierungen mit dem Erdbohrstock zerfallen die Tonlagen zu kleinen, weichen Blättchen, während die Sande vielfach locker und nicht verfestigt sind. Werden die Sandlagen geringmächtig und die Tonlagen häufiger, so steigt die Glimmerführung in den Sandlagen. In der nicht sandigen, basalen Ried-Formation findet sich in Aufschlüssen Hellglimmer oft in dünnen, die einzelnen Lagen trennenden Laminä ange-reichert. Dabei handelt es sich möglicherweise um laterale Fortsetzungen der hellglimmerreichen Sandlagen.

Folgende Vorkommen der Ried-Formation in sandiger Fazies entsprechen dem Typus der Reith-Formation: Östlich Felling (RW: 394945, HW: 5332130), südwestlich Langau (RW: 398560, HW: 5334690), westlich Polzing (RW: 398625, HW: 5333750), Scheiben (RW: 398130, HW: 5332650), östlich Brunau (RW: 399490, HW: 5332950) und nördlich Holzham (RW: 399260, HW: 5330450).

Bei der sandigen Fazies vom Typus der Mehrnbach-Formation handelt es sich um teils helle, meist aber grau-grüne, hellglimmerreiche Sandsteine. Als Lesesteine treten auf Äckern faustgroße und größere Brocken ohne Schichtungsstrukturen auf, die, neben hellen Schalenrümern, durch Bioturbation verschleppte Tonschmitzen und Nester von Hellglimmer führen.

Folgende Vorkommen der Ried-Formation in sandiger Fazies entsprechen dem Typus der Mehrnbach-Formation: Nördlich Fleischhacken (RW: 394830, HW: 5332755), westlich Atzing (RW: 394625, HW: 5333050), nördlich Pi-reth (RW: 394275, HW: 5333100), Reitting (RW: 398400, HW: 5335625), westlich Geboltskirchen (RW: 397450, HW: 5334340) sowie westlich Aigen (RW: 397800, HW: 5333350).

Die sandigen Einschaltungen in die Ried-Formation fal-len auch durch ihre Wasserführung auf. So ist bei „RW: 394675, HW: 5333125“ westlich Atzing, am Rand eines Vorkommens sandiger Ried-Formation, eine ungefass-te Quelle mit einer Schüttung von mehreren Sekundenli-tern zu beobachten. Zwischen Aigen und dem Nordrand von Geboltskirchen wird das Niveau der Grenze zwischen Ottnang- und Ried-Formation von einer Zone verstärkter Wasseraustritte begleitet, die als Hinweis auf eine lokale sandige Ausbildung der basalen Ried-Formation gewertet werden kann.

Oberes Miozän, Pannonium: Ampflwang-Formation

Über den Sedimenten des Ottnangiums folgt mit einer Schichtlücke die Ampflwang-Formation (RUPP, 2008b). Sie streicht in wechselnder Mächtigkeit in Höhenlagen zwi-schen 600 und 640 m über Meer an der Oberfläche aus, so

dass ihre Verbreitung auf der Karte bandartig den Talrän-dern folgt. Dieser Bereich fällt meist mit der Grenze zwi-schen Wald und landwirtschaftlicher Nutzfläche zusam-men. Das Verbreitungsgebiet der Ampflwang-Formation ist entweder durch eine starke anthropogene Überprägung gekennzeichnet, die auf den weitverbreiteten ehemaligen Braunkohlebergbau zurückzuführen ist, oder wird durch gravitative Massenbewegungen mit Material der überla-gernden Hausruck-Formation überdeckt.

Lithologisch ist die Ampflwang-Formation im Gegensatz zu den Sedimenten des Ottnangiums vor allem durch ihre Vielfalt gekennzeichnet. Nahe der Basis treten sandige bis grobsandige, weiche und oft nasse, hellgraue bis weiße und kaum verfestigte, quarzreiche Sande auf. Im oberen Teil der Formation sind meist zwei, jeweils bis mehrere Meter mächtige Braunkohle-Flöze und die diese trennen-den und überlagernden, hellgrau- silbrigen bis dunkel-grau-schwarzen, meist reinen Tone entwickelt. Des Weite-ren treten im gesamten Bereich der Ampflwang-Formation in Sondierungen mit dem Erdbohrstock graue, beigefar-bene und gelbe, teils sandige Silte und siltige Tone sowie weißliche Quarzsande auf. In seltenen kleinen Aufschlüs-sen wurden grau-beige bis gelbliche Tone (RW: 396040, HW: 5334200) oder dünne Bänke von Braunkohle (RW: 395890, HW: 5334790) beobachtet.

Die Ampflwang-Formation ist im Kartierungsgebiet gene-rell sehr schlecht aufgeschlossen. Insbesondere am Haager Rücken, dem N-S verlaufenden Kamm des Hausruck-waldes, wo kein Kohlebergbau stattgefunden hat, ist sie in ihrem Verbreitungsgebiet oft durch mächtige gravitative Umlagerungsmassen der Hausruck-Formation überdeckt. Das Top der Ampflwang-Formation bewegt sich im Kartie-rungsgebiet recht konstant zwischen 635 und 640 m über Meer. Lediglich im Bereich des Sulzbergs treten bei „RW: 396040m HW: 5334200“ Aufschlüsse in 650 m über Meer auf. Die Basis lässt sich zwischen 600 und wenig über 620 m über Meer kartieren, wobei sie tendenziell gegen Nordosten ansteigt. Die Mächtigkeit der Ampflwang-For-mation kann auf maximal 40 m bestimmt werden, nimmt allerdings gegen Nordosten deutlich ab und kann dann un-ter 10 m betragen. Aufgrund der schlechten Aufschluss-verhältnisse sind die Position der Formationsgrenzen auf der Karte und die darauf beruhenden Abschätzungen zu Höhenlagen und Mächtigkeiten mit größeren Unsicherhei-ten behaftet.

Oberes Miozän, Pannonium: Hausruck-Formation

Die Hausruck-Formation (RUPP, 2008b) ist das jüns-te neogene Schichtglied im Kartierungsgebiet. Sie baut die bewaldeten Hochlagen oberhalb von rund 640 m über Meer auf und ist in diesen Bereichen immer wieder in klei-neren Gruben und in Weganschnitten aufgeschlossen. Südlich Scheiben wird ihr Kies in einer größeren Grube aktiv abgebaut. Die Gebiete mit Hausruck-Formation sind durch trockene, steinige Böden sowie die Abwesenheit von Oberflächenwässern gekennzeichnet und werden aus-schließlich forstwirtschaftlich genutzt. In Steilhängen sind stellenweise auffällige Flachstufen ausgebildet, die wahr-scheinlich auf linsenartige Bereiche mit sandiger Fazies hinweisen. Sie wurden bei der Kartierung nach morpho-logischen Kriterien andeutungsweise ausgeschieden, sind insgesamt aber etwas weniger deutlich als in den süd-westlich angrenzenden Gebieten (IBELE, 2017).

Lithologisch handelt es sich um gut gerundete, schlecht sortierte Grobkiese mit einer grobsandigen Matrix und immer wieder eingeschalteten, bis mehrere Meter mächtigen Sandlagen sowie dünnen, schnur- und linsenförmigen Bereichen, in denen die Komponenten gut sortiert und nur wenige Zentimeter groß sind. Als Gerölle überwiegen Quarzit- und Kristallingesteine, Kalksteine und andere Sedimente kommen untergeordnet vor. Die Korngröße reicht von der Kiesfraktion bis zu Steinen mit einigen Dezimetern Durchmesser. Die Kiese sind korngestützt, in Gruben meist standfest, und fleckhaft zu Konglomerat verfestigt. Im Gegensatz zu den südwestlich anschließenden Gebieten (IBELE, 2017), sind solche verfestigten Konglomerate am Haager Rücken und im Gebiet Geboltskirchen häufiger. Sie treten immer wieder als kleine Felswände und in deren Auslaufbereichen als Sturzblöcke auf. Auch die sandigen Lagen können verfestigt sein und bilden dann graue, massige, teilweise auch plattige, glimmerarme Grobsandsteine die einzelne, bis zu zentimetergroße Gerölle führen.

Im Bereich Stranzing–Sulzberg kann zwischen 640 m über Meer und dem höchsten Punkt im Kartierungsgebiet auf etwas über 760 m über Meer eine Mindestmächtigkeit von 120 m für die Hausruck-Formation bestimmt werden.

Pleistozän: Umlagerungskiese als Reste pleistozäner Terrassen

Während der verschiedenen pleistozänen Kaltzeiten wurden Kiese der Hausruck-Formation erodiert und umgelagert. Reste dieser Umlagerungen finden sich vielfach als Kiesstreu in den Äckern und Wiesen der Talflanken und können als Relikte pleistozäner Terrassen angesprochen werden. Sie wurden bei der Kartierung überall dort ausgedehnt, wo ihr Vorkommen auf Kuppen oder konvexen Hangknicken, oder so weit von anstehender Hausruck-Formation entfernt liegen, dass eine Entstehung als Hangschutt oder kiesiger Verwitterungslehm unwahrscheinlich ist. Ein weiteres Charakteristikum dieser Schotter ist, dass sie den unterlagernden Festgesteinen oft direkt auf- beziehungsweise anlagern. Dann finden sich im Gelände neben der Anreicherung gut gerundeter, überwiegend heller bis weißer Steine, häufig auch Hinweise auf untief anstehendes Neogen.

Im **Gebiet Ottwang** konnten die pleistozänen Umlagerungskiese gemäß ihren Höhenlagen grob in drei Niveaus gegliedert werden (IBELE, 2017). Bei der Kartierung 2017/2018 wurden weitere Vorkommen westlich Kropfling und nördlich Deisenham dem oberen-, und zwischen Edelmühle und Niederpuchheim sowie südwestlich Kropfling dem mittleren Niveau zugeordnet. Zwei Vorkommen südlich und eines östlich Kropfling, die je auf 550 m über Meer liegen, wurden dem untersten, nicht weiter differenzierten Niveau zugeordnet.

Im **Gebiet Eberschwang** konnten die Vorkommen mit denjenigen auf Blatt 47 Ried im Innkreis (RUPP, 2008a, b) korreliert werden und bis auf ein Vorkommen entweder den Aichberg-Geinberg-Schottern, den Federnberg-Schottern oder der Hochterrasse zugeordnet werden.

Als Kiese der Aichberg-Geinberg-Schotter wurden Vorkommen westlich Pireth, westlich Fleischhacken, östlich Leopoldshofstatt, westlich Stranzing, südlich Anhang und nordwestlich Ortacker bestimmt. Ihre Basis verläuft etwa auf 580 bis 590 m über Meer.

Als Kiese der Federnberg-Schotter wurden Vorkommen zwischen Ötzling und Pfiesl, nordwestlich Albertsham und nördlich Pireth bestimmt. Ihre Basis verläuft etwa auf 560 bis 570 m über Meer.

Die Kiese, welche nördlich und östlich Felling parallel zum rezenten, vom Welsertollen kommenden Bachlauf kartiert wurden, sind dem untersten, nicht weiter differenzierten Niveau der anderen Gebiete gleichzusetzen, können hier aber aufgrund der Korrelation mit Blatt 47 Ried im Innkreis (RUPP, 2008a) als Hochterrasse bezeichnet werden.

Ein deutlich kartierbares Schotter-Vorkommen bei Moos konnte mit seiner Basis auf rund 550 m über Meer keinem der bekannten Niveaus eindeutig zugeordnet werden.

Im **Gebiet Geboltskirchen** weichen, wahrscheinlich aufgrund schon im Pleistozän unterschiedlicher Vorfluter-Höhen, sowohl Anzahl als auch Höhenlagen der auskartierten Schottervorkommen von den beiden anderen Gebieten ab. Hier wurden neben der Hochterrasse vier ältere Schotter-Niveau unterschieden.

Die Basis des oberen Niveaus liegt auf rund 580–590 m über Meer. Ihm wurden ein Vorkommen bei Arming und zwei kleinere Vorkommen im Bereich Roßwald zugeordnet. In beiden Fällen treten die Kiese relativ nahe an anstehender Hausruck-Formation auf, zeigen ein starkes Gefälle und eine breite Streuung in der Meereshöhe. Es handelt sich um undeutliche Vorkommen, die relikthaft oder stark verronnen sind.

Die Basis des mittleren Niveaus liegt auf rund 550–560 m über Meer. Ihm wurden die Vorkommen südöstlich Bergsham, südlich Polzing, zwischen Oberentern und Lucka sowie südlich Buchleithen zugeordnet.

Die Basis des unteren Niveaus liegt auf rund 525–530 m über Meer. Ihm wurden die Vorkommen bei Piesing, westlich Niederentern, westlich Stein und westlich Öhlerhof zugeordnet. Die Basis liegt bei Stein und Niederentern auf 535 beziehungsweise 530, bei Piesing auf 525 und westlich Öhlerhof bei 520 m über Meer und fällt somit gegen Norden ab.

Die Basis des untersten Niveaus liegt auf rund 490–500 m über Meer. Ihm wurden die Vorkommen östlich Leithen und bei Marschalling zugeordnet. Während sich das Vorkommen östlich Leithen auf einer Hügelkuppe und Ottwang-Formation auflagernd, eher in einer Deckenschotter-Position befindet, sind die Kiese bei Marschalling in einer anlagernden Position am Talrand. Damit könnten beide Vorkommen genetisch und somit auch altersmäßig verschieden sein.

Wie in den anderen Gebieten, wurden auch im Gebiet Geboltskirchen die Umlagerungskiese welche die rezenten Bachläufe begleiten, von diesen aber deutlich erosiv eingeschnitten werden, als jüngste fossile Schotter zusammengefasst. Ihre Basis ist dem heutigen Gefälle subparallel und liegt meist zwischen wenigen Metern bis zu 30 m über der aktuellen Talsohle. Vorkommen wurden nördlich Marschalling, bei Roßwald, südwestlich Erlet, bei Stein, östlich Polzing, östlich Aigen und südlich Polzing kartiert.

Pleistozän–Holozän: Verwitterungslehm

Lehme und kiesige Lehme bedecken weite Teile der mächtig geneigten Hanglagen. Dabei handelt es sich um Flie-

berden, die sich durch eine Mischung von in-situ Verwitterung und gravitativem Eintrag aus höheren Lagen bildeten und, vor allem während Kaltzeiten, sich langsam kriechend talwärts bewegten und durchmischten. In flachen Lagen überwiegt wahrscheinlich die Bildung aus in-situ Verwitterung. Die so entstandenen pleistozänen–holozänen Überdeckungen wurden bei der Kartierung qualitativ in kiesigen und schwach kiesigen Umlagerungslehme unterteilt, wobei die Grenzen fließend sind. So finden sich über kiesigen Umlagerungslehmen auf Feldern sowie in Bodenaufschlüssen Steine in lockerer Verteilung, während über schwach kiesigem Umlagerungslehm nur ganz vereinzelt Steine auftreten.

Kiesige Verwitterungslehme treten allgemein unterhalb von Hausruck-Formation und Pleistozänen Umlagerungskiesen auf. Von diesen Sedimentquellen weitestgehend isolierte kiesige Verwitterungslehme, wie beispielsweise im Bereich Wilding–Leithen oder südlich Langau, deuten dagegen wahrscheinlich ehemalige Vorkommen pleistozäner Umlagerungskiese an.

Pleistozän–Holozän: Sackungsgebiete

Sackungsgebiete treten vor allem an steileren, Süd- und West- sowie stellenweise an Ost- und, in kleinerem Umfang, an Nordhängen auf. In der Regel sind dabei die Kiese der Hausruck-Formation als größere Pakete über Wasser stauenden Horizonten der unterlagernden Ampflwang-Formation abgeglitten. Die Hauptaktivität der Sackungen ist wahrscheinlich in das periglaziale Umfeld während des späten Pleistozäns zu stellen.

Pleistozän–Holozän: Rutschgebiete und Hangkriechen

Insbesondere in den Gebieten um den Haager Rücken, in denen kein Braunkohlebergbau stattgefunden hat, gehen die Sackungsmassen der Hausruck-Formation talwärts in größere Rutschgebiete und Gebiete mit Hangkriechen über. Hier sind die teils mächtigen Lockergesteinsbedeckungen aus Umlagerungen der Hausruck-Formation über den Tonen der Ampflwang-Formation und auch, mit ihnen durchmischt, als Rutschmassen in Bewegung. Sie wurden im Gelände anhand ihrer unruhigen Oberflächenformen ausgeschieden, wobei sowohl die Grenzen gegenüber Sackungsmassen als auch gegenüber kiesigem Verwitterungslehm fließend sind.

Holozän: Alluvionen

Rezente Alluvionen begleiten vielfach die aktuellen Bachläufe. Dabei handelt es sich um wechselnd feinkiesige, sandige oder tonige Ablagerungen episodischer Überschwemmungsereignisse. Daneben wurden bei der Kartierung vereinzelt auch fluviatile Schüttungsfächer am Ausgang von Trockentälchen im Bereich der Hausruck-Formation als kiesige Alluvionen und vernässte oder sumpfige Alluvionen aus überwiegend tonigem Detritus ausgeschieden. Innerhalb der kiesigen Verwitterungslehme sind Kiese und Steine teilweise in Mulden und Tälchen durch oberflächennahe Umlagerung angehäuft (solche Anhäufungen wurden auf der Manuskriptkarte stellenweise durch Verdichtung der Punktignatur angedeutet).

Anthropozän: Halden, Pingen, künstlich gestaltete Geländeform

Im Zusammenhang mit dem ehemaligen Braunkohlebergbau fanden im Verbreitungsgebiet der Ampflwang-Formation vielfach starke anthropogene Eingriffe in die natürliche Geländeform statt. In diesen Fällen wurden die größeren Abraumhalden des Bergbaus ebenso bei der Kartierung aufgenommen, wie die größeren der zahlreichen Einsturzlöcher (Pingen) im Verbreitungsgebiet der darüber liegenden Hausruck-Formation.

Künstlich gestaltete Geländeformen sind im Kartierungsgebiet ebenfalls verbreitet. Dazu zählen künstliche Aufschüttungen wie Bahndämme oder Ausebnungen von Feldern. Während sich die Halden des Bergbaus nahe der ehemaligen Stollenmundlöcher befinden, wurde auch für die anderen Aufschüttungen und Geländeverbesserungen häufig Abraum aus dem Bergbau verwendet. So sind die Grenzen zwischen tatsächlicher Halde und künstlicher Aufschüttung, insbesondere im Bereich der ehemaligen Verladestationen, wie beispielsweise in Gschwendt, Scheiben und südlich Roßwald, nicht immer eindeutig zu ziehen.

Auch Felder wurden und werden stellenweise mit Hilfe von Aufschüttungen optimiert. Im Zuge einer Grundzusammenlegung in den späten 1970er Jahren kam es in diesem Bereich zu größeren Geländekorrekturen. Diese anthropogenen Umgestaltungen sind nur noch selten zu erkennen, müssen aber bei der geologischen Interpretation von Geländeformen und Lesesteinen im Bereich der landwirtschaftlichen Nutzflächen stets berücksichtigt werden.

Literatur

ABERER, F. (1957): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **50**, 23–93, Wien.

DECKERS, S. (1988): Geologische Karte des östl. Hausruckgebietes (östl. von Ampflwang) 1:10.000. – Unpublizierte Diplomkarte, Universität München.

IBELE, T. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-10-29 Vöcklabruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 434–437, Wien.

KALTBEITZER, J. (1988): Geologische Karte des Hausruckgebietes östl. von Eberschwang (Oberösterreich) 1:10.000. – Unpublizierte Diplomkarte, Universität München.

PAPP, A., GRILL, R., JANOSCHEK, R., KAPOUNEK, J., KOLLMANN, K. & TURNOVSKY, K. (1968): Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**, 9–27, Wien.

PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAU-SER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYS-TYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROET-ZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMERSBER-GER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie Wissenschaften und Österreichische Stra-tigraphische Kommission, Wien.

RUPP, C. (2008a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 47 Ried im Innkreis. – 1 Blatt, Geologische Bun-desanstalt, Wien.

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

Blatt NM 33-11-19 Linz

Bericht 2016–2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz

CHRISTIAN RUPP

Im Zuge der Fertigstellung des Südostteils des UTM-Blattes Linz (internationale Blattnummer: NM 33-11-19, nationale Blattnummer: 4319; BEV, 2012) ist es notwendig, in Ergänzung zu den vorangegangenen Berichten (RUPP, 2013a, b, 2016) noch einige Anmerkungen bezüglich der flächendeckenden Erfassung und der stratigrafischen Zuordnung der erfassten Sedimente zu machen.

Quartär

Die Alluvionen des Hörschinger Baches südlich und östlich des Flughafens Linz (Bereich Linzer Straße von Neubau bis Langholzfeld) konnten aufgrund der starken baulichen Veränderungen nicht mehr verlässlich abgegrenzt werden, daher wurden hier in bestimmten Abschnitten die Alluvionen von KOHL (1990) übernommen.

Bei den holozänen Ablagerungen der den Linzer Raum prägenden Flüsse Donau und Traun wird hier zwischen Oberer Austufe (OAST) und Unterer Austufe (UAST, inklusive Austufe im engeren Sinn) unterschieden, da diese Ablagerungen große Flächen des Kartenblattes einnehmen. Die Grenze OAST zu Niederterrasse ist zumeist recht deutlich ausgebildet. Auch die Abtrennung der OAST von der UAST gelingt im Linzer Stadtgebiet und südlich der Traun (von Freindorf bis Ebelsberg) aufgrund einer deutlichen Geländestufe recht gut (RUPP, 2016), ab Rapperswinkel ist die OAST rechts der Traun stromaufwärts jedoch nicht mehr erhalten. Im Raum Oedt und Traun links der Traun ist die Grenze OAST/UAST undeutlicher und nur an Hand einiger schwacher Geländekanten zu rekonstruieren. Vereinzelt, etwas höher gelegene, kleine Stufen im Raum Oedt liegen isoliert und passen schlecht in das erarbeitete Konzept. Es handelt sich hier wahrscheinlich um ältere Erosionskanten von Mäandern in der OAST. Ab Holzleiten schließlich fehlt die OAST stromaufwärts auch links der Traun. Schließlich zeigen die deutlichen Erosionskanten der UAST zur OAST rechts der Traun, vor allem im Abschnitt Anfelden–Ebelsberg, dass die Traun, wahrscheinlich beeinflusst durch den Vorfluter Donau, nach Süden drängt. Die Nordflanke ist nur mehr schwächerer Erosion unterworfen.

Die Unterscheidung von Niederterrasse mit Lehmbedeckung und Niederterrasse ohne (nennenswerte) Lehmbedeckung im verbauten Bereich des Kaplanhofviertels, des Franckviertels und im Bezirk Industriegebiet–Hafen wurde vorwiegend auf Grund der in DORIS (<http://doris.ooe.gv.at/>) veröffentlichten Bohrdaten getroffen, Ausnahmen bestätigen hier die Regel. Eine Mindestmächtigkeit dieser

Solifluktions- und Flächenspülungsablagerungen von einem Meter war die Basis der Unterscheidung. Beobachtungen in einzelnen Bauaufschlüssen sind ebenfalls in die Karte eingeflossen. Ähnliches gilt für den Streifen lehmbedeckter Niederterrasse südlich der Hochterrasse von Kleinmünchen bis nach Hörsching.

Die markante Hochterrasse des Trauntales auf Blatt Linz ist zwischen Haag/Leonding und Pasching auf den gängigen geologischen Karten (SCHADLER, 1964; KOHL, 1990) im Norden vom Krumbach, der auf den topografischen Karten des BEV fälschlicherweise als Grundbach bezeichnet wird (KELLERMAYR, 2003), begrenzt. Tatsächlich handelt es sich hier nur um die morphologische Hochterrasse mitsamt ihrer Lössauflage. Neuere Bohrdaten aus DORIS (s.o.) belegen, dass die Nordgrenze des Kieskörpers der Hochterrasse von Leonding über die nördliche Ortsgrenze von Pasching bis nach Thening reicht, die mächtige Löss-Auflage zeichnet jedoch hier nicht mehr die Morphologie der Terrasse nach, sondern zieht den Rücken Thurnharting–Kirchberg hinauf.

Im Stadtgebiet von Linz sind von der Waldeggstraße hin zur Gugl mehrere Terrassenniveaus auszumachen. Über der randlichen Niederterrasse, auf der die Waldeggstraße verläuft und die zumeist mit mindestens einem Meter Lehm (hauptsächlich Solifluktions- und Flächenspülungsablagerungen) überdeckt ist, kleben an der westlichen Steiflanke, nach eigenen Beobachtungen und nach unveröffentlichten Notizen von Prof. Hermann Kohl, bis drei Meter über Straßenniveau Reste der Hochterrasse. Das nächst höhere Kiesniveau liegt, z.B. erbohrt durch die Bohrung KBL08a/01, um die 280 m (279 bis 284 m) Seehöhe und scheint, zumeist von Löss überdeckt, entlang der Waldeggstraße nach Norden zu ziehen. Dieses Niveau stimmt ungefähr mit dem Jüngeren Deckenschotter im Raum Anfelden überein (RUPP, 2013a). Hier soll die Skulptur „Berggeist“ im Linzer Bauernbergpark zumindest erwähnt werden, die auf den dort zu Konglomerat verfestigten Kiesen dieser Jüngeren Deckenschotter steht, und als Exkursionspunkt zu empfehlen ist. Das nächsthöhere Niveau ist durch zahlreiche Bohrungen auf der Gugl (DORIS, s.o.) nördlich der Ziegeleistraße dokumentiert. Es liegt zwischen 295 und 315 m Seehöhe (die Höhe der Unterkanten schwankt etwas) und stimmt ungefähr mit den Älteren Deckenschottern im Raum Anfelden überein (RUPP, 2013a). Diese Kiese und ihre mächtige Lösslehm-Bedeckung nehmen weite Teile des Kapuzinerberges, der Gugl und des Froschberges ein und waren am besten in der heute vollkommen verbauten alten Ziegelei Reisetbauer an der Grabnerstraße aufgeschlossen (KOHL, 2000: 341–342). Vom Froschberg scheinen diese Kiese, dokumentiert durch nur wenige Bohrungen (DORIS, s.o.), dem Zaubertal folgend, Richtung Margarethen im Donautal zu ziehen, wo sie wieder aufgeschlossen sind.

Paläogen

Um den westlich von Leonding nur sehr schlecht aufgeschlossenen und oberflächlich immer entkalkten „Älteren Schlier“ mikropaläontologisch untersuchen und eine altersmäßige Einstufung treffen zu können, wurde südlich von Appersberg (Koordinaten: UTM 33 RW: 439135, HW: 5346930) eine Schneckenbohrung mit der Bezeichnung Mb 4319/1/16Ru abgeteuft. Bohrungen dieser Art erbringen nur vermischtes Bohrgut aus dem zuletzt abgeteuften Abschnitt (hier in der Länge der zuletzt eingesetzten Bohrstange von 1,2 m), dokumentieren aber die Lithologie der erbohrten Sedimente in ausreichendem Maß.

In der Bohrung Mb 4319/1/16Ru wurde nach rund einem Meter kiesigen Lehms der „Ältere Schlier“ angetroffen. Diese einförmigen, im obersten Abschnitt schokoladebraunen, dann bis zur Endteufe von 13,2 m schwarzbraunen, durchwegs schwach siltig-sandigen Mergeltonen waren erst ab rund 7 m kalkhaltig. Menilitlagen oder diatomitische Einschaltungen wurden nicht angetroffen. Zwischen 7,2 m und 13,2 m wurden aus dem zu Tage geförderten Bohrgut fünf Sammelproben (7,2–8,4 m; 8,4–9,6 m; 9,6–10,8 m; 10,8–12 m; 12–13,2 m) entnommen. Nach dem Ausbau des Bohrgestänges wurde aus dem Material, das sich in der Bohrkronen gefangen hatte, eine weitere, mit 13,2 m unter GOK relativ gut zu verortende Probe entnommen, welche das Sediment aus 13,2 m Tiefe gut widerspiegeln sollte und für die Analyse des Fossilinhalts von besonderer Bedeutung ist.

Makrofossilien wurden nicht gefunden, lediglich einzelne Fischschuppen waren im Bohrgut zu entdecken. Die Analyse des Mikrofossilinhalts (> 125 µ) der Sedimentproben konzentrierte sich auf die Foraminiferenfaunen. Diese erwiesen sich als mäßig reich bis ärmlich und fast ausschließlich von benthonischen Foraminiferen gebildet, planktonische Foraminiferen sind nur durch einzelne Individuen vertreten. Die benthonischen Foraminiferenfaunen der sechs analysierten Proben sind einander sehr ähnlich. Sie sind durchwegs dominiert von sandschaligen Foraminiferen, hauptsächlich vertreten durch *Cribrostomoides* sp. (zumeist > 50 % der Gesamtfauuna), daneben erreichen nur noch *Haplophragmoides canariensisiformis* SZTRÁKOS und *Haplophragmoides* sp. in einzelnen Proben Werte > 3 %. Porzellanschalen fehlen in diesen Faunen vollständig. Unter den Hyalinschalern ist einzig *Bolivina trunensis* HOFMANN in allen Proben stärker vertreten. Daneben erreichen die Arten *Lenticulina umbonata* (REUSS), *Bolivina crenulata* CUSHMAN, *Bulimina elongata* d'ORBIGNY, *Cancris auriculus* (FICHEL & MOLL) und *Valvulineria complanata* (D'ORBIGNY) in einzelnen Proben Werte > 3 %. Die restlichen (rund 40) Arten der bearbeiteten Faunen sind nur durch wenige Individuen vertreten.

Neben Foraminiferen enthielten die bearbeiteten Proben auch regelmäßig und recht häufig Pflanzenhäcksel, Schwammspikel und Fischreste von Knochen- und Knorpelfischen (Hai-Placoidschuppen). Auffällig war außerdem der relativ häufige Gips in einigen Rückständen. Der Struktur nach handelt es sich dabei wahrscheinlich um Hohlraumausfüllungen in einstigen Pflanzenresten, möglicherweise hervorgegangen aus der Umwandlung von Pyrit zu Gips.

Biostratigrafisch wertvolle „Leitfossilien“ weisen die Foraminiferenfaunen der Bohrung Mb 4319/1/16Ru nicht auf.

Lediglich *Bolivina floridanaformis* MEHRNUSCH, in der oberösterreichischen Molasse in ihrer typischen Ausprägung bis jetzt nur aus der Eferding-Formation beschrieben (RUPP & ČORIĆ, 2015), tritt ganz selten auch in den Proben dieser Bohrung auf. Auch die Zusammensetzung der Faunen, im speziellen die eklatante Dominanz von *Haplophragmoides* sp. ist gut vergleichbar mit einzelnen Faunen der Eferding-Formation von Polsenz. Zusätzlich ist die eintönige lithologische Ausbildung der erbohrten Sedimente denen der Eferding-Formation näher als jenen der Ebelsberg-Formation, welche immer wieder diatomitische Zwischenlagen aufweist (RUPP & ČORIĆ, 2012). Die im Linzer Stadtgebiet in Bohrungen angetroffene, lithologisch deutlich gröber ausgebildete und sehr fossilreiche Zupfing-Formation („Gugl-Subformation“; RUPP & ČORIĆ, 2017) unterscheidet sich ebenfalls stark von den hier behandelten Sedimenten. Somit ist eine Zuordnung des „Älteren Schliers“ des Raumes Appersberg zur Eferding-Formation durchaus vertretbar und die Einstufung in das untere Egerium (oberes Oligozän) wahrscheinlich.

Die Mikrofaunen der Bohrung Mb 4319/1/16Ru sind in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt unter der Nummer 2018/006 inventarisiert.

Literatur

- BEV – BUNDESAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN (2012): Blattnamen ÖK50 und ÖK25V. (www.bev.gv.at/pls/portal/docs/PAGE/BEV_PORTAL_CONTENT_ALLGEMEIN/0200_PRODUKTE/PDF/Blattname_OEK50_und_OEK25V.pdf)
- KELLERMAYR, W. (2003): Der Grundbach. Das Gewässersystem des Grundbachs von Oftring über Hörsching, Kirchberg-Thening und Pasching bis Leonding, Oberösterreich. Ergebnisse einer biologischen Aufnahme. – Unveröffentlichtes Gutachten im Auftrag des Amtes der Oberösterreichischen Landesregierung, Abteilung Naturschutz, 46 S., Linz. – Gutachten Naturschutzabteilung Oberösterreich 0014, 1–46. (www.land-oberoesterreich.gv.at/files/naturschutz_db/Kellermayr_Der_Grundbach.pdf)
- KOHL, H. (1990): Kompilierte Geologische Karte 1:20.000 des OÖ Zentral- und Donauraumes. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **20**, 11 S., Wien.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. – Schriftenreihe des OÖ.-Musealvereines – Gesellschaft für Landeskunde, **17**, 487 S., Linz.
- RUPP, C. (2013a): Bericht 2008–2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 439–442, Wien.
- RUPP, C. (2013b): Bericht 2011–2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 442–443, Wien.
- RUPP, C. (2016): Bericht 2013–2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 345–349, Wien.
- RUPP, C. & ČORIĆ, S. (2012): Zur Ebelsberg-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 67–100, Wien.
- RUPP, C. & ČORIĆ, S. (2015): Zur Eferding-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 33–95, Wien.
- RUPP, C. & ČORIĆ, S. (2017): Der „Ältere Schlier“ von der Linzer Gugl (Oberösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 109–47, Wien.
- SCHADLER, J. (1964): Geologische Karte von Linz und Umgebung 1:50.000. – Linzer Atlas, Linz (Kulturverwaltung der Stadt Linz).

Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

HOLGER GEBHARDT

Die im Jahr 2016 kartierten Gebiete umfassen die tektonischen Einheiten Autochthone Molasse, Roseldorf-Zone, Haselbach-Schuppe (neue Einheit, siehe unten) und Waschberg-Ždánice-Einheit sowie die „Jüngere (quartäre) Bedeckung“. Die kartierten Gebiete reichen vom westlichen bis zum östlichen Rand des Kartenblattes NM 33-12-13 Hollabrunn (SE-Teil). Im Einzelnen umfassen die Gebiete folgende Bereiche: die Roseldorf-Zone westlich der Straße Leitzersdorf-Niederfellabrunn bis zum Leeberg bei Niederhollabrunn, die Haselbach-Schuppe von Wollmannsberg/Leitzersdorf über Haselbach bis westlich Niederhollabrunn sowie die Waschberg-Ždánice-Einheit zwischen Wollmannsberg und Niederhollabrunn bis zum östlichen Rand (südlich Prausberg, Weinberg, östlich Steinberg). Die flächenmäßige Kartierung von Haselbach-Schuppe und Waschberg-Ždánice-Einheit in den genannten Bereichen profitierte insbesondere von der in den Vorjahren durchgeführten systematischen Beprobung mittels Handbohrungen (GEBHARDT & ĆORIĆ, 2014 und zusätzliche Handbohrungen). Die Unterscheidung und Benennung der pleistozänen und holozänen Einheiten (Junge Bedeckung) erfolgte entsprechend den Vorgaben in KREINMAYR et al. (2012) und die Benennung der übrigen Einheiten entsprechend der vorhandenen Literatur (SCHNABEL et al., 2002; GRILL, 1962).

Kartierte Einheiten

Autochthone Molasse

Laa-Formation (Karpatum)

Die dunkelgrauen Tonmergel und Sande bzw. Sandsteine zwischen den Ortschaften Höbersdorf und Untermalbarn sind in mm- bis cm-dicken Lagen geschichtet und verwittern hellgrau bzw. später grünlich (Mergel) bis gelblich (Mergel, Sandsteine). Weitere Informationen zur Lithologie sind bei GEBHARDT (2016a) zu finden. Die Sedimente der Laa-Formation wurden während des Karpatiums abgelagert (z.B. ROETZEL et al., 2009), was auch durch die Untersuchung der Foraminiferenfaunen und Nannoplanktonflore aus Proben aus dem Arbeitsgebiet bestätigt wurde. Bei fast allen Vorkommen wird die Laa-Formation von Älterem Deckenschotter überlagert. Diese Überlagerung ist oft sehr dünn bzw. rudimentär und in vielen Fällen ein erster Hinweis auf das mögliche Vorkommen von Laa-Formation in einem nicht von Löss überdecktem Gebiet.

Roseldorf-Zone

Eisenschüssige Sande und Tone (oberes Otttnangium?)

Gesteine dieser Einheit westlich der Straße Leitzersdorf-Niederfellabrunn bauen sich aus kalkfreien, dm-geschichteten Tonen, Siltsteinen und dünnbankigen (mm–cm) Sandsteinen auf. Die dunkelgrauen Tone verwittern hellgrau bis grünlich. Sand- und Siltsteine sind im frischen Zustand ebenfalls dunkelgrau (z.B. Brunnenbohrung nahe der Straße Streitdorf-Niederhollabrunn) und verwittern gelblich bis orangefarben. Toneisensteinkonkretionen (GRILL, 1962) und ihre scherbigen Bruchstücke sind ein wichtiges Hilfsmittel für die Identifikation dieser lithologischen Einheit im Arbeitsgebiet, insbesondere, da gute Oberflächenaufschlüsse nicht vorhanden waren. Weitere Informationen zur Lithologie sind bei GEBHARDT (2016a) zu finden. Als Alter der Schichten wird aufgrund der großen lithologischen Ähnlichkeit mit der Traisen-Formation am Wagram und südlich der Donau das obere Otttnangium angenommen (GRILL, 1962; GEBHARDT et al., 2013).

Haselbach-Schuppe

Pálava-Formation (Campanium bis Maastrichtium)

Die Pálava-Formation sensu SUMMESBERGER et al. (1999) beinhaltet im Arbeitsgebiet sowohl glaukonitische Sandsteine (bzw. Sande), als auch graue bis grüne Mergel sowie sandige Mergel. Die Vorkommen von Glaukonitsandsteinen und Mergeln sind nicht regelhaft verteilt. Deshalb wurden beide Lithologien zusammengefasst und nicht getrennt in der Karte ausgeschieden. Die Pálava-Formation ist die bisher einzige in der Haselbach-Schuppe vorkommende lithostratigrafische Einheit. Ihr Vorkommen erstreckt sich von Leitzersdorf im Südwesten (Brunnenbohrung; KARRER, 1870) bis mindestens zum Leeberg von Niederhollabrunn und besitzt die größte Ausbissbreite bei Haselbach (ca. 1 km), welches größtenteils auf dieser Einheit gebaut wurde. Die biostratigrafische Einstufung der untersuchten Proben ergab ein ausschließlich spätkretazisches Alter der Schichten (Campanium bis Maastrichtium, *G. gansseri*-Zone oder früher bis *A. mayaroensis*-Zone nach planktischen Foraminiferen bzw. UC14 bis UC20 nach kalkigem Nannoplankton; GEBHARDT & ĆORIĆ, 2014 und spätere Bestimmungen).

Waschberg-Ždánice-Einheit

Bruderndorfer Schichten (Paläozän)

Es handelt sich um dunkelgraubraune Mergel und einzelne, cm–dm mächtige Lagen von Lithothamnienkalken (sogenannte Nulliporenkalke). Glaukonitsandsteine wie in GRILL (1962) beschrieben, wurden bisher nicht gefunden. Die Mergel verwittern hellgrau. Im Gelände sind die Lithothamnienkalke auffällig, so dass die Bruderndorfer Schichten in der Regel zuerst an den Lithothamnienkalken erkannt werden. Die Vorkommen erstrecken sich in dem im Jahr 2016 kartierten Gebiet auf mehrere kleine Areale östlich von Niederhollabrunn am Ostrand des Kartenblattes. Die biostratigrafische Einstufung der untersuchten Proben

ergab ein oberpaläozänes Alter der Schichten (oberes Selandium bis Thanetium, Zonen P4a bis P4c nach planktischen Foraminiferen bzw. NP6 bis NP8 nach kalkigem Nannoplankton; GEBHARDT & ČORIĆ, 2014). Die mergeligen Gesteine entsprechen dem Alter nach der von SEIFERT et al. (1978) nordöstlich von Michelstetten innerhalb der Bruderndorfer Schichten beschriebenen „Zaya-Einheit“.

Graue Mergel des Ypresiums

Die Ablagerungen dieser Einheit lassen sich keiner der im Arbeitsgebiet bereits beschriebenen lithostratigrafischen Einheiten zuordnen. Es handelt sich um graue Mergel (teilweise sandig oder tonig), die grünlich oder gelblich (orange) verwittern und keine auffälligen (bankigen) Sande oder Sandsteine enthalten. Die Gesteine entsprechen nicht den Haidhof-Schichten (keine Glaukonitsandsteine, Bohnerze, Kalke mit großen Nummuliten; GLAESSNER, 1937; KÜHN, 1962). Die kartierten Vorkommen sind kleinräumig und befinden sich südöstlich von Niederhollabrunn, zwischen Niederhollabrunn und dem Grillenberg, sowie am Ortsausgang von Haselbach nördlich der Straße zum Michelberg. Die Alter der untersuchten Proben reichen von den Zonen E4 bis E7 nach planktischen Foraminiferen bzw. NP11 bis NP12 nach kalkigem Nannoplankton.

Waschberg-Formation (Ypresium–basales Lutetium)

Die gelblich bis rotbraun verwitternden Sandsteine und Konglomerate weisen einen hohen, aber stark variierenden Anteil an kalkigen Biogenen auf (Nummuliten, Mollusken, Corallinaceen u.a.). Eine ausführliche Gesteinsbeschreibung ist in GEBHARDT & ČORIĆ (2014) sowie TORRES-SILVA & GEBHARDT (2015) zu finden. Gesteine der Waschberg-Formation wurden in 2016 südlich des Praunsberges auskartiert. TORRES-SILVA & GEBHARDT (2015) haben anhand der Großforaminiferenassoziationen ein Ypresium- bis basales Lutetium-Alter (SBZ 10 bis SBZ 11) ermittelt. Die Alter nach planktischen Foraminiferen aus den Mergelzwischenlagen bestätigen diese Einstufungen (Zonen E5 bis E7; GEBHARDT & ČORIĆ, 2014).

Graue und dunkelbraune Mergel des Lutetiums

Wie auch die grauen Mergel des Ypresiums lassen sich die grauen bis dunkelbraunen Mergel des Lutetiums keiner der bereits beschriebenen lithostratigrafischen Einheiten zuordnen, auch nicht den oben erwähnten Haidhof-Schichten. Wie die Mergel des Ypresiums verwittern die des Lutetiums grünlich bis gelborange und enthalten keine auffälligen Sandlagen. Vorkommen dieser Einheit befinden sich am Ortsausgang von Haselbach nördlich der Straße zum Michelberg in der Nachbarschaft des Vorkommens der Reingrub-Formation, zwischen Niederhollabrunn und dem Steinberg sowie östlich des Weinberges. Die Alter der untersuchten Proben reichen von den Zonen E7 bis E11 nach planktischen Foraminiferen (GEBHARDT & ČORIĆ, 2014).

Graue und dunkelgraue Mergel (Priabonium)

Bei dieser Einheit handelt es sich um hauptsächlich graue und schokoladenbraune Mergel oder Tonmergel ohne Sandeinschaltungen, die grünbraun verwittern. Vorkommen dieser Einheit finden sich östlich von

Niederhollabrunn, östlich des Steinberges sowie nördlich des Grillenberges. Obwohl zeitliche Äquivalente der Reingrub-Formation, weicht die Lithologie im Arbeitsgebiet vollkommen von dieser ab (siehe Zusammenfassung in KRHOVSKY et al., 2001), weist aber Ähnlichkeiten mit Vorkommen bei Simonsfeld im nördlich angrenzenden Blatt 23 Hadres auf (siehe Zusammenfassung in KRHOVSKY et al., 2001). Die biostratigrafische Einstufung der untersuchten Proben ergab ein obereozänes Alter der Schichten (Priabonium, Zone E14 nach planktischen Foraminiferen bzw. NP19 nach kalkigem Nannoplankton; GEBHARDT & ČORIĆ, 2014 und spätere Untersuchungen).

Hollingsteinkalk (Priabonium)

Das Vorkommen beschränkt sich auf den ehemaligen Steinbruch auf dem Steinberg SSE Niederhollabrunn. Das Gestein ist ein grauer, kristallin wirkender Kalk, der in den noch vorhandenen Aufschlüssen des ehemaligen Steinbruchs entweder massig oder dm-bankig geschichtet ist. In der Literatur werden auch Bivalven (-steinkerne) erwähnt (verschiedene Autoren in GRILL, 1962; GLAESSNER, 1937), von denen aber keine während der hier beschriebenen Untersuchungen gefunden wurden. Diese erlauben eine vage Einstufung in das Obereozän (Priabonium). KRHOVSKY et al. (2001) sehen den Hollingsteinkalk (wie auch die Kalke mit *Mytilus levesquei*, siehe unten) als lithologische Einheit innerhalb der Reingrub-Formation. Streichrichtung, geringe Ausdehnung und Position im Verband mit den anderen Eozänvorkommen lassen eine Interpretation des Hollingsteinkalks als weitere Gleitscholle wahrscheinlich erscheinen.

Graue Mergel (unteres Oligozän, Kiscellium)

Aus mehreren Handbohrungen aus dem Bereich südöstlich Niederhollabrunn gingen Foraminiferen und Nannoplanktonassoziationen hervor, die früholigozäne Alter aufwiesen. Die biostratigrafische Zonierung reicht von Zone O1 bis O2 nach planktischen Foraminiferen bzw. NP21 bis NP23 nach kalkigem Nannoplankton. Neben grauen Mergeln und Tonmergeln treten teilweise auch grünbraune Tone und gröbere Komponenten (Quarz- und Granitkies) auf. Dies entspricht nur teilweise der Lithologie der Ottenthal-Formation (RÖGL et al., 2001). Eine eindeutige Festlegung auf eine Zuordnung der Grauen Mergel zur Ottenthal-Formation aufgrund der Handbohrungen erfolgte daher nicht, obwohl der Ablagerungszeitraum übereinstimmt.

Schieferige Tonmergel (Auspitzer Mergel; Eggenburgium)

Die grünlich bis weißlich verwitternden dunkelgrauen Mergel weisen nur in wenigen Bereichen cm–dm mächtige Sandsteinlagen auf. Die häufig auftretenden Blockschichten (siehe unten) sind submarine Debrite und als solche in die Schieferigen Tonmergel eingelagert. Im dem im Jahr 2016 kartierten Gebiet bilden die Schieferigen Tonmergel den flächenmäßig größten Bereich und treten südlich des Weinberges, östlich des Praunsberg-Zuges, westlich, südlich und südöstlich Niederhollabrunn bis zu den Höhenzügen des Grillenberges und des Steinberges auf. Am Weinberg konnte ein Einfallen der Schichten von 50° nach SSE gemessen werden. Eine ausführliche lithologische Beschreibung einschließlich des Fossilinhaltes und der Altersstellung ist in GEBHARDT & ČORIĆ (2014) zu finden. Die

in den Handbohrungen des 2016 kartierten Gebietes gefundenen Foraminiferen und Nannoplanktonassoziationen bestätigen die früheren Ergebnisse (Eggenburgium, NN2 bis NN3).

Blockschichten (Eggenburgium)

GEBHARDT & ČORIĆ (2014) geben eine ausführliche lithologische Beschreibung einschließlich der mitgeführten Komponenten dieser submarinen Debrite. Im 2016 kartierten Gebiet weisen sie im Wesentlichen die gleiche Verbreitung wie die Schieferigen Tonmergel auf. Besonders mächtige oder vorherrschende Abfolgen befinden sich östlich des Grillenberges und südlich des Weinberges. Ansonsten sind die Vorkommen eher kleinräumig. Alle Vorkommen zeichnen die vorherrschende SW–NE-Streichrichtung nach.

Blockschichten mit *Mytilus levesquei* (Eggenburgium)

Die in der älteren Literatur als Pfaffenholz-Schichten, Niederhollabrunner Kalk oder Kalke mit *Mytilus levesquei* bezeichneten Ablagerungen (vgl. BACHMAYER, 1961; GRILL, 1962 oder KRHOVSKY et al., 2001) wurden bisher aufgrund der Bivalvenassoziation in das obere Eozän (Priabonium) gestellt oder in die Reingrub-Formation, ebenfalls oberes Eozän, integriert. Im Gelände wurden die graubraunen Kalke mit den namengebenden Muscheln weit gestreut zusammen mit Geröllen der Blockschichten nordöstlich des Steinberges gefunden. Die kleinräumige Verbreitung und die Bindung an die Blockschichten lassen vermuten, dass die Kalke mit *Mytilus levesquei* ebenfalls als Komponenten der Blockschichten oder als Gleitscholle(n) abgelagert wurden. Die Wiederentdeckung der Schichten in einem kurzzeitig zugänglichen, inzwischen aber heute zugewachsenen und verfallenen kleinen Steinbruch durch BACHMAYER (1961) widerspricht dieser Deutung nach Meinung des Autors nicht, da es sich auch in diesem Fall um große, eingerutschte Blöcke oder sogar Gleitschollen handeln kann.

Junge Bedeckung

Älterer Deckenschotter (Höhere Terrassenschotter, Günz-Eiszeit)

Die Schotter bestehen größtenteils aus sehr gut gerundeten, teilweise auch relativ großen (vgl. Jüngerer Deckenschotter) Quarzkieseln von 1 bis 20 cm Durchmesser, untergeordnet kommen auch Kristallin- und Sandsteingerölle vor. Die Kiesel sind meistens von einer Eisenoxidschicht überzogen, die ihnen und dem Gestein eine gelbliche bis rotbraune Farbe verleiht. Die Schotter nehmen im gesamten kartierten Gebiet große Flächen ein. Sie treten in der Regel um 220 Höhenmetern an der Oberfläche auf, gelegentlich auch schon bei 210 Höhenmeter. Am Ostufer des Göllersbaches bilden sie charakteristische Schichtköpfe oder Hochflächen auf der darunterliegenden Laa-Formation (südlich und östlich Untermallebarn. Ein kleinräumiges Vorkommen wurde westlich von Wollmannsberg gefunden.

Löss, untergeordnet Lösslehm

Die typischen gelblichen, kalkhaltigen, teilweise feinsandigen Silte mit seltenen kurzen Pseudomyzelien, Konkretionen (Lösskindl) und/oder Lössschnecken nehmen weite Flächen auf den Hochebenen südlich und östlich von Un-

termallebarn ein. Löss bildet zudem die Hangfüße entlang des Göllersbaches. Ausgedehnte Lössgebiete befinden sich außerdem südlich von Streitdorf, östlich des Weinberges und entlang eines Streifens zwischen Haselbach und Niederhollabrunn (Hangfuß). Kleinräumigere Vorkommen verteilen sich am Nordhang des Steinberges und östlich davon.

Solifluktions- und Flächenspülungssediment

Die braunen, meist kalkfreien Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. In vielen kleinen Tälchen zeichnet das Vorkommen dieser Sedimente den Verlauf der ehemaligen Gerinne nach. Der Übergang zu den höhergelegenen Hangarealen mit anstehendem Gestein des Untergrundes ist durch einen Hangknick gekennzeichnet. Eine Ableitung des Lehms aus Löss ist für weite Gebiete anzunehmen. In vielen Fällen entspricht das Alter der Flächenspülungssedimente dem Zeitraum der landwirtschaftlichen Nutzung. Flächenspülungssedimente befinden sich oft oberhalb von Wegen oder Straßen und enden an jenen.

Bach- oder Flussablagerung

Talfüllungen aus fluviatilen Sedimenten wurden entlang des Göllersbaches sowie einigen kleineren Zuflüssen kartiert (ebene Fläche entlang von noch existierenden und ehemaligen Wasserläufen). In der Ebene der Flur Langwiesen weiten sie sich zu mehreren 100 m breiten Flächen auf.

Anthropogene Ablagerung/Bedeckung (Anschüttung, Verfüllung, Dämme)

Bei Niederhollabrunn wurden drei kleinere Flächen auskartiert, die eindeutig anthropogenen Ursprungs sind: eine Talauffüllung mit Verrohrung östlich sowie eine Anschüttung von Bauaushub und Bauschutt südlich der Ortschaft. Beim Südwestzugang der Steinbruches Steinberg befindet sich eine Abraumphalde.

Strukturelle Interpretation

Die Fortschritte der laufenden Kartierung erlauben erste Rückschlüsse auf den tektonischen Bau im Arbeitsgebiet. Dabei zeigt sich, dass die bisherigen Interpretationen (z.B. GRILL, 1957, 1962; WESSELY et al., 2006) in weiten Teilen bestätigt wurden (generelle Lage der Hauptüberschiebungen zwischen Alpidisch-Karpatischer Vortiefe, Roseldorf-Zone und Waschberg-Ždánice-Einheit), aber auch einer Neuinterpretation bedürfen. Die Ergebnisse wurden auf dem Molasse Meeting in Brünn vorgestellt (GEBHARDT, 2016b). Gegenüber den Darstellungen in WESSELY et al. (2006) ist insbesondere die aus der Pálava-Formation bestehende „Haselbach-Schuppe“ zwischen der Roseldorf-Zone und der Waschberg-Ždánice Einheit neu. Zusätzlich werden die Vorkommen der Waschberg-Formation (Waschberg-Kalk) und der Kalke mit *Mytilus levesquei* als Einschaltungen (Olisthostrome, Gleitschollen) in die Schieferigen Tonmergel analog zu den Blockschichten interpretiert.

Literatur

BACHMAYER, F. (1961): Bericht über Kartierungs- und Aufsammlungsergebnisse im Bereich der Waschbergzone auf Blatt Stockerau (40). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1961**, A 14–A 17, Wien.

GEBHARDT, H. (2016a): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 351–353, Wien.

GEBHARDT, H. (2016b): New results from field mapping at the southern end of the Waschberg-Ždánice Unit: Consequences for structural interpretation and paleogeography. – Molasse Meeting 2016 and 18th Conference on Upper Tertiary, Brno, Abstracts book, 9, Brno.

GEBHARDT, H. & ČORIĆ, S. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt 5313 Hollabrunn Südost. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**/1–4, 365–370, Wien.

GEBHARDT, H., ČORIĆ, S., KRENMAYR, H.-G., STEININGER, H. & SCHWEIGL, J. (2013): Neudefinition von lithostratigraphischen Einheiten des oberen Oligangium (Untermiozän) in der alpin-karpatischen Vortiefe Niederösterreichs: Pixendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**/1–4, 15–32, Wien.

GLAESSNER, M.F. (1937): Die alpine Randzone nördlich der Donau und ihre erdölgeologische Bedeutung. – Petroleum, **33**, 1–8, Berlin.

GRILL, R. (1957): Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

GRILL, R. (1962): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – 52 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

KARRER, F. (1870): Ein neues Vorkommen von oberer Kreideformation in Leitzersdorf bei Stockerau und dessen Foraminiferen-Fauna. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1870**, 31–33, Wien.

KRENMAYR, H.-G., ČORIĆ, S., GEBHARDT, H., IGLSEDER, C., LINNER, M., MANDL, G.W., REITNER, J., ROCKENSCHAUB, M., ROETZEL, R. & RUPP, C. (2012): Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**/1–4, 57–66, Wien.

KRHOVSKY, J., RÖGL, F. & HAMRSMID, B. (2001): Stratigraphic correlation of the Late Eocene to Early Miocene of the Waschberg Unit (Lower Austria) with the Zdanice and Pouzdrany Units (South Moravia). – In: PILLER, W. & RASSER, M.W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps, 225–254, Wien.

KÜHN, O. (1962): Europe: Autriche. – Lexique stratigraphique international, **1.8**, 646 S., Paris.

ROETZEL, R., AHL, A., GÖTZINGER, M.A., KOČIU, A., PRISTACZ, H., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P. & WESSELY, G. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres. – 150 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

RÖGL, F., KRHOVSKY, J., BRAUNSTEIN, R., HAMRSMID, B., SAUER, R. & SEIFERT, P. (2001): The Ottenthal Formation revised – sedimentology, micropaleontology and stratigraphic correlation of the Oligocene Ottenthal sections (Waschberg Unit, Lower Austria). – In: PILLER, W. & RASSER, M.W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps, 291–346, Wien.

SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000: Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SEIFERT, P., STRADNER, H. & SCHMID, M.E. (1978): Bericht über das Paleozän der Waschbergzone (NÖ.). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**, 129–141, Wien.

SUMMESBERGER, H., ŠVÁBENICKÁ, L., CECH, S., HRADECKÁ, L. & HOFMANN, T. (1999): New palaeontological and biostratigraphical data on the Klement and Pálava Formations (Upper Cretaceous) in Austria (Waschberg-Ždánice Unit). – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **100 A**, 39–79, Wien.

TORRES-SILVA, A.I. & GEBHARDT, H. (2015): Eocene larger benthic foraminifera (nummulitids, orthophragminids) from the Waschberg-Ždánice Unit, Lower Austria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**/1–4, 99–110, Wien.

WESSELY, G., GANGL, G., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, T., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): Niederösterreich. – 416 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

HOLGER GEBHARDT

Im Jahr 2017 wurden Gebiete in den tektonischen Einheiten Autochthone Molasse, Roseldorf-Zone und Waschberg-Ždánice-Einheit einschließlich der „Jüngeren (quartären) Bedeckung“ geologisch kartiert. Zusätzlich wurden im nördlichen Bereich der Waschberg-Ždánice-Einheit des Arbeitsgebietes systematisch Handbohrungen durchgeführt und biostratigraphisch ausgewertet. Die 92 Proben wurden vom Autor auf Foraminiferen und von Stjepan Čorić (GBA) auf kalkiges Nannoplankton hin untersucht. Stjepan Čorić sei an dieser Stelle herzlich für die wertvolle Unterstützung gedankt. Die bearbeiteten Gebiete befinden sich im nördlichen Drittel des Arbeitsgebietes und reichen vom westlichen Kartenblattrand (Untermallebarn, Untergrub) bis Streitdorf im Osten (Autochthone Molasse, Roseldorf-Zone). Ein zweites Gebiet befindet sich im Übergangsbereich der Roseldorf-Zone zur Waschberg-Ždánice-Einheit (östlich des Senningbaches, nördlich von Bruderndorf). Ein drittes, relativ kleines Gebiet liegt östlich von Niederhollabrunn in der Waschberg-Ždánice-Einheit. Die flächenmäßige Kartierung der Waschberg-Ždánice-Einheit (Herbst 2017) war weitgehend abhängig von der im Frühjahr durchgeführten systematischen Beprobung. Trotzdem waren weitere Handbohrungen erforderlich. Die Unterscheidung und Benennung der pleistozänen und holozänen Einheiten (Junge Bedeckung) erfolgte entsprechend den Vorgaben in KRENMAYR et al. (2012). Die Benennung der übrigen Einheiten erfolgt entsprechend der vorhandenen Literatur (SCHNABEL et al., 2002 bzw. GRILL, 1962) bzw. den eigenen Beobachtungen. Eine zusammenfassende, abschließende Darstellung der typischen Faunen (Foraminiferen) und Floreninhalte (kalkiges Nannoplankton) der in den Jahren 2016 und 2017 genommenen 146 Proben ist in GEBHARDT (2018, dieser Band) enthalten.

Kartierte Einheiten

Autochthone Molasse

Laa-Formation (Karpatum)

Die dominierenden dunkelgrauen Tonmergel und untergeordneten Sande bzw. Sandsteine entlang der meisten Ost-

und Südhänge der Täler im größten zusammenhängenden Arbeitsgebiet (siehe oben) sind in mm- bis cm-dicken Lagen geschichtet und verwittern hellgrau bzw. später grünlich (Mergel) bis gelblich (Mergel, Sandsteine). Weitere Informationen zur Lithologie sind bei GEBHARDT (2016) zu finden. Die Sedimente der Laa-Formation wurden während des Karpatiums abgelagert (z.B. ROETZEL et al., 2009), was auch meist durch die Untersuchung der Foraminiferenfaunen und Nannoplanktonfloraen aus Proben aus dem Arbeitsgebiet bestätigt wurde, teilweise erwiesen sich die Proben auch als mikrofossilieer. Bei fast allen Vorkommen wird die Laa-Formation von oft sehr geringmächtigen bzw. rudimentär erhaltenem Älterem Deckenschotter überlagert.

Roseldorf-Zone

Eisenschüssige Sande Tone und Sande (oberes Ottnangium?)

Die Gesteine dieser Einheit wurden östlich des Mugler Baches und östlich des Senningbaches angetroffen. Die kalkfreien, dunkelgrauen dm-geschichteten Tone, Siltsteine und dünnbankigen (mm–cm) Sandsteine verwittern hellgrau bis grünlich. Sand- und Siltsteine sind im frischen Zustand ebenfalls dunkelgrau (GEBHARDT, 2016, 2018) und verwittern gelblich bis orangefarben. Toneisensteinkonkretionen (GRILL, 1962) und ihre scherbigen Bruchstücke sind ein sehr wichtiges Hilfsmittel für die Identifikation dieser lithologischen Einheit im Arbeitsgebiet, insbesondere, weil gute Oberflächenaufschlüsse nicht vorhanden waren. Weitere Informationen zur Lithologie sind bei GEBHARDT (2016) zu finden. Als Alter der Schichten wird aufgrund der großen lithologischen Ähnlichkeit mit der Traisen-Formation am Wagram und südlich der Donau das obere Ottnangium angenommen (GRILL, 1962; GEBHARDT et al., 2013). Aufgrund der Lithologie ist auch eine Parallelsierung mit dem Carbonate Minimum Interval (CMI) in der Autochthonen Molasse nach PALZER-KHOMENKO et al. (2016) bzw. der Wildendürnbach-Formation (PALZER-KHOMENKO et al., eingereicht) gut möglich. Eine spätere Zuordnung zur Wildendürnbach-Formation ist jedenfalls zu prüfen.

Waschberg-Ždánice-Einheit

Pálava-Formation (Campanium bis Maastrichtium)

Im Umfeld der Raingrubenhöhe nordöstlich von Bruderndorf kommen die Sedimente der Pálava-Formation sensu SUMMESBERGER et al. (1999) an verschiedenen Stellen vor. Sie beinhalten sowohl glaukonitische Sandsteine (bzw. Sande), als auch graue bis grüne Mergel sowie sandige Mergel. Die Vorkommen von Glaukonitsandsteinen und Mergeln sind nicht regelhaft verteilt, weswegen beide Lithologien zusammengefasst und nicht getrennt in der Karte ausgeschieden wurden. Die flächenmäßig kartierten Vorkommen erstrecken sich östlich der Überschiebung der Waschberg-Ždánice-Einheit auf die Roseldorf-Zone bis zum westlichen Rand des Hundsberges mit Ausbissbreiten von teilweise mehreren hundert Metern. Diese sind durch Querstörungen im Abstand mehrerer hundert Meter gegeneinander versetzt, so dass sich im Kartenbild ein schachbrettartiges Muster ergibt. Die biostratigraphische Einstufung der untersuchten Proben mit teilweise exzellent erhaltenen Assoziationen (GEBHARDT, 2017) ergab ein ausschließlich spätkretazisches Alter der Schichten (Cam-

panium bis Maastrichtium, im Einklang mit früheren Ergebnissen, siehe GEBHARDT & ČORIĆ, 2014). An der Basis des Steinbruchs westlich der Raingrubenhöhe (siehe Raingrub-Formation) war im 19. Jahrhundert ein „tegeliger Sand“ aufgeschlossen, aus dem RZEHAČ (1891) die planktische Foraminiferenart *Pseudotextularia elegans* erstmals beschrieb (Typuslokalität). Eine im Streichen dieser Schichten genommene Probe durch PRIEWALDER (1973) bestätigt das Maastrichtium-Alter, wie auch die vom Autor in 2016–2017 genommenen Proben.

Bruderndorfer Schichten (Paläozän)

Die dunkelgraubraunen Mergel und einzelne, cm–dm mächtige Lagen von Lithothamnienkalken (sogenannte Nulliporenkalke) wurden an zwei kleinen Stellen kartiert: Südlich des Zeiselberges am Rand zur Roseldorf-Zone (nur Mergel) und südwestlich der Raingrubenhöhe, wo Mergel und Fossilenschuttkalke mit Lithothamnien auftreten. Die biostratigraphische Einstufung der untersuchten Proben aus diesen beiden Gebieten ergab für das Vorkommen südwestlich Raingrubenhöhe frühes Danium (NP1–2 nach Nannoplankton bei Vorherrschen von planktischen Foraminiferen des frühen Maastrichtiums) sowie mittleres Paläozän (P2–3 nach planktischen Foraminiferen mit kalkigem Nannoplankton des Campaniums). Hierzu siehe auch den Abschnitt Solifluktion unten.

Graue Mergel des Lutetiums

Die grauen Mergel des Lutetiums lassen sich keiner bereits beschriebenen lithostratigraphischen Einheiten zuordnen. Die Mergel verwittern gelborange und enthalten einen hohen Sandanteil. Das einzige Vorkommen dieser Einheit befindet sich zwischen Raingrubenhöhe und Zeiselberg und bildet dort eine auffällige Anhöhe. Die Gesteine liegen direkt auf Pálava-Formation. Von SEIFERT (1980) werden sie der „Reingrubser Serie“ zugeordnet (ohne Altersdatierung). Sie enthalten jedoch planktische Foraminiferen und kalkiges Nannoplankton des späten Lutetiums (E10, NP16).

Reingrub-Formation (Priabonium)

Westlich der Raingrubenhöhe befindet sich ein alter Steinbruch, in dem gelbe, orange verwitternde, kalkige Sande bzw. Sandsteine anstehen. Sie enthalten teilweise Glaukonit, die Komponenten sind schlecht gerundet und bestehen im Wesentlichen aus der Mittelsandfraktion. Lagenweise auftretender Molluskenschutt und Großforaminiferen sind selten. Die Schichten fallen mit ca. 20° nach Osten ein. Dieser Steinbruch ist nicht nur die Typuslokalität der Reingrub-Formation, sondern auch der Nannoplanktonzone NP19 (MARTINI, 1971). Während die vom Autor genommene Probe sandig-mergeliger Schichten aus dem Südteil des Steinbruchs ein frühpriabones Alter nach planktischen Foraminiferen (E14) ergab, fand GOHRBANDT (1962) ein allgemein priabones Alter für die glaukonitischen Sande. KRHOVSKY et al. (2001) geben einen guten Überblick über den Forschungsstand. Neben der unmittelbaren Umgebung des Steinbruchs kommen Gesteine der Reingrub-Formation noch auf der südlich gegenüberliegenden Anhöhe sowie als Lesesteine an der Südseite des Zeiselberges vor.

Ottenthal-Formation (graugrüne Mergel des unteren Oligozäns, Kiscellium)

Das hier beschriebene Vorkommen befindet sich SSW der Raingrubenhöhe auf der Hochfläche eines Ausläufers derselben. Die graugrünen Mergel verwittern gelbbraun und befinden sich in unmittelbarer Nachbarschaft von dunkelbraunen Mergeln und lithothamnienföhrenden Kalksteinen an der Oberfläche (Bruderndorfer Schichten). Während die kalkige Nannoplanktonassoziation ein späteoazänes bis früholigozänes Alter anzeigt, kommen unter den planktischen Foraminiferen neben den Rupelium (Kiscellium) anzeigenden Arten auch viele guterhaltene Exemplare des späten Lutetiums (Zone E10) vor, die entweder aus den grauen Mergeln des Lutetiums umgelagert, oder aber durch Solifluktion bzw. Ackerbau aus bisher nicht entdeckten kleinen Schuppen eingearbeitet wurden. Aufgrund der Altersstellung ist eine Parallelisierung mit der Ottenthal-Formation möglich, lithologisch entspricht das Vorkommen am ehesten dem Ottenthal-Member des Typusprofils (RÖGL et al., 2001).

Schieferige Tonmergel (Auspitzer Mergel; Eggenburgium)

Südlich der Raingrubenhöhe treten die Schieferigen Tonmergel als kleinere Schuppen zusammen mit Pálava-Formation, Bruderndorfer Schichten und Ottenthal-Formation auf. Die grünlich bis weißlich verwitternden dunkelgrauen Mergel und siltigen Mergel weisen oft geringmächtige (cm) Sandsteinlagen auf. Blockschichten (siehe unten) treten hier nicht auf. Im zweiten kartierten Gebiet zwischen Niederhollabrunn und dem Weinberg sind in die Schieferigen Tonmergel die als Blockschichten beschriebenen Debrite eingelagert. Hier ebenfalls auftretende dickbankige (60 cm), gradierte Sandsteinlagen werden als Turbidite interpretiert und fallen mit ca. 35° Richtung ESE ein. Eine ausführliche lithologische Beschreibung einschließlich des Fossilinhaltes und der Altersstellung ist in GEBHARDT & ČORIĆ (2014) zu finden. Die in den Handbohrungen der 2017 kartierten Gebiete gefundenen Foraminiferen und Nannoplanktonassoziationen bestätigen die früheren Alterseinstufungen (Eggenburgium, NN2 bis NN3).

Blockschichten (Eggenburgium)

Blockschichten wurden 2017 nur auf einem kleinen Areal südwestlich des Weinberges kartiert. Die auffälligen Konglomerate und Schotter dieser als submarine Debrite interpretierten Ablagerungen sind in dem ackerbaulich genutzten Gebiet verhältnismäßig leicht als separate Lagen auszukartieren. Eine ausführliche lithologische Beschreibung einschließlich der mitgeführten Komponenten findet sich bei GEBHARDT & ČORIĆ (2014).

Junge Bedeckung

Älterer Deckenschotter (Höhere Terrassenschotter, Günz-Eiszeit)

Diese Ablagerungen wurden westlich und östlich des Baches südlich von Untergrub (kein Flurname bekannt) sowie nordöstlich von Untermallebarn angetroffen. Weiter östlich kommen sie in den 2017 kartierten Gebieten nicht vor. Die Schotter bestehen größtenteils aus sehr gut gerundeten, teilweise auch relativ großen (vgl. Jüngerer De-

ckenschotter) Quarzkieseln von 1 bis 20 cm Durchmesser, untergeordnet kommen auch Kristallin- und Sandsteingerölle vor. Die Kiesel sind meistens von einer Eisenoxidschicht überzogen, die ihnen und dem Gestein eine gelbliche bis rotbraune Farbe verleiht. Sie treten in der Regel um 220 Höhenmeter an der Oberfläche auf, gelegentlich auch schon bei 210 Höhenmeter. Sie bilden oft charakteristische Schichtköpfe oder Hochflächen auf der darunterliegenden Laa-Formation.

Jüngerer Deckenschotter („Jungpleistozän“)

Die Schotter des Niveaus um 200 Höhenmeter sind generell feinkörniger (selten mehr als 2 cm Durchmesser) als die Älteren Deckenschotter und weisen nur an wenigen Stellen eine Rotverfärbung auf. Auch in diesen Schottern überwiegen Quarzkiesel. Das im Jahr 2017 auskartierte Vorkommen befindet sich nordöstlich von Untermallebarn nördlich des Ringendorfer Grabens.

Löss, untergeordnet Lösslehm

Die typischen gelblichen, kalkhaltigen, teilweise feinsandigen Silte mit kurzen Pseudomyzelien, Konkretionen (Lösskindl) und/oder Lössschnecken nehmen weite Flächen auf den Hochebenen zwischen Untermallebarn, Untergrub, Großmugl und Streitdorf ein. Löss bedeckt zudem weite Bereiche der Hangfüße entlang der N-S verlaufenden Bäche und Gräben im Bereich von Autochthoner Molasse, Roseldorf-Zone und Waschberg-Žďánice-Einheit.

Solifluktions- und Flächenspülsediment

Die braunen, meist kalkfreien Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. In vielen kleinen Tälchen zeichnet das Vorkommen dieser Sedimente den Verlauf der ehemaligen Gerinne nach. Der Übergang zu den höher gelegenen Hangarealen mit anstehendem Gestein des Untergrundes ist durch einen Hangknick gekennzeichnet. Eine Ableitung des Lehms aus Löss ist für weite Gebiete anzunehmen. In vielen Fällen entspricht das Alter der Flächenspülsedimente dem Zeitraum der landwirtschaftlichen Nutzung, wie auch die Beobachtung von Abflussrinnen und Akkumulationskörpern nach dem Abtauen des Schnees im Frühjahr 2017 zeigen. Flächenspülsedimente befinden sich oft oberhalb von Wegen oder Straßen und enden an jenen. Solifluktion stellt in nicht wenigen Fällen ein Problem bei der Altersbestimmung von Sedimentproben aus Handbohrungen dar. Das Nebeneinander von bis zu drei Foraminiferen- und Nannoplanktonassoziationen unterschiedlichen Alters in einer Probe kann oft nur durch das Zumischen von jüngeren Sedimenten in ältere (manchmal auch umgekehrt) durch Solifluktion aus höheren Hanglagen erklärt werden (siehe Beispiele oben).

Bach- oder Flussablagerung

Talfüllungen aus fluviatilen Sedimenten und Böden wurden entlang größerer Gerinne (z.B. Ringendorfer Graben, Senningbach) sowie den kleineren Zuflüssen kartiert (ebene Fläche entlang von noch existierenden und ehemaligen Wasserläufen).

Anthropogene Ablagerung/Bedeckung (Anschüttung, Verfüllung, Dämme)

Nordöstlich des Leeberges bei Großmugl befindet sich eine ehemalige Ziegelgrube, die heute als Bauschuttdeponie verwendet wird. Die Abraumhalden des ehemaligen Steinbruchs westlich der Raingrubenhöhe (siehe Abschnitt Reingrub-Formation) entsprechen weitgehend dem Ausbiss der Reingrub-Formation außerhalb des Tagebaues, sodass hier auf eine separate Kennzeichnung verzichtet wurde.

Strukturelle Interpretation

Die Fortschritte der laufenden Kartierung bestätigen die bisherigen Interpretationen (z.B. GRILL, 1957, 1962; WESSELY et al., 2006) in weiten Teilen, insbesondere die Verbreitung der großen strukturellen Einheiten Autochthone Molasse, Roseldorf-Zone und Waschberg-Ždánice-Einheit. Der 2017 auskartierte Bereich der Waschberg-Ždánice-Einheit zeigt zudem deutlich das Vorhandensein zahlreicher NW-SE verlaufender Querstörungen, die sowohl die einzelnen Einheiten diese Zone gegeneinander versetzen, als auch die Grenze (Überschiebung) zwischen Roseldorf-Zone und Waschberg-Ždánice-Einheit betreffen. Auch hierbei ist mit Versätzen von mehreren hundert Metern zu rechnen. Das generelle Einfallen der Schichten in der Waschberg-Ždánice-Einheit wurde bestätigt.

Literatur

- GEBHARDT, H. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 351–353, Wien.
- GEBHARDT, H. (2017): Campanian to Maastrichtian planktic foraminifera of the Pálava Formation from the southern Waschberg-Ždánice Unit, Lower Austria. – 10th International Symposium on the Cretaceous – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **120**, 94, Wien.
- GEBHARDT, H. (2018): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 183–186, Wien.
- GEBHARDT, H. & ČORIĆ, S. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt 5313 Hollabrunn Südost. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154/1–4**, 365–370, Wien.
- GEBHARDT, H., ČORIĆ, S., KRENMAYR, H.-G., STEININGER, H. & SCHWEIGL, J. (2013): Neudefinition von lithostratigraphischen Einheiten des oberen Ottnangium (Untermiozän) in der alpin-karpatischen Vortiefe Niederösterreichs: Pixendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153/1–4**, 15–32, Wien.
- GOHRBANDT, K. (1962). Die Kleinforaminiferen des obereozänen Anteils der Reingrub Serie bei Bruderndorf (Bezirk Korneuburg, Niederösterreich). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **54**, 55–145, Wien.
- GRILL, R. (1957): Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GRILL, R. (1962): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – 52 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRENMAYR, H.-G., ČORIĆ, S., GEBHARDT, H., IGLSEDER, C., LINNER, M., MANDL, G.W., REITNER, J., ROCKENSCHAUB, M., ROETZEL, R. & RUPP, C. (2012): Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152/1–4**, 57–66, Wien.
- KRHOVSKY, J., RÖGL, F. & HAMRSMID, B. (2001): Stratigraphic correlation of the Late Eocene to Early Miocene of the Waschberg Unit (Lower Austria) with the Zdanice and Pouzdrany Units (South Moravia). – In: PILLER, W. & RASSER, M.W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps, 225–254, Wien.
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – Proceedings of the 2nd Planktonic Conference, Roma 1970, 739–785, Roma.
- PALZER-KHOMENKO, M., KNIERZINGER, W., WAGREICH, M., MESZAR, M., GIER, S., SOLIMAN, A. & KALLANXHI, M.-E. (2016): A new litho- and chemostratigraphical concept for the Miocene Lower Austrian Molasse Basin (LAMB). – GeoTiro1 2016, Abstract Volume, 255, Innsbruck.
- PALZER-KHOMENKO, M., WAGREICH, M., KALLANXHI, M.-E., SOLIMAN, A., KNIERZINGER, W., MESZAR, M. & GIER, S. (eingereicht): Facies, paleoenvironment and depositional age of the Lower Miocene Traisen Formation, Wildendürnbach Formation and “Oncophora Beds” in Lower Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences.
- PRIEWALDER, H. (1973): Die Coccolithophoridenflora des Locus typicus von Pseudotextularia elegans (Rzehak), Reingrubenhöhe, Niederösterreich; (Maastricht). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **116**, 3–34, Wien.
- ROETZEL, R., AHL, A., GÖTZINGER, M.A., KOÇIU, A., PRISTACZ, H., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P. & WESSELY, G. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres. – 150 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RÖGL, F., KRHOVSKY, J., BRAUNSTEIN, R., HAMRSMID, B., SAUER, R. & SEIFERT, P. (2001): The Ottenthal Formation revised – sedimentology, micropaleontology and stratigraphic correlation of the Oligocene Ottenthal sections (Waschberg Unit, Lower Austria). – In: PILLER, W. & RASSER, M.W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps, 291–346, Wien.
- RZEHAK, A. (1891): Die Foraminiferenfauna der alttertiären Ablagerungen von Bruderndorf in Niederösterreich, mit Berücksichtigung des angeblichen Kreidevorkommens von Leitersdorf. – Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, **6/1**, 1–12, Wien.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): 1:200.000: Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SEIFERT, P. (1980): Das Eozän der Waschbergzone (N.Ö.) und die angrenzenden Teile des Oberpaläozän und Unteroligozän: Stratigraphie, Mikrofazies, Paläogeographie und Tektonik. – Dissertation der Formal- und Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Wien, 419 S., Wien.
- SUMMESBERGER, H., ŠVÁBENICKÁ, L., CECH, S., HRADECKÁ, L. & HOFMANN, T. (1999): New palaeontological and biostratigraphical data on the Klement and Pálava Formations (Upper Cretaceous) in Austria (Waschberg-Ždánice Unit). – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **100 A**, 39–79, Wien.
- WESSELY, G., GANGL, G., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, T., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): Niederösterreich. – 416 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

HOLGER GEBHARDT

Im Jahr 2018 wurden die verbliebenen Gebiete des südöstlichen Viertelblattes in den tektonischen Einheiten Autochthone Molasse, Roseldorf-Zone, und Waschberg-Ždánice-Einheit einschließlich der „Jüngeren (quartären) Bedeckung“ geologisch kartiert. Weiters wurden im nördlichen Bereich der Waschberg-Ždánice-Einheit des Arbeitsgebietes ergänzende Handbohrungen durchgeführt und biostratigrafisch ausgewertet. Die 29 Proben wurden vom Autor auf Foraminiferen und von Stjepan Čorić (GBA) auf kalkiges Nannoplankton hin untersucht. Die bearbeiteten Gebiete befinden sich am nördlichen und östlichen Rand des Viertelblattes. Sie reichen vom westlichen Kartenblatttrand (Obergrub) bis zum Ortseingang von Lachsfeld im Osten. Während westlich von Großmugl nur ein schmaler, W-E verlaufender Streifen auskartiert wurde, reicht das Arbeitsgebiet im Osten bis nach Niederhollabrunn im Süden. Die Unterscheidung und Benennung der pleistozänen und holozänen Einheiten (Junge Bedeckung) erfolgte entsprechend den Vorgaben in KRENMAYR et al. (2012). Die Benennung der übrigen Einheiten erfolgt entsprechend der vorhandenen Literatur (GRILL, 1962; SCHNABEL et al., 2002; ROETZEL et al., 2009), bzw. den eigenen Beobachtungen. Tabelle 1 zeigt die in den Jahren 2016 bis 2018 genommenen Proben, für die eine biostratigrafische Zuordnung zu den entsprechenden prä-pleistozänen Formationen bzw. informellen Einheiten erfolgte. Die gefundenen Foraminiferen- bzw. kalkigen Nannoplanktonassoziationen entsprechen weitgehend jenen im Bericht 2012–2013 (GEBHARDT & ČORIĆ, 2014).

Kartierte Einheiten

Autochthone Molasse

Laa-Formation (Karpatum)

Die dominierenden dunkelgrauen Tonmergel und untergeordneten Sande bzw. Sandsteine entlang der meisten Ost- und Südhänge der Täler sind in mm- bis cm-dicken Lagen geschichtet und verwittern hellgrau bzw. später grünlich (Mergel) bis gelblich (Mergel, Sandsteine). Östlich von Großmugl und bei Ringendorf tritt Laa-Formation auch auf den Hochflächen auf, aber auch hier nur auf den westlichen Anteilen der Höhenzüge. Östlich von Großmugl befindet sich auch eine der wenigen Stellen, wo Laa-Formation direkt an die Křepice-Formation der Roseldorf-Zone angrenzt. Die Sedimente der Laa-Formation wurden während des Karpatoriums abgelagert (z.B. ROETZEL et al., 2009), was auch durch die Untersuchung der Foraminiferenfaunen und Nannoplanktonflore aus Proben aus dem Arbeitsgebiet bestätigt wurde, sofern keine Kontamination durch Löss oder solifluidale Sedimente erfolgte.

Als weitere Fazies der Laa-Formation treten in der Gegend um Ringendorf auffällige, Geröll führende Schichten auf. Die Schichten bestehen im Wesentlichen aus Geröllen mit 1 bis 20 cm Durchmesser, vereinzelt auch aus größeren Komponenten. Es handelt sich um überwiegend hellgraue,

teilweise karbonatische Feinsandsteine, die hier vorläufig als Flyschsandsteingerölle interpretiert werden. Da im Arbeitsgebiet keine Aufschlüsse gefunden wurden, die den Schichtaufbau erkennen lassen, muss auf die Beschreibung dieser Schichten im nördlich anschließendem Kartenblatt Hadres zurückgegriffen werden (ROETZEL et al., 2009). Danach handelt es sich um matrixgestützte Kiese mit kalkigen Tonsilten und feinsandigen Silten als Matrix (Geröllmergel), die aufgrund ihres erosiven Kontaktes zum Unterlager und weiterer umgelagerter Komponenten (z.B. große Pelitschollen, Molluskenreste, Pflanzenreste etc.) als debritische Rinnenfüllungen interpretiert werden.

Roseldorf-Zone

Křepice-Formation (Eisenschüssige Sande Tone und Sande, oberes Ottnangium?)

Die östlich der Senning-Überschiebung anstehende Křepice-Formation ist, wie auch die Laa-Formation, überwiegend auf den Westseiten der Höhenzüge aufgeschlossen, insbesondere am Wehrberg und am Schmalberg. Die Ost- und Südhänge sind weitgehend mit Löss bedeckt. Allerdings nimmt die Lössüberdeckung nach Norden hin ab. Nördlich von Bruderndorf sind die Hänge westlich des Senningbaches nur teilweise von Löss überdeckt und in der Nähe der Nordgrenze des Arbeitsgebietes steht Křepice-Formation fast flächendeckend an. Östlich der Leitzersdorf-Überschiebung kommt Křepice-Formation nicht vor. Die kalkfreien, dunkelgrauen dm-geschichteten Tone, Siltsteine und dünnbankigen (mm–cm) Sandsteine verwittern hellgrau bis grünlich. Sand- und Siltsteine sind im frischen Zustand ebenfalls dunkelgrau und verwittern gelblich bis orangefarben. Toneisensteinkonglomerate (GRILL, 1962) und ihre scherbigen Bruchstücke sind ein sehr wichtiges Hilfsmittel für die Identifikation dieser lithologischen Einheit im Arbeitsgebiet, insbesondere bei der Unterscheidung vom Lösslehm. Weitere Informationen zur Lithologie sind bei GEBHARDT (2016a) zu finden. Als Alter der Schichten wird aufgrund der großen lithologischen Ähnlichkeit mit der Traisen-Formation am Wagram und südlich der Donau das obere Ottnangium angenommen (GRILL, 1962; GEBHARDT et al., 2013).

Waschberg-Ždánice-Einheit

Klentnice-Formation (Oxfordium bis Kimmeridgium)

Die südlichsten Vorkommen befinden sich am Leeberg südwestlich von Niederfellabrunn. Sie erstrecken sich von hier in einem zunehmend breiteren Streifen Richtung Nordnordost. Die Vorkommen sind in der Regel kleinräumig (mehrere 10er- bis 100er Meter), einige wenige auch großräumig (Leeberg nördlich Niederfellabrunn, Hundsberg, östlich Raingrubenhöhe; mehrere 100er Meter).

Bei den Sedimenten handelt es sich um fein- bis mittelkörnige, graue Kalksandsteine bzw. sandige Kalkmergel. Sie sind teilweise mürbe und zerfallen bei Verwitterung zu sandigen Tonmergeln. Auf frischen Bruchflächen fallen glitzernde Kristallflächen von sandigen und biogenen Komponenten auf, die dem Gestein ein dolomitartiges Erscheinungsbild verleihen. Der Rückstand der Schlammproben enthält zahlreiche Echinodermen- und Muschelfragmente sowie typische, von Trocholinen und Nodosariiden dominierte, benthische Foraminiferenasso-

ziationen. Erhaltene Makrofossilien sind im Arbeitsgebiet extrem selten. Es wurden nur vereinzelt Ammoniten- und Bivalvenreste gefunden. Für viele der kleinräumigen Vorkommen wird angenommen, dass es sich um Olistholithe in der Ždánice-Hustopeče-Formation (Schieferige Tonmergel) bzw. den Blockschichten handelt. Zumindest die größeren Vorkommen sind an Schuppengrenzen gebunden.

Pálava-Formation (Campanium bis Maastrichtium)

Gesteine der Pálava-Formation wurden südöstlich und östlich der Reingrubenhöhe, westlich des Hundsberges und im Bereich der Leeberge (Hügelgräber) westlich und nördlich von Niederfellabrunn gefunden. Die Vorkommen dort sind eng mit den Gesteinen der Klentnice-Formation (Oberuura) verbunden. Die Gesteine der Pálava-Formation beinhalten sowohl glaukonitische Sandsteine (bzw. Sande), als auch graue bis grüne Mergel sowie sandige Mergel. Nördlich und westlich von Niederfellabrunn finden sich auf den landwirtschaftlich genutzten Flächen zahlreiche, annähernd kugelförmige Konkretionen aus grünen (glaukonitischen?) Körnern. Die biostratigrafische Einstufung der untersuchten Proben mit teilweise exzellent erhaltenen planktischen Foraminiferenassoziationen (GEBHARDT, 2018a) ergab ein ausschließlich spätkretazisches Alter der Schichten (Campanium bis Maastrichtium).

Bruderndorfer Schichten (Paläozän)

Von den dunkelgrauen Mergeln und einzelnen, cm–dm mächtigen Lagen von Lithothamnienkalken (sogenannte Nulliporenkalke) wurden mehrere kleinräumige Vorkommen rund um die Raingrubenhöhe entdeckt. Sie befinden sich an Schuppengrenzen und sind jeweils mit Vorkommen von Pálava-Formation (und anderen Einheiten) verknüpft.

Graue Mergel des Lutetiums

Die grauen Mergel des Lutetiums lassen sich keiner bereits beschriebenen lithostratigrafischen Einheit zuordnen. Die Mergel verwittern gelborange und enthalten einen teilweise hohen Sandfraktionsanteil. Die Vorkommen sind kleinräumig und es bleibt unklar, ob es sich um Olistholithe, also um Komponenten der Blockschichten handelt, oder um Schuppen bzw. Schürflinge. Von Nord nach Süd geordnet befinden sich die Vorkommen westlich der Höhe 304 m, östlich und südöstlich der Flur Grünstatt, am westlichen Rand des Nordendes des Praunsberges sowie an dessen Südende.

Waschberg-Formation (Ypresium–basales Lutetium)

Gesteine der Waschberg-Formation wurden in 2018 am Praunsberg und in der Nordhälfte und am Westhang des sich an diesem südlich anschließenden Höhenzug auskartiert. Die gelblich bis rotbraun verwitternden Sandsteine und Konglomerate weisen einen hohen, aber stark variierenden Anteil an kalkigen Biogenen auf (Nummuliten, Mollusken, Corallinaceen u.a.). In den ehemaligen Steinbrüchen am Südende des Praunsberges sind mehrere Ablagerungszyklen mit gradierten Schichtungen (fining-upward) und Entwässerungsstrukturen gut aufgeschlossen, die auf Debrite bzw. turbiditische Ablagerungen schließen lassen. Eine ausführliche Gesteinsbeschreibung ist in GEBHARDT & ČORIĆ (2014) und TORRES-SILVA & GEBHARDT (2015) zu finden. Die Großforaminiferenassozia-

tionen zeigen ein Ypresium- bis basales Lutetium-Alter an (TORRES-SILVA & GEBHARDT, 2015), die Alter nach planktischen Foraminiferen aus den Mergelzwischenlagen bestätigen diese Einstufungen (GEBHARDT & ČORIĆ, 2014).

Graue Mergel des Priaboniums

Die grauen, gelborange verwitternden Mergel des Priaboniums lassen sich keiner bereits in der Literatur beschriebenen lithostratigrafischen Einheit zuordnen. Es wurden kleinräumige Vorkommen am Nordende des Praunsberges und in der Nordostecke des Viertelblattes in direkter Nachbarschaft zu Blockschichten entdeckt.

Ottenthal-Formation (Graugrüne Mergel des unteren Oligozäns, Kiscellium)

Die kleinräumigen Vorkommen befinden sich in der Nordostecke des Viertelblattes (Fortsetzung auf GK 23 Hadres; ROETZEL et al., 2009) und SSW der Raingrubenhöhe auf der Hochfläche eines Ausläufers derselben. Die AltersEinstufung aufgrund der planktischen Foraminiferen- und Nannoplanktonassoziationen ermöglicht die Parallelisierung mit der Ottenthal-Formation (siehe auch frühere Aufnahmeberichte, GEBHARDT, 2018b, c).

Michelstetten-Formation (Mergel des basalen unteren Miozäns, spätes Egerium)

Zwei kleinräumige Gebiete am Zeiselberg und südlich der Raingrubenhöhe wurden aufgrund der biostratigrafischen Einstufung (Nannoplankton-Zone NN1) des Probenmaterials dem basalen unteren Miozän bzw. späten Egeriums, der Michelstetten-Formation zugeordnet. Es handelt sich um graugrüne Tonmergel (Zeiselberg) bzw. graue Mergel mit rosa bis dunkelbraunen Sandlagen (Raingrubenhöhe). Die Lithologie ist im Kartiergebiet nur aus den Handbohrungen bekannt und stimmt mit der auf dem Kartenblatt 23 Hadres (ROETZEL et al., 2009) weitgehend überein.

Ždánice-Hustopeče-Formation (Schieferige Tonmergel, Auspitzer Mergel; Eggenburgium)

Die Schichten treten im gesamten Bereich der Waschberg-Ždánice-Einheit, mit Ausnahme des äußersten westlichen Randes, auf. Kartiert wurde die Ždánice-Hustopeče-Formation zwischen Weinberg im Süden über die Raingrubenhöhe bis zum Dornberg am nördlichen Blattrand. Im Osten reicht sie ebenfalls bis zum Rand des Viertelblattes. Die grünlich bis weißlich verwitternden dunkelgrauen Mergel und siltigen Mergel weisen oft Sandsteinlagen stark unterschiedlicher Mächtigkeit auf. Zwar überwiegen dünne Lagen (mm–cm), doch treten auch solche mit mehr als 1 m Dicke auf. An der Westflanke des Weinberges sind an einer gut aufgeschlossenen Böschung dm- bis m-mächtige Sandsteinbänke mit gradierter Schichtung (fining-upward) und Mergel zu finden (turbiditische Sedimentation). Blockschichten sind innerhalb der Ždánice-Hustopeče-Formation weit verbreitet, insbesondere am Weinberg. Sie treten nach Norden hin jedoch seltener auf (siehe unten). Eine ausführliche lithologische Beschreibung einschließlich des Fossilinhaltes und der Altersstellung ist in GEBHARDT & ČORIĆ (2014) zu finden. Die Foraminiferen und Nannoplanktonassoziationen bestätigen die früheren Alterseinstufungen (Eggenburgium, NN2 bis NN3).

Blockschichten (Eggenburgium)

Blockschichten treten im selben Bereich auf wie die Ždánice-Hustopeče-Formation (siehe oben). Konglomerate mit hohem Kristallingeröllanteil und Schotter dieser als submarine Debrite (GEBHARDT & ČORIĆ, 2014) interpretierten Ablagerungen wurden als eigene Einheit auskartiert. Die oft deutlich als längliche Erhebungen erkennbaren Sedimentkörper streichen generell SSW–NNE. Am Weinberg biegen sie jedoch nach WSW–ESE um.

Junge Bedeckung

Älterer Deckenschotter (Höhere Terrassenschotter, Günz-Eiszeit)

Das einzige in 2018 kartierte Vorkommen befindet sich östlich von Großmugl am südlichen Rand des Talbodens des Ottendorfer Baches. Es bildet hier eine schmale Terrassenfläche oberhalb des Fahrweges. Die Schotter entsprechen auch von der Höhenlage (220 m) den bisherigen Beschreibungen (z.B. GEBHARDT, 2016a).

Jüngerer Deckenschotter („Jungpleistozän“)

In 2018 wurde nur ein Vorkommen des jüngeren Deckenschotters angetroffen. Es befindet sich südlich des Senningbaches zwischen Streitdorf und Niederfellabrunn. Die Schotter bestehen überwiegend aus Quarzkieseln, sind relativ feinkörnig (Korndurchmesser generell < 2 cm) und bilden eine flache Geländeerhebung (wenige dm) am Rande des Talbodens. Auch das Niveau von 200 Höhenmetern ist typisch für diese Kartierungseinheit.

Löss, untergeordnet Lösslehm

Die typischen gelblichen, kalkhaltigen, teilweise feinsandigen Silte mit kurzen Pseudomyzelien, Konkretionen (Lösskindl) und/oder Lössschnecken nehmen weite Flächen auf den Hochebenen und den Ostabhängen der Höhenzüge zwischen Untergrub, Ringendorf, Streitdorf und Niederfellabrunn ein. Löss bedeckt zudem weite Bereiche der Hangfüße entlang der N–S verlaufenden Bäche und Gräben im Bereich von Autochthoner Molasse, Roseldorfzone und Waschberg-Ždánice-Einheit. Zum nördlichen Rand des Arbeitsgebietes und zur Waschberg-Ždánice-Einheit hin nimmt die geschlossene Lössbedeckung mit der Höhenzunahme und Exponiertheit ab. Teilweise zeichnen sich deutliche Dünenformen ab (z.B. Flur Nesselbrunn südöstlich Raingrubenhöhe).

Gleit- und Fließmassen, Abrisskanten (Würm bis Spätglazial, teilweise rezent)

Das Vorkommen von Massenbewegungsablagerungen wurde an mehreren Stellen im Arbeitsgebiet auskartiert (LOTTER & GEBHARDT, 2018, dieser Band). Dabei handelt es sich um Gleit- und Fließmassen, teilweise auch Erdstromablagerungen, die feine und grobe Komponenten bis Blockgröße je nach Herkunftsgebiet enthalten können (z.B. Waschberg-Formation, Blockschichten). Großräumige Ablagerungen (mehrere 100 m Erstreckung) wurden südlich des Praunsberges kartiert. Kleinräumige Vorkommen sind nur wenige 10er Meter groß und befinden sich in Obergrub, am Weinberg und südlich des Praunsberges. Die jeweiligen Abrisskanten wurden, sofern deutlich im Gelände oder Laserscan erkennbar, ebenfalls verzeichnet.

Soliflukts- und Flächenspülsediment

Die braunen, meist kalkfreien Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. In vielen kleinen Tälern zeichnet das Vorkommen dieser Sedimente den Verlauf der ehemaligen Gerinne nach. Der Übergang zu den höher gelegenen Hangarealen mit anstehendem Gestein des Untergrundes ist durch einen Hangknick gekennzeichnet. Eine Ableitung des Lehms aus Löss ist für weite Gebiete anzunehmen.

Bach- oder Flussablagerung

Talfüllungen aus fluviatilen Sedimenten und Böden wurden entlang größerer Gerinne (z.B. Ringendorfer Graben, Mugler Bach, Ottendorfer Bach, Senningbach) sowie den kleineren Zuflüssen kartiert (ebene Fläche entlang von noch existierenden und ehemaligen Wasserläufen).

Schwemmfächer

Deutliche kegelförmige morphologische Erhebungen in Verbindung mit Einmündungen von Bächen oder Taleinkerbungen wurden an zwei Stellen im Senningbachtal nördlich Bruderndorf kartiert.

Anthropogene Ablagerung/Bedeckung (Anschüttung, Verfüllung, Dämme)

Künstliche Auffüllungen mit Bauschutt größeren Ausmaßes befinden sich nördlich von Bruderndorf als Auffüllung eines Grabens oder, weiter nördlich, als Hangstabilisierung entlang eines rutschungsgefährdeten Prallhanges. Am Westrand von Niederfellabrunn befindet sich eine größere betonierete Fläche, die als Rübenlagerplatz genutzt wird.

Strukturelle Interpretation

Die bereits in den Vorjahren beschriebene Haselbach-Schuppe (GEBHARDT, 2016b) setzt sich bis in den Bereich östlich von Bruderndorf fort, ist hier aber mit (wiederum) eingeschuppten oberjurassischen Sedimenten verknüpft (Klentnice-Formation). Nordöstlich von Bruderndorf erfolgt ein deutlicher sinistraler Versatz der Leitersdorf-Überschiebung um ca. 800–900 m. Da in diesem Bereich nur pleistozäne und holozäne Ablagerungen vorkommen, konnte der genaue Versatzbetrag nur abgeschätzt werden. Westlich des Senningbaches konnte nahe der nördlichen Blattgrenze an zwei Stellen in Sedimenten der Křepice-Formation (Roseldorf-Zone) das Schichteinfallen gemessen werden (ca. 30° in südöstlicher Richtung). Der Verlauf der Senning-Überschiebung am Westrand der Roseldorf-Zone entspricht weitgehend dem in GRILL (1957) dargestellten Verlauf.

Insgesamt ergibt sich für die Waschberg-Ždánice-Einheit im Bereich nördlich von Niederhollabrunn ein differenziertes strukturgeologisches Bild. Die südliche Hälfte um Niederfellabrunn ist zweigeteilt in die westliche Haselbach-Schuppe und einen östlichen Bereich aus überwiegend untermiozänen Ablagerungen einschließlich Waschberg-Formation. Nördlich des Versatzes der Leitersdorf-Überschiebung bei Bruderndorf ist die Waschberg-Ždánice-Einheit in mehrere Schuppen gegliedert, die wiederum an Seitenverschiebungen versetzt wurden. Da-

mit ergibt sich auch, im Gegensatz zum südlich anschließenden Abschnitt, ein unterschiedlich starker Versatz der Leitersdorf-Überschiebung nach Westen. Zumindest ein Teil der Störungen zeichnet sich auch deutlich im Gewässernetz ab.

Literatur

- GEBHARDT, H. (2016a): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 351–353, Wien.
- GEBHARDT, H. (2016b): New results from field mapping at the southern end of the Waschberg-Ždánice Unit: Consequences for structural interpretation and paleogeography. – Molasse Meeting 2016 and 18th Conference on Upper Tertiary, Brno, Abstracts book, 9, Brno.
- GEBHARDT, H. (2018a): Campanian to Maastrichtian planktic foraminifera of the Pálava Formation may point to southward flow of boreal waters into the Penninic Ocean. – Pangeo Austria 2018. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 32, Wien.
- GEBHARDT, H. (2018b): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 183–186, Wien.
- GEBHARDT, H. (2018c): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 186–189, Wien.
- GEBHARDT, H. & ČORIĆ, S. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt 5313 Hollabrunn Südost. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154/1–4**, 365–370, Wien.
- GEBHARDT, H., ČORIĆ, S., KRENMAYR, H.-G., STEININGER, H. & SCHWEIGL, J. (2013): Neudefinition von lithostratigraphischen Einheiten des oberen Otnangium (Untermiozän) in der alpin-karpatischen Vortiefe Niederösterreichs: Pixendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153/1–4**, 15–32, Wien.
- GRILL, R. (1957): Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GRILL, R. (1962): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – 52 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRENMAYR, H.-G., ČORIĆ, S., GEBHARDT, H., IGLSEDER, C., LINNER, M., MANDL, G.W., REITNER, J., ROCKENSCHAUB, M., ROETZEL, R. & RUPP, C. (2012): Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152/1–4**, 57–66, Wien.
- LOTTER, M. & GEBHARDT, H. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen (Solifluktion, gravitative Massenbewegungen) auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 197–199, Wien.
- ROETZEL, R., AHL, A., GÖTZINGER, M.A., KOČIU, A., PRISTACZ, H., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P. & WESSELY, G. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres. – 150 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000: Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- TORRES-SILVA, A.I. & GEBHARDT, H. (2015): Eocene larger benthic foraminifera (nummulitids, orthophragminids) from the Waschberg-Ždánice Unit, Lower Austria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155/1–4**, 99–110, Wien.

Proben	Formation	Rechtswert (UTM 33)	Hochwert (UTM 33)
GEB16/03/07-1	Pálava	592968	5364457
GEB16/03/09-1	Pálava	593361	5365086
GEB16/03/10-1	Pálava	594173	5365486
GEB16/03/11-2	Ždánice-Hustopeče	593600	5364603
GEB16/03/11-3	Ždánice-Hustopeče	593409	5364285
GEB16/03/24-1	Bruderndorfer Schichten	598022	5366462
GEB16/03/24-3	Laa	587210	5367476
GEB16/11/14-1	Laa	586326	5369388
GEB16/11/14-2	Laa	586643	5369126
GEB16/11/21-1	Pálava	596074	5371538
GEB16/11/21-4	Reingrub	596232	5371426
GEB16/11/21-5	Klentnitz	596763	5369779
GEB16/11/22-1	Ždánice-Hustopeče	596703	5370316
GEB16/11/22-2	Ottental	596585	5370709
GEB16/11/22-3	Ždánice-Hustopeče	596428	5370604
GEB16/11/22-4	Pálava	596273	5370566
GEB16/11/22-5	Pálava	596293	5370621
GEB16/11/22-6	Pálava	597609	5371048
GEB16/11/23-1	Ždánice-Hustopeče	597973	5367765
GEB16/11/23-3	Waschberg	598262	5368600
GEB16/11/23-4	Lutet-Mergel	598169	5368540

Proben	Formation	Rechtswert (UTM 33)	Hochwert (UTM 33)
GEB16/11/23-5	Ždánice-Hustopeče	597899	5368574
GEB16/11/25-1	Lutet-Mergel	598507	5368332
GEB16/11/25-2	Lutet-Mergel	598473	5368209
GEB16/11/25-3	Ždánice-Hustopeče	598487	5368058
GEB16/11/25-4	Ždánice-Hustopeče	598141	5368478
GEB16/11/28-2	Lutet-Mergel	598186	5366818
GEB16/11/28-3	Bruderndorfer Schichten	598129	5366599
GEB16/11/28-4	Lutet-Mergel	598240	5366933
GEB16/11/29-1	Ždánice-Hustopeče	597193	5367169
GEB16/11/29-2	Ždánice-Hustopeče	597163	5367081
GEB16/11/29-3	Ždánice-Hustopeče	597163	5367081
GEB16/11/30-1	Ždánice-Hustopeče	598474	5367530
GEB16/11/30-2	Ždánice-Hustopeče	598477	5367680
GEB16/11/30-3	Lutet-Mergel	598079	5367342
GEB16/12/05-1	Ždánice-Hustopeče	597793	5368797
GEB16/12/05-2	Ždánice-Hustopeče	598114	5368635
GEB16/12/05-3	Pálava	596315	5369354
GEB16/12/05-4	Klentnitz	596382	5369345
GEB16/12/05-5	Pálava	596633	5369210
GEB16/12/05-6	Pálava	596742	5369233
GEB16/12/05-7	Ždánice-Hustopeče	597057	5369058
GEB16/12/06-1	Pálava	596581	5371918
GEB16/12/06-2	Bruderndorfer Schichten	596441	5371875
GEB16/12/06-3	Pálava	596512	5371723
GEB16/12/06-4	Lutet-Mergel	596566	5371678
GEB16/12/06-5	Pálava	598360	5372669
GEB16/12/06-6	Pálava	598454	5372656
GEB17/03/02-1	Laa	587578	5369234
GEB17/03/02-2	Laa	587940	5369632
GEB17/03/07-2	Laa	591228	5369548
GEB17/03/14-21	Ždánice-Hustopeče	596451	5371361
GEB17/03/15-4	Ždánice-Hustopeče	597031	5371139
GEB17/03/15-5	Ždánice-Hustopeče	597113	5371165
GEB17/03/15-6	Ždánice-Hustopeče	597143	5371086
GEB17/03/15-8	Klentnitz	597338	5371170
GEB17/03/15-9	Ždánice-Hustopeče	597562	5371085
GEB17/03/15-10	Lutet-Mergel	597706	5371026
GEB17/03/15-11	Ždánice-Hustopeče	597745	5371020
GEB17/03/15-12	Ždánice-Hustopeče	597789	5371056
GEB17/03/15-13	Ždánice-Hustopeče	597976	5371013
GEB17/03/15-14	Ždánice-Hustopeče	598135	5370920
GEB17/03/15-15	Ždánice-Hustopeče	598386	5370801
GEB17/03/15-16	Ždánice-Hustopeče	598500	5370697
GEB17/03/16-6	Ždánice-Hustopeče	597674	5371401
GEB17/03/16-8	Ždánice-Hustopeče	598080	5371406
GEB17/03/16-9	Ždánice-Hustopeče	598221	5371449
GEB17/03/16-10	Ždánice-Hustopeče	598390	5371339
GEB17/03/16-11	Ždánice-Hustopeče	598498	5372452

Proben	Formation	Rechtswert (UTM 33)	Hochwert (UTM 33)
GEB17/03/16-12	Ždánice-Hustopeče	598414	5372484
GEB17/03/16-13	Ottental	598270	5372624
GEB17/03/21-1	Ždánice-Hustopeče	598412	5372242
GEB17/03/21-2	Ždánice-Hustopeče	598317	5372271
GEB17/03/21-3	Ždánice-Hustopeče	598206	5372182
GEB17/03/21-4	Ždánice-Hustopeče	598059	5372402
GEB17/03/21-5	Ždánice-Hustopeče	597599	5372797
GEB17/03/21-6	Blockschichten	597661	5372556
GEB17/03/21-7	Křepice	596716	5372420
GEB17/03/21-8	Michelstetten	596942	5372394
GEB17/03/21-10	Klentnitz	597320	5372156
GEB17/03/21-11	Ottental	597572	5372233
GEB17/03/21-12	Ottental	597431	5371935
GEB17/03/21-13	Klentnitz	597680	5371944
GEB17/03/22-1	Ždánice-Hustopeče	597899	5370307
GEB17/03/22-2	Ždánice-Hustopeče	597813	5370340
GEB17/03/22-5	Ždánice-Hustopeče	597266	5370637
GEB17/03/22-6	Ždánice-Hustopeče	597085	5370661
GEB17/03/22-7	Klentnitz	596981	5370717
GEB17/03/22-9	Pálava	596400	5368874
GEB17/03/22-11	Pálava	596152	5368887
GEB17/03/22-12	Pálava	596050	5368828
GEB17/03/22-15	Klentnitz	596000	5368709
GEB17/03/23-4	Ždánice-Hustopeče	597098	5367642
GEB17/03/23-5	Ždánice-Hustopeče	597439	5367599
GEB17/03/23-6	Ždánice-Hustopeče	598293	5369543
GEB17/03/23-7	Lutet-Mergel	598369	5369546
GEB17/03/23-9	Ždánice-Hustopeče	598069	5369610
GEB17/03/23-11	Ždánice-Hustopeče	597862	5369741
GEB17/03/23-12	Ždánice-Hustopeče	597598	5369740
GEB17/03/24-1	Michelstetten	596854	5370785
GEB17/03/24-2	Ždánice-Hustopeče	596792	5370833
GEB17/03/24-3	Ždánice-Hustopeče	596713	5370766
GEB17/03/24-4	Ottental	596525	5370635
GEB17/03/24-5	Ždánice-Hustopeče	596375	5370694
GEB17/03/24-6	Pálava	596297	5370739
GEB17/03/24-7	Křepice	595891	5370748
GEB17/03/24-8	Pálava	596463	5371329
GEB17/03/27-1	Laa	586235	5370169
GEB17/03/28-1	Laa	587863	5369958
GEB17/03/31-1	Laa	587971	5371660
GEB17/04/04-2	Laa	588879	5371572
GEB17/11/22-1	Ždánice-Hustopeče	596212	5367189
GEB17/11/22-2	Ždánice-Hustopeče	597097	5367379
GEB17/11/23-1	Pálava	595933	5370116
GEB17/11/23-2	Pálava	596096	5370092
GEB17/11/24-1	Křepice	595959	5371399
GEB17/11/24-2	Pálava	596111	5371326

Proben	Formation	Rechtswert (UTM 33)	Hochwert (UTM 33)
GEB17/11/24-3	Pálava	596090	5371158
GEB17/11/27-1	Pálava	596274	5371009
GEB17/11/27-2	Ždánice-Hustopeče	596580	5370959
GEB17/11/27-3	Bruderndorfer Schichten	596646	5370856
GEB17/11/28-1	Pálava	596392	5370371
GEB17/11/28-2	Pálava	596560	5370570
GEB17/11/28-3	Pálava	596477	5370163
GEB17/11/28-4	Pálava	596535	5370298
GEB17/11/28-5	Ždánice-Hustopeče	596809	5370573
GEB17/12/07-1	Pálava	596381	5371320
GEB18/03/09-1	Laa	592390	5371924
GEB18/03/22-1	Laa	588852	5372369
GEB18/03/27-1	Ždánice-Hustopeče	597062	5370224
GEB18/03/27-2	Klentnitz/Soli	596827	5369923
GEB18/03/27-3	Pálava	596752	5369873
GEB18/03/29-1	Ždánice-Hustopeče	597531	5372492
GEB18/03/29-2	Lutet-Mergel	597731	5372305
GEB18/04/03-1	Lutet-Mergel	597571	5371231
GEB18/04/03-2	Blockschichten	597750	5371169
GEB18/04/03-3	Ždánice-Hustopeče	597708	5371006
GEB18/04/03-4	Klentnitz	597640	5371990
GEB18/04/04-2	Blockschichten	597000	5370922
GEB18/04/04-3	Ždánice-Hustopeče	596791	5371015
GEB18/04/04-4	Pálava	596623	5371275
GEB18/04/05-1	Ždánice-Hustopeče	597064	5371528
GEB18/04/05-2	Lutet-Mergel	597577	5371584
GEB18/04/05-3	Klentnitz	597491	5371892
GEB18/04/05-4	Klentnitz	597272	5371954
GEB18/04/06-1	Klentnitz	597629	5371968
GEB18/04/06-2	Blockschichten	598339	5371725
GEB18/04/06-4	Reingrub	598358	5372577
GEB18/04/09-1	Ždánice-Hustopeče	598192	5371289
GEB18/04/09-2	Blockschichten	597741	5371502
GEB18/04/10-1	Ždánice-Hustopeče	598611	5369574
GEB18/04/10-2	Reingrub	598415	5369708
GEB18/04/10-3	Lutet-Mergel	598127	5368855
GEB18/04/11-3	Pálava	596330	5369172
GEB18/04/12-1	Klentnitz	595602	5367865
GEB18/04/12-2	Klentnitz	596298	5369057

Tab. 1.

Die in den Jahren 2016 bis 2018 genommenen Proben, für die eine biostratigrafische Zuordnung zu den entsprechenden prä-pleistozänen Formationen bzw. informellen Einheiten auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn erfolgte (siehe auch GEBHARDT, 2018b, c).

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen (Solifluktion, gravitative Massenbewegungen) auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

MICHAEL LOTTER & HOLGER GEBHARDT

Im März 2018 fand auf Basis der geologischen Neukartierungen von GEBHARDT & ČORIĆ (2014) sowie GEBHARDT (2016a, b) die Aufnahme von gravitativen Massenbewegungen und geli-/solifluidalen Prozessen des Periglazialraumes auf dem Kartenblatt Hollabrunn (NM 33-12-13) statt. Die Arbeiten konzentrierten sich reliefbedingt überwiegend entlang des SW-NE verlaufenden Höhenzuges Waschberg (388 m) – Michelberg (409 m) – Weinberg (358 m) – Praunsberg (344 m) im Bereich der Waschbergzone, die hier die Fortsetzung der allochthonen („subalpinen“) Molasse nördlich der Donau darstellt.

Die Geologie des Arbeitsgebietes ist durch die dominierende Verbreitung der „Schieferigen Tonmergel“ (GRILL, 1962; korreliert mit der Ždánice-Hustopeče-Formation, ehemalige „Auspitzer Mergel“, vgl. WESSELY, 2006; SCHNABEL et al., 2002; ROETZEL, 2007; RÖGL et al., 2009) geprägt. Der genannte Höhenzug ist zudem durch darin eingeschaltete „Blockschichten“ (exotische, vor allem kristalline und sedimentäre Gerölle bis Blockgröße) charakterisiert, die als relative Härtlinge häufig zu erkennbaren Hangversteilungen führen. Der Top des Höhenzuges wird am Waschberg, Michelberg und Praunsberg durch die in Form tektonischer Schuppen aufliegenden Waschberg-Schichten („Waschbergkalk“, fossilreiche detritische Kalke mit hohem siliziklastischem Anteil) aufgebaut. Somit liegen dort diese relativ harten, kompetenten Gesteine den relativ weichen, inkompetenten und offensichtlich vor allem für Fließprozesse anfälligen „Schieferigen Tonmergeln“ auf. Die „Eisenschüssigen Tone und Sande“ (GRILL, 1962; Krepice-Formation) bilden den westlich davon gelegenen Teil der Waschbergzone (Roseldorf-Zone) und sind großflächig von Löss/Lösslehm, Älterem und Jüngerem Deckenschotter bedeckt.

Nomenklatorisch orientiert sich die Beschreibung der erhobenen quartären Ablagerungen und Prozesse an KRENMAYR et al. (2012) sowie an der von der GBA-Arbeitsgruppe Quartär vorgeschlagenen noch unveröffentlichten Auswahl und Definition der für die geologische Kartierung zu verwendenden Quartärbegriffe. Die Klassifikation gravitativer Massenbewegungen erfolgt demnach mit einem prozessorientierten Bearbeitungsansatz, der auf deren Kinematik (Bewegungsmechanismus) und Materialzusammensetzung (Fest-, Lockergestein) basiert (ZANGERL et al., 2008; siehe dort weiterführende Literatur).

Geli-Solifluktionsablagerungen des Periglazialraumes

Die auffälligen „Schuttinseln“ vorzugsweise im unteren westlichen Hangbereich bzw. auf langgestreckten, flachen, nach Westen vorspringenden Geländerücken (Riedel) des Höhenzuges Waschberg–Michelberg bestehen aus eckigen bis kantengerundeten Kiesen, Steinen und Blöcken der Waschberg-Schichten in einer feinkörnigen, bindigen, tonig-schluffig-sandigen Matrix. Die Herkunft der Komponenten ist auf den Gipfelbereich von Waschberg und

Michelberg einzugrenzen, wo die Ausgangsgesteine anstehen. Die durchschnittliche Hangneigung zwischen Herkunfts- und Ablagerungsbereich beträgt maximal 8–9°. Dabei treten im Gipfelbereich (Herkunftsbereich, Deckplatten aus Waschberg-Schichten) Hangneigungen bis ca. 12° auf. Im distalen Ablagerungsbereich der „Waschberg-Schichten-Schuttinseln“ beträgt die Hangneigung meist unter 5°. Die Ablösung von Gleitschollen aus Waschberg-Schichten als gravitativer Massenbewegungsprozess ist lokal im Gipfelbereich durchaus vorstellbar, zumal die unterlagernden „Schieferigen Tonmergel“ offenbar schon ab einer Hangneigung von 10–12° zu Instabilitäten neigen. Die Zerlegung der harten Gesteine und der Materialtransport zusammen mit Verwitterungsmaterial der weichen „Schieferigen Tonmergel“ in den vorliegenden Ablagerungsbereich kann bei den geringen Hangneigungen über die gesamte Reichweite und in Übereinstimmung mit morphologischen Merkmalen nur durch geli-solifluidale Prozesse unter Permafrostbedingungen des ehemaligen Periglazialraumes erklärt werden. Dabei scheint die am Waschberg und am Michelberg nach Südwesten bis Westen mit dem Hang einfallende Bankung der Deckplatten (dip slope-Situation) die Geli-Solifluktionsprozesse strukturell begünstigt zu haben, da sich diese auf die Westseite der Anhöhen beschränken und ostseitig (Einfallen gegen den Hang) gar nicht entwickelt sind. Über den Ablösungsprozess sind ansonsten keine genaueren Aussagen möglich, da der Herkunftsbereich durch intensiven, jahrhundertelangen Abbau der Waschberg-Schichten im Steinbruchbetrieb anthropogen komplett umgestaltet wurde und keine natürlichen morphologischen Formen mehr auszumachen sind.

Auch eine im Senningbachtal nordwestlich von Leitersbrunnerfeld in den Talboden hineinragende Vorwölbung des Hanges mit umgelagerten gerundeten bis gut gerundeten Kiesen und Steinen des Jüngeren Deckenschotter über „Eisenschüssigen Tonen und Sanden“ und seitlicher Löss-Bedeckung ist bei einer durchschnittlichen Hangneigung von maximal 5–7° ebenfalls geli-solifluidalen Ursprungs.

Die Genese und Zusammensetzung dieser pleistozänen Sedimentneubildungen wird in KRENMAYR et al. (2012) treffend beschrieben unter der Legendenausscheidung **11 Solifluktions- und Flächenspülsediment (Ton, Silt, Sand, lehmig, reich an groben Komponenten)**.

In Anlehnung an KRENMAYR et al. (2012) und an die in Ausarbeitung befindlichen Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen können diese Sedimente als **Geli-Solifluktionsablagerung (Ton, Silt, Sand), reich an groben Komponenten (Kies, Steine, Blöcke aus Waschberg Schichten bzw. Kies, Steine des Jüngeren Deckenschotter)** bezeichnet werden. Zeitlich ist mit den vorliegenden Erkenntnissen eine Eingrenzung in das **Jungpleistozän (Würm-Hochglazial bis Würm-Spätglazial)** vorzunehmen.

Gravitative Massenbewegungen

Etwa in der Mitte zwischen Waschberg und Michelberg befindet sich im dortigen nordexponierten Hang eine bis zu ca. 400 m lange gravitative Massenbewegung, die ihren Ausgang in den mehr oder weniger tiefgründig verwitterten Gesteinen der „Schieferigen Tonmergel“ (Ždánice-Hustopeče-Formation) hat. Nach dem geologi-

schen und geomorphologischen Befund handelt es sich unter Bezug auf die prozessorientierte Klassifikation von Massenbewegungen im Wesentlichen um eine Fließmasse als lithogenetische Sedimentneubildung durch Umlagerung mit durchgehendem Lockermaterialcharakter. Ihr distaler Bereich ist als etwa 10–15 m mächtige Erdstromablagerung (Komponenten gegenüber Matrix deutlich weniger als 50 %) ausgebildet. Bei den vereinzelt eingelagerten Komponenten (Kies, Steine, Blöcke) treten bis zu Kubikmeter große, gerundete Kristallin-Blöcke und kantengerundete Blöcke aus Waschberg-Schichten hervor. Erstere stammen aus den in die „Schieferigen Tonmergel“ eingeschalteten „Blockschichten“, letztere aus der im westlichen Abrissgebiet aufliegenden, aus Waschberg-Schichten generierten Hangablagerung. Die schluffig-tonige Matrix wird aus verwitterten Tonmergeln gebildet. Initiale Gleitprozesse an der markanten, aktuell meist ca. 5–10 m hohen Abrisskante belegen deren anhaltende Rückböschung. Die Anlage der Massenbewegung kann bereits im Pleistozän (Würm-Spätglazial?) erfolgt sein, jedoch dürfte sie im Wesentlichen gemäß heutigem Erscheinungsbild im Holozän aktiv gewesen sein. Die dislozierte Masse ist durch eine charakteristisch unruhige, getreppte Morphologie gekennzeichnet. Gegenwärtig ist für den gesamten Bereich der Massenbewegung eine geringe Bewegungsaktivität („Kriechen“) anhand Krümmwuchs der Bäume und Vernässungen augenscheinlich. Die durchschnittliche Hangneigung des betroffenen Geländes beträgt lediglich ca. 10–15°. Darüber liegende Hangneigungen können die mechanisch schwachen „Schieferigen Tonmergel“ offenbar größerflächig nicht ausbilden. Auch oberhalb der Abrisskante, also außerhalb des eigentlichen Prozessraumes der Massenbewegung, sind sehr langsame Fließprozesse im Verwitterungshorizont der Tonmergel auszumachen.

Eine in ihren geologischen Ursachen, ihrem morphologischen Erscheinungsbild und ihrer zeitlichen Entwicklung praktisch gleichgeartete Fließmasse befindet sich im WNW-exponierten Hang etwa mittig zwischen Weinberg und Praunsberg. Hier sind neben den verwitterten Tonmergeln und Sandsteinen („Schieferige Tonmergel“, Ždánice-Hustopeče-Formation) und den darin enthaltenen „Blockschichten“ auch die im Abrissbereich tektonisch aufliegenden Waschberg-Schichten („Waschbergkalk“) direkt involviert. Die bis zu ungefähr 15 m hohe Abrisskante der ca. 400 m langen Massenbewegung greift deutlich in den Rand der dortigen „Deckplatte“ der Waschberg-Schichten hinein (Rückböschung), so dass ein anteiliger Driftprozess (harte Waschberg-Schichten über weichen Tonmergeln) die hauptsächlich prägenden Gleit- und Fließprozesse begünstigt haben kann. In der auch hier vorliegenden Ausbildung des distalen Akkumulationsbereiches als Erdstromablagerung finden sich eckige bis kantengerundete Komponenten (Kies, Steine) aus Waschberg-Schichten in der deutlich überwiegenden schluffig-tonigen Matrix. Ebenso zeigt diese Massenbewegung mit Ausnahme des inaktiv erscheinenden nördlichen Abrissbereiches in weiten Teilen anhand des Krümmwuchses der Bäume eine geringe gegenwärtige Bewegungsaktivität. Unmittelbar südwestlich dieses Massenbewegungsareals findet sich nahe dem dortigen Waldrand auf einem sanft nach Norden abfallenden Wiesenhang eine kleine, etwa 50–60 m lange und vermutlich nur wenige Meter mächtige Gleitmasse, die in einem initialen Stadium mit ausgebildeter Abrisskante und Stauchwülsten am talwärtigen Ende verblieben

ist. Sie dürfte erst wenige Jahre alt sein und zeigt in der schluffig-tonigen Matrix („Schieferige Tonmergel“) überwiegend gut gerundete kristalline Gerölle (Kies, Steine) als Komponenten („Blockschichten“).

Im Wiesenbachtal fällt in der Hohlberg-Westflanke eine ca. 50 Höhenmeter umfassende, markante Hohlform auf. Die geomorphologische Form einer überwiegend relativ scharfen, bis ca. 15 m hohen Abrisskante bzw. Abrissnische einer gravitativen Massenbewegung ist im Laserscan und im Gelände deutlich auszumachen. Jedoch fehlt die dazugehörige Ablagerung, bei der es sich prozessbezogen um eine Gleit- bis Fließmasse gehandelt haben dürfte. Sie ist offensichtlich durch den Wiesenbach infolge fluviatiler Erosion (Wechselwirkung mit der Massenbewegung durch Unterschneidung?) praktisch vollständig ausgeräumt worden. In der bis zum heutigen Talboden herabreichenden Abrissnische herrscht ein sehr ausgeglichenes, „begradigt“ wirkendes Hangprofil vor, so dass sich der Eindruck einer Überprägung durch solifluidale und/oder Flächenspülungsprozesse ergibt. Entsprechend ist ungefähr im unteren Hangdrittel eine Flächenspülungs-/Solifluktuationsablagerung zu interpretieren. Im Bereich der Abrissnische zeigt diese Ablagerung nahe dem Hangfuß eine relativ seichte gegenwärtige Bewegungsaktivität (Krümmwuchs der Bäume) an. Dieser Prozessbereich entspricht in seiner Dimension aber nicht annähernd einem der Hohlform „adäquaten“ Volumen. Ob es sich hierbei um die letzten Überbleibsel der vormals wesentlich größeren, heutzutage weitestgehend abgeschlossenen bzw. ausgeräumten Massenbewegung oder um einen davon unabhängigen Prozess handelt, ist schwer zu entscheiden. Zeitlich sind der Ablauf und die Ausräumung/Erosion der die Hohlform verursachenden Massenbewegung (Gleit- bis Fließmasse?) vermutlich in das Würm-Spätglazial (eventuell bis frühes Holozän?) zu stellen.

Auf dem Kartenblatt liegen weitere Verdachtsflächen bzw. potenzielle Abrisskanten in Bezug auf den Prozess „Gleiten/Rutschen“ vor, die im Zuge einer vorangegangenen Studie mittels Fernerkundung identifiziert wurden. Die Verifizierung der fünf signifikantesten Verdachtsflächen im Umfeld des Knieberges zeigt jedoch, dass die markierten Hohlformen auf solifluidale und fluviatil-erosive Prozesse – meist im Verwitterungshorizont der „Schieferigen Tonmergel“ (Ždánice-Hustopeče-Formation) – zurückgehen, die ihren Ablauf bzw. ihren Ursprung bereits im Würm-Hochglazial bis Würm-Spätglazial gehabt haben dürften. In diesen Hohlformen/Senken auffindbare äolische Sedimente bzw. deren Verwitterungsprodukte (Löss, Lösslehm, Flugsand) und Flächenspülungsablagerungen stützen diese Erkenntnis. Schlüssige Hinweise auf Gleit- oder Fließmassen bzw. diesen zuordenbare Abrisskanten finden sich im Gelände nicht.

Bei den beschriebenen gravitativen Massenbewegungen handelt es sich um quartäre Sedimentneubildungen mit durchwegs Lockermaterialcharakter. Nach den in Ausarbeitung befindlichen noch unveröffentlichten Begriffskatalogen der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen können diese in der geologischen Karte zusammenfassend als **Gleit- und Fließmasse, Erdstromablagerung** dargestellt werden. Gegebenenfalls bietet sich der Zusatz **mit groben Komponenten (Kies, Steine, Blöcke aus Waschberg-Schichten und aus den Blockschichten der Ždánice-Hustopeče-Formation)** an.

Die zugehörigen Abrissbereiche werden mit der **Abrisskante einer Gleit- und Fließmasse** gekennzeichnet. Außerhalb dieser eindeutig abgrenzbaren Prozessräume bietet sich im Falle mehr oder weniger deutlicher Anzeichen für ein insbesondere auch gegenwärtig aktives, randlich eher „diffus“ auslaufendes und meist eher seichtes „Kriechen“ im Lockermaterial bzw. im Verwitterungshorizont der anstehenden Festgesteine eine Übersignatur an. Zeitlich sind die gravitativen Massenbewegungen auf dem Kartenblatt in das **Würm-Spätglazial bis Holozän** zu stellen.

Literatur

- GEBHARDT, H. (2016a): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**/1–4, 349–351, Wien.
- GEBHARDT, H. (2016b): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**/1–4, 351–353, Wien.
- GEBHARDT, H. & ĆORIĆ, S. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt 5313 Hollabrunn Südost. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**/1–4, 365–370, Wien.
- GRILL, R. (1962): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – 52 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRENMAYR, H.-G., ĆORIĆ, S., GEBHARDT, H., IGLSEDER, C., LINNER, M., MANDL, G., REITNER, J., ROCKENSCHAUB, M., ROETZEL, R. & RUPP, C. (2012): Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 57–66, Wien.
- ROETZEL, R. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 23 Hadres. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RÖGL, F., KROH, A., HOFMANN, T. & ZUSCHIN, M. (2009): Exkursion Waschbergzone. – 15. Jahrestagung ÖPG Stetten, 9.–10.10.2009. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **81**, 32–49, Wien.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000: Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WESSELY, G. (2006): Waschbergzone. – In: WESSELY, G. (Red.): Geologie der Österreichischen Bundesländer – Niederösterreich, 69–75, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ZANGERL, C., PRAGER, C., BRANDNER, R., BRÜCKL, E., EDER, S., FELLIN, W., TENTSCHEIT, E., POSCHER, G. & SCHÖNLAUB, H. (2008): Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. – Geo.Alp, **5**, 1–51, Innsbruck–Bozen.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2018

Band/Volume: [158](#)

Autor(en)/Author(s): diverse

Artikel/Article: [Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2016–2018 105-199](#)