

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2016–2019

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

Kartenwerk im BMN-System

Blatt 21 Horn

Bericht 2017 über geochemische und petrografische Untersuchungen an Orthogneisen und schwach deformierten Graniten des Moravikums auf Blatt 21 Horn

FRIEDRICH FINGER (Auswärtiger Mitarbeiter),
MANFRED LINNER & GUDRUN RIEGLER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Berichtsjahr wurde ein vollständiges West–Ost-Profil im südlichen Teil des Moravikums bearbeitet, das vom Bittesch-Gneis bis zur Diendorf-Störung reicht. Die Beprobung erfolgte südöstlich von Fernitz entlang des Tiefenbachtals über die Seewiese bis zum Gebiet zwischen Manhartsberg-Gipfel und Sulzberg (einem südlichen Vorgipfel) und in der östlichen Fortsetzung bis zur Pernersdorferöde. Anhand dieses Profils kann eine vergleichende Charakterisierung der Orthogesteine der tektonisch hangenden Pleißing- und der liegenden Pulkau-Decke (LINNER et al., 2019) vorgenommen werden.

Ganz im Westen des Profils, im Hangenden der Pleißing-Decke, wurden im Tiefenbachtal westlich der Pfarrleiten zwei Proben von Bittesch-Gneis genommen (Fi 12/17, Fi 13/17). Es handelt sich um helle, mylonitische bis ultramylonitische Bittesch-Gneise mit relativ wenigen Porphyroklasten reliktscher magmatischer Feldspate. Die Porphyroklasten bestehen zu etwa gleichen Anteilen aus Kalifeldspat und Plagioklas (Fi 13/17) beziehungsweise in der ultramylonitischen Bittesch-Gneis Probe (Fi 12/17) aus überwiegend Kalifeldspat. Bei den sehr stark dynamisch rekristallisierten magmatischen und den feinschup-

pigen metamorphen Glimmern dominiert Muskovit, und Biotit ist etwas chloritisiert. Mit einem SiO_2 -Gehalt von rund 73 Gew.%, einem $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnis um 1 und Gesamteisengehalten von rund 1,2 Gew.% Fe_2O_3 weisen beide Proben leukogranitische bis -granodioritische Zusammensetzung auf. Die Spurenelementgehalte zeigen hohe Sr/Zr-Verhältnisse (> 4) bei niedrigen Zr-Gehalten (< 100 ppm) und liegen damit in der charakteristischen Bandbreite des Bittesch-Gneises.

Der Buttendorf-Gneis ist im Tiefenbachtal von der Pfarrleiten nach Osten in großer Mächtigkeit aufgeschlossen und wurde daher von hangend gegen liegend mit drei Proben (Fi 14/17 bis Fi 16/17) erfasst. Zusätzlich wurde eine Probe (Fi 11/17) aus einem geringmächtigen Gneiszug direkt aus Buttendorf analysiert, der durch Glimmerschiefer vom mächtigen Buttendorfer Gneiszug im Teichwiesenbachtal abgetrennt ist. Der Buttendorf-Gneis ist ein dunkler Granodioritgneis mit hohen Anteilen an Biotit und einer verbreiteten Augentextur, infolge der mylonitischen bis ultramylonitischen Deformation. Im Dünnschliff zeigen sich als magmatische Relikte Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit sowie teilweise Hornblende, Allanit und selten Titanit. Sie treten zugleich als Porphyroklasten bzw. als Aggregate in augenförmigen Domänen auf. Bei den Feldspäten dominiert mengenmäßig Plagioklas, in dem die magmatische Zonierung erhalten sein kann. Der magmatische Biotit ist größtenteils dynamisch rekristallisiert und die olivgrüne Hornblende ist von metamorph gebildetem, blassgrünem Amphibol überwachsen. In der feinkörnig rekristallisierten Matrix aus Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz ist typischerweise metamorph gebildeter Epidot zu finden und in den ultramylonitischen Proben (Fi 11/17, Fi 15/17) zusätzlich etwas Muskovit.

Der Buttendorf-Gneis des Tiefenbachtals und jener direkt aus Buttendorf weisen geochemisch keine nennenswerten lokalen Besonderheiten auf. Sie sind gut vergleichbar mit der Typlokalität dieser Granodioritgneise im Teichwiesenbachtal (FINGER & RIEGLER, 2012), mit intermediärem SiO_2 -Gehalt (62–66 Gew.%), relativ hohem MgO -Gehalt (3–4 Gew.%) und Cr -Gehalt (75–136 ppm), bei gleichzeitig hohen K_2O - (3–5 Gew.%) und Ba -Gehalten (598–1.765 ppm). Diese Kombination geochemischer Parameter verleiht dem cadomischen Buttendorf-Gneis eine bemerkenswerte geochemische Ähnlichkeit mit den variszischen Durbachiten im Moldanubikum (JANOUSEK & HOLUB, 2007).

Westlich der Seewiese ist ein bis zu 35 m breiter und 70 m langer heller Orthogneiskörper an der Hangendgrenze des Kriegenreith-Gneises aufgeschlossen. Im hangenden Teil dieses Kriegenreith-Gneises sind weitere geringmächtige Lagen aus hellem Orthogneis eingeschaltet (SCHANTL, 2018). Der Orthogneis zeigt im Dünnschliff reichlich Plagioklas-Porphyrklasten in einer quarzreichen mylonitischen Matrix. Die Risse der zerbrochenen magmatischen Plagioklase sind quarzgefüllt. In der Matrix ist etwas feinstschuppiger Muskovit beigemischt. Auffällig sind zahlreiche große und idiomorphe akzessorische Zirkone. Eine Probe aus dem größeren Orthogneiskörper (Fi 17/17) weist einen sehr hohen SiO_2 -Gehalt von rund 79 Gew.% auf, sowie ein bemerkenswert hohes $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis (4,9 Gew.% Na_2O vs. 1,2 Gew.% K_2O). Die Zusammensetzung der Hauptelemente tendiert somit in Richtung Aplit. Im Unterschied zu den meisten anderen Apliten des Moravikums sind in dieser Probe aber auch hohe Zr - (329 ppm), REE- (z.B. 130 ppm Ce) und Y -Gehalte (58 ppm) zu beobachten. Der hohe Zr -Gehalt bei niedrigem Sr -Gehalt verleiht diesem Aplit geochemisch eine A-Typ-Charakteristik. Insgesamt sind die Orthogneislagen im Hangendbereich des Kriegenreith-Gneises westlich der Seewiese als mylonitisch deformierte Aplitgneise zu bezeichnen (Tab. 1).

Ebenfalls in der Umgebung der Seewiese wurden zwei Proben des Kriegenreith-Gneises beprobt (Fi 18/17 und Fi 20/17). Reichlich Biotit und bis zu 3 mm große, runde Plagioklas-Porphyrklasten kennzeichnen diesen dunklen, relativ mafischen Granodioritgneis. Wegen seines hohen Plagioklasgehaltes ist das Gestein massiger als der Buttendorf-Gneis und bricht vergleichsweise mehr blockig. Im Dünnschliff erweist sich die Deformation als proto- bis ultramylonitisch. Die Plagioklas-Porphyrklasten, teils mit magmatischer Zonierung und mit quarzgefüllten Rissen, sind von einer feinstkörnigen, quarzdominierten Matrix mit reichlich dynamisch rekristallisiertem Biotit umgeben. Magmatische Biotite sind aber erhalten und sehr untergeordnet finden sich auch Porphyroklasten aus magmatischem Kalifeldspat. Die recht deutliche metamorphe Überprägung äußert sich unter anderem durch feinkörnigen Epidot/Klinozoisit und feinschuppigen Muskovit in schieferungsparallelen Domänen. Die Probe Fi 18/17 zeigt mit einem relativ hohen A/CNK -Wert von 1,28 eine untypische, an CaO verarmte und wahrscheinlich alterierte Hauptelementgeochemie. Mit der Probe Fi 20/17 wurde eine außergewöhnlich mafische und wenig alterierte Variante des Kriegenreith-Gneises erfasst (SiO_2 rund 61 Gew.%, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ 5,7 Gew.%; Tab. 1).

Nördlich der Seewiese treten im Liegenden vom Kriegenreith-Gneis nur kleine Aufschlüsse des Sachsendorf-Gneises zu Tage. Die Proben Fi 19A/17 und Fi 19B/17, bei-

des helle Granodioritgneise, entstammen einer kleinen ehemaligen Steingrube und repräsentieren den Sachsendorfer Gneiszug im untersuchten Profil. Die letztgenannte Probe ist von feinen Aplit- und Quarzgängchen durchsetzt und zeigt im Dünnschliff nur protomylonitische Deformation. Bei den Feldspäten dominiert Plagioklas, magmatischer Biotit ist gut erhalten und selbst Muskovit hat als Einschluss im Plagioklas überdauert. Die Probe Fi 19A/17 zeigt hingegen mylonitisches Gefüge, wobei die feinen Quarzgängchen zu augenförmigen Domänen deformiert und die Schieferungsflächen mit feinschuppigem Biotit und Muskovit belegt sind. Die Quarzgängchen erklären den in beiden Proben für Sachsendorf-Gneis eher hohen SiO_2 -Gehalt. In der weniger deformierten Probe Fi 19B/17 kann ein unüblich hoher K_2O - und Rb -Gehalt durch Alteration mit muskovitreichen Adern erklärt werden. Die Probe Fi 19A/17 reiht sich hingegen bei den meisten Elementen gut in die Charakteristik dieses relativ sauren Granodioritgneises ein (FINGER & RIEGLER, 2017), mit Na -Vormacht über K und einem ausgesprochen niedrigen Rb/Sr -Verhältnis (0.25).

Die Proben aus dem Gebiet südlich vom Manhartsberg-Gipfel wurden von Manfred Linner im Rahmen seiner Kartierung 2017 genommen. Der Sachsendorf-Gneis ist auch östlich der Manhartsbergstraße fast nur in Lesesteinen zu finden. Zwischen Silberne Eiche und dem Westfuß vom Manhartsberg-Gipfel zeigt der liegende Teil des Sachsendorf-Gneiszuges mylonitische bis ultramylonitische Deformation, wodurch die Deckengrenze zwischen der Pleißing- und Pulkau-Decke an der Basis vom Sachsendorf-Gneis angezeigt ist. Diese verläuft in N-S-Richtung streichend vom westlichen Hangfuß des Manhartsberg-Gipfels in den Hang westlich vom Sulzberg-Gipfel und dem Dienbachgraben folgend Richtung Jungenberg.

Im Hang westlich vom Sulzberg-Gipfel ist diese Deckengrenze mit Hilfe von Lesesteinen sehr gut zu lokalisieren. Es treten dort Glimmerschiefer auf, begleitet von ultramylonitisch deformierten Orthogneisen. Von beiden Lithologien gelangten Proben zur Analyse, um zu prüfen ob für die Glimmerschiefer sedimentäres Ausgangsmaterial gegeben war oder eine metasomatische Bildung in der Scherzone in Betracht zu ziehen ist beziehungsweise um den ultramylonitischen Orthogneis einzuordnen. Im Dünnschliff zeigen sich die Glimmerschiefer (Proben ML17-21-16A, -16C) ebenfalls mylonitisch deformiert. Biotit und Muskovit sind teils noch schön schuppig erhalten. Die Proben sind quarzbetont und weisen auch metamorph gebildetes Quarzmobilisat auf. Dazu kommen feinkörniger Plagioklas und etwas Turmalin. Die Glimmerschiefer-Probe ML17-21-16B ist weniger stark deformiert, enthält reichlich schuppigen Muskovit und viel körnigen Turmalin. Im Dünnschliff erweist sich dieser Turmalin zonierte mit braun-olivgrünen Kern und olivgrün-blauen Rändern sowie durch die Deformation kataklastisch zerbrochen. Diese Probe ist zusätzlich durch ein 10 cm Boudin aus einem Turmalin-Quarz-Gang charakterisiert.

Geochemisch zeichnen sich die Glimmerschiefer durch einen starken peraluminischen Charakter aus (A/CNK 1,5–1,6 bei 62,5–68 Gew. % SiO_2 -Gehalt). Erhöhte Cr - und Ni -Gehalte sprechen für ein feinklastisches Sediment als Ausgangsmaterial. Der bei den Hauptelementen stark abweichende turmalinreiche Glimmerschiefer (Probe ML17-21-16B) könnte als Nebengestein des Turmalin-Quarz-Gan-

ges bereits im Zuge der Gangbildung stark metasomatisch verändert worden sein. Einerseits ist seine Modalzusammensetzung bezüglich Muskovit und Turmalin stark abweichend. Andererseits kann die mylonitische Deformation für die Stoffverschiebungen nicht verantwortlich sein, weil

gerade dieser Glimmerschiefer deutlich schwächer deformiert ist. Petrografisch und geochemisch betrachtet sind die Glimmerschiefer an der Deckengrenze aus siliziklastischen Sedimenten abzuleiten. Der boudinierte Turmalin-Quarz-Gang verweist bezüglich der tektonischen Zu-

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k
Probe	Fi 11/17	Fi 12/17	Fi 13/17	Fi 14/17	Fi 15/17	Fi 16/17	Fi/ 17/17	Fi 18/17	Fi 19A/17	Fi 19B/17	Fi 20/17
SiO ₂	64,46	72,83	72,61	62,17	64,32	65,65	78,95	67,12	73,09	74,26	61,30
TiO ₂	0,56	0,11	0,14	0,62	0,55	0,53	0,16	0,49	0,21	0,10	0,72
Al ₂ O ₃	15,36	14,79	14,72	15,10	15,62	14,89	11,76	16,45	15,07	13,77	17,24
Fe ₂ O ₃	4,57	1,18	1,26	5,21	4,23	4,38	1,18	3,71	1,55	0,93	5,68
MnO	0,08	0,03	0,02	0,09	0,07	0,08	0,01	0,10	0,04	0,03	0,10
MgO	3,23	0,47	0,72	3,92	3,52	3,62	0,17	1,36	0,69	0,25	2,39
CaO	1,98	1,05	0,51	3,86	1,71	2,14	0,19	0,87	0,76	0,2	3,71
Na ₂ O	3,07	3,75	4,52	3,54	3,93	4,33	4,92	3,98	4,99	4,34	3,84
K ₂ O	4,88	4,34	4,01	3,71	4,25	2,73	1,18	4,41	2,09	4,74	2,78
P ₂ O ₅	0,32	0,07	0,06	0,30	0,32	0,28	0,07	0,17	0,13	0,06	0,20
GV	1,73	1,24	1,26	1,56	1,91	1,05	1,22	1,80	1,55	1,21	2,53
Total	100,24	99,86	99,83	100,08	100,43	99,68	99,81	100,45	100,17	99,89	100,49
Rb	175	146	91	144	162	119	44	151	63	190	109
Sr	545	295	346	651	545	462	54	228	251	163	409
Ba	1.765	873	1.294	994	1.076	598	235	738	611	555	522
Th	25	4	10	25	21	43	10	8	22	37	9
La	45	19	26	77	78	51	53	34	30	18	35
Ce	109	44	50	138	124	136	130	79	68	43	58
Nd	32	22	26	57	53	42	68	29	30	14	24
Ga	16	17	15	18	18	18	11	18	14	14	19
Nb	17	7	6	19	22	16	17	11	11	10	10
Zr	158	72	86	188	195	182	329	167	131	86	166
Y	15	10	7	23	17	15	58	15	16	15	19
Sc	14	4	4	13	13	13	3	7	0	5	14
Pb	29	12	13	17	10	17	8	17	17	27	8
Zn	60	29	26	70	47	63	17	101	26	28	72
V	116	6	6	124	90	110	3	36	10	6	65
Co	11	2	3	16	11	11	2	4	4	2	11
Cr	126	10	11	136	75	104	6	18	12	6	30
Ni	27	8	7	28	23	26	8	8	8	9	10

Tab. 1., Teil 1.

Röntgenfluoreszenzanalysen (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte im Koordinatensystem BMN M34 (R: Rechtswert, H: Hochwert).

- a:** Buttendorf-Gneis, dunkelgrau, feinkörnig, ultramylonitisch; Felsaufschluss am westlichen Ortsrand von Buttendorf (Probe Fi 11/17; R: 706420, H: 383636).
- b:** Bittesch-Gneis, hellgrau, feinkörnig, ultramylonitisch, wenige Porphyroklasten; Tiefenbachtal SSE Fernitz, Felsaufschluss westlich Pfarrleiten (Probe Fi 12/17; R: 704027, H: 378525).
- c:** Bittesch-Gneis, hellgrau, mylonitisch, Feldspat-Porphyroklasten, großer Muskovit; Tiefenbachtal südöstlich Fernitz, Wegaufschluss am Hang oberhalb Tiefenbachtal, westlich Pfarrleiten, aus Blockschutt (Probe Fi 13/17; R: 704262, H: 378425).
- d:** Buttendorf-Gneis, dunkelgrau, fein- bis mittelkörnig, feldspatreich, mylonitisch; Tiefenbachtal südöstlich Fernitz, südwestlich Pfarrleiten, Felsaufschluss (Probe Fi 14/17; R: 704370, H: 378109).
- e:** Buttendorf-Gneis, dunkelgrau, sehr feinkörnig, ultramylonitisch, sehr biotitreich, kleine Feldspat-Porphyroklasten; Tiefenbach südöstlich Fernitz, südlich Pfarrleiten, südlich Kote 394, Felsaufschluss (Probe Fi 15/17; R: 704592, H: 377936).
- f:** Buttendorf-Gneis, dunkelgrau, feinkörnig, mylonitisch, biotitreich; Tiefenbach südöstlich Fernitz, südöstlich Pfarrleiten, Steingrube am Hang (Probe Fi 16/17; R: 704975, H: 377972).
- g:** Orthogneis, hell, gelbgrau, mylonitisch; Tiefenbach südöstlich Fernitz, westlich Seewiese, aus Blockschutt (Probe Fi 17/17; R: 705436, H: 378048).
- h:** Kriegenreith-Gneis, dunkelgrau, fein- bis mittelkörnig, biotitreich, kleine Plagioklas-Porphyroklasten, mylonitisch; Manhartsberg, südlich Seewiese, Steingrube an der Manhartsbergstraße (Probe Fi 18/17; R: 705720, H: 377984).
- i:** Sachsendorf-Gneis, sehr hell, feinkörnig, feldspatreich; Manhartsberg, nordöstlich Seewiese, Steingrube im Wald nahe der Manhartsbergstraße (Probe Fi 19A/17; R: 706017, H: 378222).
- j:** Sachsendorf-Gneis, von Aplit- und Quarzgängchen durchsetzt; Manhartsberg, nordöstlich Seewiese, Steingrube im Wald nahe der Manhartsbergstraße (Probe Fi 19B/17; R: 706017, H: 378246).
- k:** Kriegenreith-Gneis, dunkelgrau, fein- bis mittelkörnig, biotitreich, kleine Feldspat-Zeilen; Manhartsberg, nördlich Seewiese, Wasserauffanggrube direkt an der Manhartsbergstraße (Probe Fi 20/17; R: 705874, H: 378297).

ordnung der Glimmerschiefer auf die Pulkau-Decke, in der in den Paragesteinen nahe der deformierten Granitplutone derartige Turmalinanreicherungen auftreten (FRASL, 1983).

Im ultramylonitischen leukokraten Orthogneis (Probe ML17-21-17) sind im Dünnschliff bis zu einem Millimeter große, teilweise zerbrochene Plagioklas-Porphyrklasten erkennbar. Reichlich feinstschuppiger Muskovit und sehr wenig Biotit belegen die Schieferungsflächen. Eine starke Veränderung der Hauptelemente ist beispielsweise durch einen niedrigen CaO-Gehalt angezeigt und von Stoffverschiebungen sind daher vermutlich auch mobilere Spurenelemente wie Sr betroffen. Die Frage ist, ob dieser ul-

tramylonitische Orthogneis aus einem Sachsendorf-Gneis der hangenden Pleißing-Decke oder einem Manhartsberg-Granit der liegenden Pulkau-Decke entstanden ist. Die Na-Vormacht über K und der hohe Zr-Gehalt deuten eher auf Sachsendorf-Gneis hin. Insofern ist die durch den Hang westlich vom Sulzberg-Gipfel streichende Deckengrenze in das Liegende der leukokraten Orthogneise und in das Hangende der Glimmerschiefer zu legen.

Im Dienbachgraben wurde am Fuß vom Sulzberg ein Aplit (Probe ML17-21-15) im Sachsendorf-Gneis beprobt. Dieses körnige helle Gestein besteht hauptsächlich aus Quarz und Feldspat, wobei der Plagioklas gegenüber Kalifeld-

	l	m	n	o	p	q	r	s	t	u
Probe	ML 17-21-8	ML 17-21-9	ML 17-21-10	ML 17-21-11A	ML 17-21-11B	ML 17-21-12A	ML 17-21-12B	ML 17-21-13	ML 17-21-14	ML 17-21-15
SiO ₂	72,30	75,76	70,50	71,65	71,58	73,96	73,76	73,74	75,51	74,41
TiO ₂	0,21	0,03	0,25	0,21	0,21	0,04	0,05	0,05	0,01	0,06
Al ₂ O ₃	15,16	12,93	15,75	15,31	15,26	14,43	14,55	14,33	12,86	13,66
Fe ₂ O ₃	1,32	0,13	2,08	1,98	2,16	0,48	0,64	0,71	0,20	0,85
MnO	0,01	0,00	0,04	0,10	0,13	0,02	0,01	0,02	0,01	0,05
MgO	0,37	0,01	0,62	0,42	0,52	0,14	0,16	0,13	0,02	0,05
CaO	0,50	0,17	0,42	0,34	0,38	0,34	0,40	0,27	0,13	0,20
Na ₂ O	3,67	4,89	4,09	3,71	3,73	4,16	4,51	3,99	3,14	6,12
K ₂ O	5,02	4,81	4,82	4,87	4,60	5,10	4,58	5,43	6,80	3,20
P ₂ O ₅	0,09	0,03	0,10	0,07	0,08	0,05	0,07	0,07	0,06	0,11
GV	1,33	0,41	1,40	1,35	1,36	0,92	0,89	0,88	0,33	0,81
Total	99,98	99,17	100,06	100,01	100,01	99,65	99,62	99,62	99,07	99,52
Rb	150	86	149	138	132	255	217	320	290	104
Sr	230	127	261	232	231	104	127	68	58	89
Ba	651	199	858	725	779	186	175	89	128	414
Th	12	9	8	8	7	16	17	19	6	10
La	19	u.d.N.	30	19	20	15	11	11	2	9
Ce	45	17	44	46	43	21	23	18	10	15
Nd	26	7	25	22	19	17	15	13	11	12
Ga	17	13	18	18	17	16	19	21	16	12
Nb	11	6	11	9	10	9	16	18	9	9
Zr	99	41	115	101	94	50	44	42	53	47
Y	19	10	14	12	14	26	22	22	18	19
Sc	3	1	0	2	2	0	1	2	4	2
Pb	18	6	10	18	15	29	31	33	35	11
Zn	64	6	42	62	59	16	18	18	9	9
V	8	3	9	11	12	4	u.d.N.	1	1	4
Co	1	1	3	4	4	2	1	2	1	1
Cr	17	7	14	14	10	14	6	12	13	6
Ni	8	7	11	9	9	9	9	9	8	8

Tab. 1., Teil 2.

Röntgenfluoreszenzanalysen (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte im Koordinatensystem BMN M34 (R: Rechtswert, H: Hochwert).

- l:** Manhartsberg-Granit; Rücken zwischen Jungbrunnenbach und Pernersdorferöde, Wegaufschluss bei der Einfahrt zu Christbaumplantage (Probe ML17-21-8; R: 707189, H: 377732).
- m:** Aplit-schliere im Manhartsberg-Granit; Rücken zwischen Jungbrunnenbach und Pernersdorferöde, Wegaufschluss (Probe ML17-21-9; R: 707706, H: 377654).
- n:** Manhartsberg-Granit; Aufschluss hinter der Lagerhalle des Wildgatters am Jungbrunnenbach (Probe ML17-21-10; R: 707671, H: 378002).
- o:** Manhartsberg-Granit; Steinbruch und Grusgrube am Rücken zwischen Jungbrunnenbach und Pernersdorferöde (Probe ML17-21-11A; R: 707463, H: 377892).
- p:** Manhartsberg-Granit; Steinbruch und Grusgrube am Rücken zwischen Jungbrunnenbach und Pernersdorferöde (Probe ML17-21-11B; R: 707463, H: 377892).
- q:** Turmalin führender Aplit; Bombenrichter südöstlich vom Manhartsberg-Gipfel (Probe ML17-21-12A; R: 707028, H: 378475).
- r:** Aplit und Leukogranit; Bombenrichter südöstlich vom Manhartsberg-Gipfel (Probe ML17-21-12B; R: 707028, H: 378475).
- s:** Turmalin führender Aplit; Lesestein südöstlich vom Manhartsberg-Gipfel (Probe ML17-21-13; R: 706983, H: 378510).
- t:** Aplit und Leukogranit; Lesestein nordwestlich vom Manhartsberg-Gipfel (Probe ML17-21-14; R: 706731, H: 378692).
- u:** Aplit; Dienbachgraben westlich Sulzberg (Probe ML17-21-15; R: 706442, H: 378034).

spat dominiert, sowie sehr wenig schuppigem Muskovit. Die Deformation erweist sich im Dünnschliff als stark protomylonitisch bis kataklastisch. Geochemisch ist dieser plagioklasreiche Aplit natriumbetont. Er besitzt einen niedrigen Rb-Gehalt von nur gut 100 ppm und zeigt dadurch eine Ähnlichkeit zum Sachsendorf-Gneis, der auch an anderen Stellen nicht selten von Aplit- und Quarzadern durchzogen ist (siehe Probe Fi 19B/17).

Das gesamte Gebiet südlich vom Manhartsberg-Gipfel, zwischen Jungbrunnenbach, Sulzberg und Pernersdorferöde, wird von hellem, stark von Aplit durchsetztem Granit aufgebaut. Damit besteht die Pulkau-Decke in diesem

Bereich lithologisch hauptsächlich aus diesem als Manhartsberg-Granit benannten und geochemisch charakterisierten Granit (FINGER et al., 2017). Es handelt sich um einen körnigen biotitarmen Granit, schmutzig weiß bis blass rosa. Die unzähligen feinkörnigen Aplitschlieren weisen keinen scharfen Kontakt zum Granit auf, sind ebenfalls oft blass rosa und sind ihrerseits mitunter von sehr grobkörnigen pegmatoiden Schlieren mit gleichem Mineralbestand durchzogen. Es treten aber auch einige größere Aplitkörper auf, die in sich in gröberen Leukogranit übergehen aber trotzdem vom Manhartsberg-Granit kartierungsmäßig abgrenzbar sind. Lithologisch sind letztere Apliten den dif-

	v	w	x	y	z	aa	ab	ac	ad	ae
Probe	ML 17-21-16A	ML 17-21-16B	ML 17-21-16C	ML 17-21-17	ML 17-21-18	ML 17-21-19	ML 17-21-20A	ML 17-21-20B	ML 17-21-21	ML 17-21-22
SiO ₂	62,82	70,23	67,49	72,65	87,12	66,33	74,05	76,24	76,64	76,29
TiO ₂	1,26	0,88	0,83	0,23	0,15	0,93	0,24	0,61	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	16,36	14,82	14,45	15,24	8,07	17,88	13,22	13,40	12,65	12,84
Fe ₂ O ₃	7,40	7,34	6,40	1,83	0,29	4,23	3,11	2,62	0,44	0,11
MnO	0,11	0,05	0,10	0,03	0,00	0,12	0,12	0,03	0,01	0,00
MgO	2,75	2,66	2,38	0,62	0,29	0,96	0,51	0,73	0,06	0,01
CaO	0,43	0,59	0,65	0,20	0,01	0,29	0,08	0,17	0,18	0,11
Na ₂ O	2,90	0,85	2,74	4,59	0,17	1,80	1,54	0,24	5,38	5,09
K ₂ O	4,42	0,93	3,45	3,15	2,29	5,43	5,20	4,32	3,28	4,23
P ₂ O ₅	0,17	0,22	0,14	0,10	0,07	0,26	0,24	0,17	0,04	0,03
GV	2,15	2,17	1,86	1,84	0,97	2,27	1,59	1,78	0,55	0,44
Total	100,77	100,74	100,50	100,49	99,44	100,50	99,90	100,31	99,25	99,18
Rb	196	53	176	118	81	275	181	175	126	118
Sr	81	111	95	119	27	69	72	19	75	102
Ba	741	117	474	470	269	934	760	719	157	111
Th	21	15	14	16	5	5	u.d.N.	4	17	14
La	27	46	16	39	167	47	71	26	8	2
Ce	58	82	77	79	273	102	118	62	16	2
Nd	16	38	15	31	139	37	6	20	10	8
Ga	25	26	21	19	8	23	29	13	18	16
Nb	19	9	14	8	2	25	12	23	20	11
Zr	281	176	197	191	67	417	150	316	47	52
Y	21	35	18	21	49	36	35	21	34	48
Sc	20	17	12	2	1	16	8	6	4	0
Pb	9	11	11	3	38	10	2.901	47	29	21
Zn	86	161	69	19	8	35	120	43	10	8
V	130	164	87	7	11	46	22	30	2	u.d.N.
Co	14	22	14	4	0	8	15	13	2	1
Cr	164	118	84	12	18	52	17	29	11	8
Ni	33	44	35	9	10	17	29	25	7	7

Tab. 1., Teil 3.

Röntgenfluoreszenzanalysen (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte im Koordinatensystem BMN M34 (R: Rechtswert, H: Hochwert).

- v:** Glimmerschiefer; Hang westlich Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-16A; R: 706542, H: 378050).
w: Glimmerschiefer mit Boudin aus Turmalin-Quarz-Gang; Hang westlich Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-16B; R: 706542, H: 378050).
x: Glimmerschiefer; Hang westlich Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-16C; R: 706542, H: 378050).
y: Ultramylonit aus Sachsendorf-Gneis; Hang westlich Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-17; R: 706596, H: 377928).
z: Ultramylonit aus Aplit; Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-18; R: 706767, H: 377984).
aa: Gumping-Gneis, mylonitisch; Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-19; R: 706745, H: 378022).
ab: Manhartsberg-Granit, mylonitisch; Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-20A; R: 706823, H: 378035).
ac: Gumping-Gneis, mylonitisch; Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-20B; R: 706823, H: 378035).
ad: Aplitschliere im Manhartsberg-Granit; Steingrube nordwestlich vom Sulzberg-Gipfel (Probe ML17-21-21; R: 706670, H: 378236).
ae: Aplitschliere im Manhartsberg-Granit; Steingrube westlich Pernersdorferöde (Probe ML17-21-22; R: 706952, H: 377363).

fusen Aplitschlieren recht ähnlich, sie führen aber oftmals feinstängeligen Turmalin und nur selten Granat. Derartige bis zu 100 m große Aplitkörper sind um den Sulzberg und südöstlich vom Manhartsberg-Gipfel aufgeschlossen. Vom Gipfel selbst erstreckt sich der größte dieser Aplitkörper in länglicher Form über 300 m nach Westen bis nahe zur Deckengrenze der Pulkau- zur Pleißing-Decke. Als einzelne Lesesteine finden sich Turmalin führende Aplite praktisch überall im Manhartsberg-Granit, wobei diese Stücke durch ihre Homogenität und orthogonale Klüftflächen leicht ins Auge fallen. Somit erscheinen die teils Turmalin führenden Aplite als kleine diskordante Stöcke beziehungsweise Gänge im Granit zu stecken.

Der Manhartsberg-Granit ist sehr unterschiedlich deformiert. Starke mylonitische Deformation besteht an der Deckengrenze im Hangenden, die westlich vom Manhartsberg-Gipfel über den Hang westlich vom Sulzberg-Gipfel Richtung Olbersdorf streicht. Kühl mylonitische bis kataklastische Deformation ist entlang der Diendorf-Störung, im Gebiet westlich Tobelkreuz-Pernersdorferöde, maßgeblich. Protomylonitische und kataklastische Verformung sind aber sehr wohl auch im Gebiet dazwischen zu beobachten und dem Deckenbau beziehungsweise der Diendorf-Störung genetisch zugehörig.

Vom Manhartsberg-Granit wurden repräsentative Proben genommen, und zwar am Rücken südöstlich vom Sulzberg (Probe ML17-21-8), vom Aufschluss hinter der Lagerhalle des Wildgatters am Jungbrunnenbach (Probe ML17-21-10) sowie aus der Stein- und Grusgrube am Weg vom Jungbrunnenbach zum Sulzberg (Probe ML17-21-11A, -11B). Der Mineralbestand erweist sich im Dünnschliff als ziemlich einheitlich, dominiert von perthitischem Kalifeldspat mit Mikroklingitterung, weniger Plagioklas und reichlich Quarz. Der Glimmeranteil ist sehr gering, wobei grobschuppiger Biotit und Muskoviteinschlüsse im Kalifeldspat als magmatische Relikte gelten können. Alle Proben sind protomylonitisch und überprägend kataklastisch deformiert. Feinster Hellglimmer in der kataklastischen Matrix zeigt eine Alteration im Zuge dieser Deformation an.

Geochemisch zeigen die Proben des Manhartsberg-Granits eine normalgranitische Hauptelementzusammensetzung mit $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ zwischen ca. 1 und 2 Gew.%, was laut Mesonorm einem primären Biotitgehalt von etwa 4–6 Vol.% entspricht. Bei rund 5 Gew.% K_2O liegen die normativen Kalifeldspatanteile dieser Proben um 30 %, und egalisieren damit etwa den Plagioklas- (30 %) und Quarzanteil (30 %). Auffällig ist ein niedriger CaO-Gehalt von nur 0,3–0,5 Gew.%, der auf niedrige Anorthitgehalte im primären Plagioklas schließen lässt. Die A/CNK-Werte sind mit 1,2 bis 1,3 deutlich peraluminisch und wären im Prinzip für einen S-Typ beziehungsweise einen Zweiglimmergranit typisch, vorausgesetzt das keine signifikanten postmagmatischen Elementverschiebungen stattgefunden haben. Durch seinen deutlichen peraluminischen Charakter hebt sich der Manhartsberg-Granit sowohl vom Retz- wie auch vom Eggenburg-Granit ab.

Bei den leukogranitischen bis aplitischen Proben ($\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})} < 1$ Gew.%) stehen solche mit hohem Na_2O -Gehalten (5–6 Gew.%) und Plagioklasvormacht solchen mit hohem K_2O -Gehalten (5–6 Gew.%) und Kalifeldspatvormacht gegenüber. Von den quarzreichen Aplitschlieren im Manhartsberg-Granit wurden drei repräsentative Proben ge-

nommen. Diese Gesteine verwittern aufgrund des höheren Quarzgehaltes und der Feinkörnigkeit weniger stark als der Granit selbst. Aplitreiche Felsaufschlüsse wurden westlich vom Tobelkreuz (Probe ML17-21-9), am Rücken Burgfriedens nördlich vom Sulzberg (Probe ML17-21-21) und westlich Pernersdorferöde (Probe ML17-21-22) beprobt. Die Aplite bestehen im Allgemeinen nur aus Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz, lediglich eine Probe (ML17-21-21) zeigt unter dem Mikroskop Spuren von Biotit und Muskovit. Die zum Teil vorhandenen gröberkörnigen Domänen im Aplit sind im Mineralbestand ganz gleich. Bezüglich der Deformation ist anzumerken, dass die Aplitschlieren protomylonitisch und, im Unterschied zum umgebenden Granit, nicht kataklastisch deformiert sind. Aus geochemischer Sicht sind diese plagioklasreichen Aplitschlieren natriumbetont mit schwach metaaluminischem Charakter sowie stets niedrigem Rb-Gehalt von nur rund 100 ppm.

Von den zuvor genannten Turmalin führenden Aplitkörpern und -gängen wurden mehrere Proben rund um den Manhartsberg-Gipfel genommen (ML17-21-12A, -12B, -13, -14). Unter dem Mikroskop zeigt sich ein Gemenge aus Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz vorwiegend feinkörnig, aber auch mit größeren Schlieren und Adern. Dazu kommen sehr wenig schuppiger Muskovit und selten Biotit. Typisch sind bis 3 mm große, feinstängelige Turmalinkristalle, im Dünnschliff olivgrün mit mattblauen Kernen, sowie sehr wenig feinkörniger Granat. Aufgrund erhöhter Rb-Gehalte (200–300 ppm) und reduzierter Sr-, Ba-, LREE- und Zr-Gehalte können diese kaliumreichen Aplite gut als fraktionierte Schmelzen vom Manhartsberg-Granit interpretiert werden. Der größere der Aplitkörper am Manhartsberg-Gipfel ist nur schwach duktil und nicht kataklastisch deformiert.

Vom Sulzberg-Gipfel wurden ungewöhnliche mylonitische Gesteine analysiert. Die Hauptelemente dieser Proben sind offensichtlich stark verändert und lithologische wie genetische Zuordnungen sind dementsprechend schwierig. Die beiden grauen mylonitischen Gneise (Proben ML17-21-19, -20B) zeigen eine augenförmige Textur aus Aggregaten von Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz in einer glimmerreichen Matrix mit feinschuppigem Muskovit und wenig Biotit. Geochemisch kann aufgrund hoher Zr-Gehalte Gumping-Gneis als Ausgangsmaterial vermutet werden. Dieser tritt im Manhartsberg-Granit in Form von metergroßen Schollen wiederholt auf (FINGER et al., 2017). Bei der Probe ML17-21-20A weist der makro- und mikroskopische Befund auf einen inhomogen, ultramyonitisch deformierten Manhartsberg-Granit, mit Muskovit führender, feinstkörniger Matrix. Die Änderungen bei den Haupt- und Spurenelementen lassen vermuten, dass einerseits Plagioklas zerstört und damit verbunden CaO und Na_2O abgeführt wurden. Der Abbau von Kalifeldspat zu Muskovit hat hingegen keine größeren Stoffverschiebungen bewirkt. Anzumerken bleibt ein unerklärlich hoher Pb-Gehalt von 2.900 ppm in dieser Probe. Ebenfalls außergewöhnlich ist ein weißer Ultramyonit (Probe ML17-21-18) mit serizitbelegten Schieferungsflächen, der durch hohe LREE-Gehalte bei niedrigem Zr-Gehalt auffällt. Im Dünnschliff lassen sich augenförmig deformierte Porphyroklasten aus Quarz in feinstkörniger, von Serizitlagen durchzogener Matrix ausmachen. Wahrscheinlich wurde ein relativ quarzreicher Aplit einer äußerst starken Deformation unterzogen, in Verbindung mit ausgeprägten Stoffverschiebungen.

Literatur

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2012): Bericht 2010 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 216–218, Wien.

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2017): Bericht 2016 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen und schwach deformierten Graniten des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 311–315, Wien.

FINGER, F., LINNER, M. & RIEGLER, G. (2017): Bericht 2015 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen und schwach deformierten Graniten des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 307–311, Wien.

FRASL, G. (1983): Einführung in die Geologie der Moravischen Zone. – In: HÖCK, V., FRASL, G., STEININGER, F. & VETTERS, W. (1984): Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg: Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft zum 75 jährigen Bestandsjubiläum am 8. Oktober 1983. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Nr. **1**, 4–18, Wien.

JANOŠEK, V. & HOLUB, F.V. (2007): The causal link between HP–HT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens: case study from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. – Proceedings of the Geologists' Association, **118**, 75–86, London.

LINNER, M., ROETZEL, R., HUET, B. & HINTERSBERGER, E. (2019): Two nappes in the Austrian part of the Moravian Superunit. – 17th Meeting of the Central European Tectonic Groups, Rozdrojovice, 24–27 April 2019, Abstract Volume, 44, Rozdrojovice.

SCHANTL, P. (2018): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 110–113, Wien.

Bericht 2016 über strukturelle Aufnahmen im Gebiet Weißer Graben auf Blatt 21 Horn

BENJAMIN HUET

Einleitung

In diesem Bericht sind Ergebnisse und Interpretationen von strukturellen Aufnahmen, die 2016 im Weißen Graben auf Blatt 21 Horn durchgeführt wurden, zusammengefasst. Zwischen Fernitz und der Straße über den Manhartsberg, südwestlich Klein-Burgstall, bietet der Weiße Graben ein fast kontinuierliches Profil in der Pleißing-Decke mit relativ guten Aufschlussbedingungen. Dies ermöglicht die Deformation an der tektonischen Grenze zwischen Moldanubikum und Moravikum als auch innerhalb vom Moravikum zu charakterisieren.

Der Bericht folgt der Nomenklatur von FRASL (1974), die von SCHANTL (2017) erweitert wurde. Die makroskopischen Analysen basieren auf Beobachtungen und Strukturmessungen von 52 Aufschlüssen. Strukturmessungen wurden mit dem Software TectonicsFP 1.7.5 (ORTNER et al., 2002) ausgewertet. Die Mächtigkeit der lithologischen Einheiten wurde mit der scheinbaren Mächtigkeit auf der Karte und dem mittleren Einfallen des planaren Gefüges gerechnet. Für die mikroskopischen Analysen wurden 40 Dünnschlif-

fe, von denen 25 orientiert sind, mit dem optischen Mikroskop ausgewertet. Schersinnindikatoren wurden parallel zur Lineation (Streckungs- bzw. Minerallineation) und senkrecht zum planaren Gefüge (Schieferung bzw. Foliation) makro- sowie mikroskopisch bestimmt. Die gegebenen Korngrößenwerte sind Einschätzung und wurden nicht systematisch und quantitativ gemessen. Aufschluss- bzw. Probenlokalitäten sind in Tabelle 1 zusammengefasst.

Für die mikroskopische Beschreibung der Deformation werden die klassischen Abkürzungen aus PASSCHIER & TROUW (2005) verwendet: BLG („bulging recrystallisation“ – Niedertemperatur-Rekristallisation durch Korngrenzenwanderung), SGR („subgrain rotation recrystallisation“ – Rekristallisation durch Subkornrotation), GBM („grain boundary migration recrystallisation“ – Rekristallisation durch Korngrenzenwanderung), SPO („shape preferred orientation“ – bevorzugte Formorientierung) und CPO („crystallographic preferred orientation“ – bevorzugte kristallografische Orientierung). Die Terminologie der planaren und linearen Strukturen bzw. Schersinnindikatoren stammt aus HUET et al. (2020).

Strukturelle Beobachtungen

Im Weißen Graben ist eine Abfolge mit Orthogneisen unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung und metasedimentären Gesteinen (Glimmerschiefer, Paragneis, Marmor) aufgeschlossen. Sie hat ein konsistentes Einfallen nach Westen bis Westsüdwest. Von Westen bis Osten, i.e. vom Hangenden in das Liegende, sind folgende lithologische Einheiten aufgeschlossen: Metasedimentäre Einheit 1, Bittesch-Gneis, Metasedimentäre Einheit 2, Buttendorf-Gneis, Metasedimentäre Einheit 3, Kriegenreith-Gneis und Sachsendorf-Gneis. Die strukturellen Merkmale dieser Einheiten sind im Folgenden beschrieben. Anschließend wird die Interpretation der Beobachtungen diskutiert.

Metasedimentäre Einheit 1

Makroskopische Beobachtungen: Innerhalb des hangenden Teiles des Bittesch-Gneises sind metasedimentäre Gesteine eingelagert. Diese Einheit ist nicht kontinuierlich, zeigt die Form einer größeren Linse und ihre Mächtigkeit variiert von 0 bis 50 m. Sie entspricht einer Wechsellagerung von phyllonitischem Glimmerschiefer mit Resten von grobschuppigem Hellglimmer und braunem bis dunklem, quarzreichem, mylonitischem Paragneis. Im Kern dieser Einheit tritt eine Lage von hell- bis dunkelgrauem, grobkörnigem und unreinem Marmor auf. Die Mächtigkeit dieser Marmorlage erreicht bis zu circa 10 m. In allen Lithologien sind die Schieferung bzw. Foliation und die Minerallineation gut ausgebildet. Die Foliation bzw. Schieferung schwankt zwischen 253/30 und 278/49. Die Streckungs- bzw. Minerallineation ist subhorizontal und schwankt zwischen 198/18 und 003/06. Es wurden keine makroskopischen Schersinnindikatoren beobachtet.

Mikroskopische Beobachtungen: Der Paragneis besteht aus einer Matrix mit länglichen Aggregaten aus feinkörnigem Quarz und Plagioklas (bis 100 µm groß), die durch feinen Biotit und untergeordnet Hellglimmer getrennt sind. Quarz und Plagioklas sind total rekristallisiert. Die schräge SPO von Quarz und Plagioklas im Vergleich zu den Schichtsilikatlagen zeigt eine Top-nach-N-Scherung an.

Aufschluss	Geologische Einheit	Rechtswert	Hochwert	Probe
BH-16-0025	Metasedimentäre Einheit 1	552933	5378378	BH/16/2
BH-16-0027	Metasedimentäre Einheit 1	552953	5378380	BH/16/4
BH-16-0002	Bittesch-Gneis	552878	5378342	
BH-16-0003	Bittesch-Gneis	552986	5378279	
BH-16-0004	Bittesch-Gneis	553028	5378211	
BH-16-0026	Bittesch-Gneis	552956	5378399	BH/16/3
BH-16-0028	Bittesch-Gneis	553079	5378474	BH/16/5a, BH/16/5b
BH-16-0029	Bittesch-Gneis	553070	5378428	BH/16/6
BH-16-0030	Bittesch-Gneis	552862	5378346	BH/16/7a, BH/16/7b
BH-16-0031	Bittesch-Gneis	553044	5378198	BH/16/8
BH-16-0032	Bittesch-Gneis	553066	5378194	BH/16/9
ML-16-P458	Bittesch-Gneis	552984	5378288	Fi 18-16
ML-16-P459	Bittesch-Gneis	553040	5378207	Fi 19-16
BH-16-0005	Metasedimentäre Einheit 2	553089	5378170	
BH-16-0006	Metasedimentäre Einheit 2	553155	5378183	
BH-16-0033	Metasedimentäre Einheit 2	553105	5378183	BH/16/10a, BH/16/10b
BH-16-0007	Buttendorf-Gneis	553259	5378181	
BH-16-0008	Buttendorf-Gneis	553478	5378119	
BH-16-0009	Buttendorf-Gneis	553571	5378069	
BH-16-0010	Buttendorf-Gneis	553616	5378040	
BH-16-0034	Buttendorf-Gneis	553246	5378184	BH/16/11
BH-16-0035	Buttendorf-Gneis	553376	5378178	BH/16/12
BH-16-0036	Buttendorf-Gneis	553537	5378091	BH/16/13
BH-16-0585	Buttendorf-Gneis	553447	5378127	
BH-16-0586	Buttendorf-Gneis	553805	5378089	
ML-16-P461	Buttendorf-Gneis	553442	5378131	Fi 21-16
ML-16-P462	Buttendorf-Gneis	553617	5378052	Fi 22-16
ML-16-P463	Buttendorf-Gneis	553794	5378097	Fi 23-16
BH-16-0011	Metasedimentäre Einheit 3	553752	5378080	
BH-16-0012	Metasedimentäre Einheit 3	553906	5378133	
BH-16-0013	Metasedimentäre Einheit 3	554032	5378144	
BH-16-0023	Metasedimentäre Einheit 3	554155	5378130	
BH-16-0024	Metasedimentäre Einheit 3	554067	5378126	
BH-16-0037	Metasedimentäre Einheit 3	553757	5378079	BH/16/14
BH-16-0038	Metasedimentäre Einheit 3	553867	5378147	BH/16/15
BH-16-0039	Metasedimentäre Einheit 3	554126	5378130	BH/16/16
BH-16-0040	Metasedimentäre Einheit 3	554316	5378328	BH/16/17
BH-16-0043	Metasedimentäre Einheit 3	554274	5378214	BH/16/20
BH-16-0018	Kriegenreith-Gneis	554560	5378325	
BH-16-0019	Kriegenreith-Gneis	554464	5378318	
BH-16-0020	Kriegenreith-Gneis	554426	5378335	
BH-16-0021	Kriegenreith-Gneis	554352	5378354	
BH-16-0022	Kriegenreith-Gneis	554394	5378324	
BH-16-0041	Kriegenreith-Gneis	554332	5378348	BH/16/18
BH-16-0042	Kriegenreith-Gneis	554279	5378236	BH/16/19
BH-16-0587	Kriegenreith-Gneis	554391	5378328	
BH-16-0588	Kriegenreith-Gneis	554420	5378323	
BH-16-0589	Kriegenreith-Gneis	554552	5378334	
BH-16-0591	Kriegenreith-Gneis	554936	5379208	
ML-16-P464	Kriegenreith-Gneis	554391	5378322	Fi 24/16
ML-16-P465	Kriegenreith-Gneis	554397	5378327	Fi 25/16
ML-16-P466	Kriegenreith-Gneis	554420	5378353	Fi 26/16
ML-16-P467	Kriegenreith-Gneis	554415	5378337	Fi 27/16
ML-16-P470	Kriegenreith-Gneis	554943	5379212	Fi 30/16

Aufschluss	Geologische Einheit	Rechtswert	Hochwert	Probe
BH-16-0016	Sachsendorf-Gneis	554956	5378099	
BH-16-0017	Sachsendorf-Gneis	554728	5378239	
BH-16-0590	Sachsendorf-Gneis	554715	5378236	BH/16/142
BH-16-0592	Sachsendorf-Gneis	554957	5379253	
BH-16-0593	Sachsendorf-Gneis	555172	5379456	
BH-16-0594	Sachsendorf-Gneis	555187	5378384	BH/16/143
ML-16-P468	Sachsendorf-Gneis	554554	5378347	Fi 29/16
ML-16-P471	Sachsendorf-Gneis	554954	5379255	Fi 31/16
ML-16-P472	Sachsendorf-Gneis	555176	5379463	Fi 32/16
ML-16-P053	Sachsendorf-Gneis	554945	5376364	ML17-21-17

Tab. 1.
Aufschluss- bzw. Probenlokalitäten. Koordinaten sind im System UTM 33N, WGS 84 angegeben.

Der Marmor besteht aus länglichen Calcitkörnern, die subparallel zur Schieferung liegen, mit untergeordnet Hellglimmer, Tremolit und kugeligem Quarz. Die Größe der Calcitkörner ist ziemlich homogen ($2 \times 0,5$ mm). Calcit ist total rekristallisiert und hat starke SPO und CPO. Hellglimmer- und Tremolitkörner sind bis 100 μ m lang, liegen parallel zur Schieferung und zeigen keinen Reaktionssaum. Die SPO im Calcit zeigt eine Top-nach-N-Scherung an. Der Glimmerschiefer wurde nicht beprobt.

Bittesch-Gneis

Makroskopische Beobachtungen: Die Mächtigkeit des Bittesch-Gneises ist größer als 200 m. Seine Hangendgrenze ist hier unter Lössbedeckung. Der Bittesch-Gneis ist ein relativ heller, mesomylonitischer bis ultramyonitischer Orthogneis mit stark ausgeprägter Foliation und Streckungs- bzw. Minerallineation. Die Matrix besteht aus fein rekristallisiertem Quarz und Hellglimmer, welche die Foliation bilden. Kalifeldspat-Porphyrklasten sind verbreitet, zumeist rund und erreichen einen Durchmesser bis zu 1 cm. Bis zu 5 mm, vereinzelt bis 2 cm große, magmatische Muskovite haben sich erhalten. Magmatischer Biotit wurde nur einmal beobachtet. Quarz-Mobilisate sind durch die starke Deformation in die Foliation eingeschlichtet. Am Kontakt zur metasedimentären Einheit 1 ist der Bittesch-Gneis deutlich stärker deformiert und tritt als heller, feinkörniger ultramyonitischer Orthogneis auf. Die Foliation schwankt zwischen 261/19 und 303/54 mit einem Mittelwert von 284/34 (N = 12). Die Streckungs- bzw. Minerallineation ist subhorizontal und streicht um einen Mittelwert von 197/04 (N = 13). Die Schwankung der Foliation ist konsistent mit einer engen bis isoklinalen Faltung im Zehnermeter-Maßstab mit Faltenachsen subparallel zur Lineation. Solche Strukturen konnten aber nicht beobachtet werden. Top-nach-N-Scherung ist durch Sigmaklasten aus Kalifeldspat, Scherband-Boudins und C-Typ-Gefüge makroskopisch angedeutet.

Mikroskopische Beobachtungen: Die magmatischen Phasen, teilweise als Porphyrklasten erhalten, sind stark deformiert und rekristallisiert. Die Matrix besteht aus feinkörnigem metamorphem Quarz und Plagioklas. Quarz rekristallisiert mit SGR und GBM und formt Quarz „ribbons“. Plagioklas ist rekristallisiert und oft saussuritisert. Die Korngröße von Quarz (200–300 μ m) ist größer als die vom Plagioklas (100–150 μ m). In mesomyonitischen Proben sind Muskovit und Biotit mit einem feinen rekristallisierten Saum ummantelt. In ultramyonitischen Proben

sind sie vollständig rekristallisiert und bilden foliationsparallele, feinkörnige Aggregate. Kalifeldspat tritt als magmatisch zonierter, verzwilligter und gerundeter Porphyrklast auf. Er rekristallisiert mit GBM an Zwillingsgrenzen und am Rand in den Verkürzungsquadranten in Verknüpfung mit Myrmekitisierung. Feinkörniger Plagioklas, möglicherweise Albit und Quarz bilden Deformationsschatten um den Porphyrklasten. Spröde Deformation von Kalifeldspat wurde nur in einem Dünnschliff beobachtet. Sigmaklasten aus Kalifeldspat, Glimmerfische und C-Typ-Gefüge zeigen eine Top-nach-N-Scherung an.

Metasedimentäre Einheit 2

Makroskopische Beobachtungen: Im Liegenden des Bittesch-Gneises tritt ein grobkörniger, dunkelgrauer, unreiner Marmor auf, mit Einschaltungen aus Kalksilikatgestein und untergeordnet Glimmerschiefer und Paragneis an der Basis. Die Mächtigkeit dieser Einheit variiert zwischen 30 und 50 m. Die Foliation bzw. Schieferung und die Streckungs- bzw. Minerallineation sind stark ausgeprägt. Im Marmor schwanken die Strukturen sehr wenig: Foliation um 277/47 und Mineral- bzw. Streckungslineation um 196/11. Zentimetergroße Sigmoide aus Quarz im Marmor zeigen eine Top-nach-N-Scherung an.

Mikroskopische Beobachtungen: Der Marmor besteht aus Calcit, Muskovit, Quarz und Phlogopit. Calcit ist ungleichförmig und die Korngröße variiert zwischen 100 μ m und 2 mm. Die Calcitkörner haben eine leichte SPO bzw. CPO. Muskovit und Phlogopit sind kleiner als 200 μ m und liegen parallel zur Schieferung. Sie sind oft fein rekristallisiert, zeigen aber keinen Reaktionssaum. Quarz tritt in Form von entweder kleinen, undeformierten, kugeligen Körnern oder sigmoidalen Aggregaten auf. Die Aggregate sind mit einem feinkörnigen Hellglimmersaum ummantelt. In diesem Fall zeigt der Quarz undulöse Auslöschung. Top-nach-N-Scherung ist durch die Sigmoide angedeutet. Der Paragneis ist sehr feinkörnig. Seine Matrix besteht aus Quarz- und Plagioklas (Korngröße kleiner als 100 μ m) mit disseminiertem Biotit und untergeordnetem Epidot. Bis zu 1 mm große Hellglimmer sind leicht rekristallisiert. Längliche Calcitkörner (< 500 μ m) bilden Aggregate und zeigen eine schräge SPO und eine leichte CPO. Quarz kann auch Aggregate bilden. In diesem Fall rekristallisiert er mit SGR und GBM. Asymmetrische Mikrostrukturen (Glimmerfische, C'-Typ-Gefüge, schräge SPO) zeigen eine Top-nach-N-Scherung an.

Buttendorf-Gneis

Makroskopische Beobachtungen: Der Buttendorf-Gneis ist ein ziemlich inhomogener, dunkler, mesomylonitischer bis ultramyonitischer Orthogneis mit stark ausgeprägter Foliation und Streckungs- bzw. Minerallineation. Seine Mächtigkeit ist ungefähr 400 bis 450 m. Die mesomylonitischen Teile sind durch eine Abfolge im Millimeter-Maßstab mit hellen Quarz-Feldspat-Lagen und dunkleren Lagen mit ferromagnetischen Phasen charakterisiert. Gerundete Kalifeldspat- und/oder Plagioklas-Porphyrroklasten bis zu 2 mm sind häufig. In ultramyonitischen Teilen ist der Orthogneis homogener, extrem feinkörnig, deutlich angereichert an Biotit und enthält keine sichtbaren Feldspat-Porphyrroklasten. Dieser ultramyonitische Buttendorf-Gneis tritt an der Basis des Zuges auf und ist schwer vom biotitreichen, ultramyonitischen Paragneis zu unterscheiden. Die Foliation ist um einen Mittelwert von 271/41 (N = 11) konzentriert und die Mineral- bzw. Streckungslineation um einen Mittelwert von 197/13 (N = 11). Die Quarzmobilisate sind isoklinal verfaultet, mit einer Faltenachse subparallel zur Lineation und einer Achsenebene subparallel zur mylonitischen Foliation. Top-nach-N-Scherung ist durch C-Typ-Gefüge angedeutet.

Mikroskopische Beobachtungen: Der Buttendorf-Gneis ist wegen der variierenden Mineralogie bzw. Deformation auch im Dünnschliff heterogen. Die magmatischen Mineralphasen (Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Hornblende) sind stark bis vollständig rekristallisiert und/oder umgewandelt. In mesomylonitischen Proben besteht die Matrix aus feinkörnigem Quarz, Plagioklas, Biotit und Epidot. Quarz rekristallisiert mit SGR und GBM und formt Quarz „ribbons“ mit einer Korngröße von 200 bis 400 µm, die von Biotit begrenzt sind. Plagioklas formt eckige bis gerundete Porphyrroklasten, die bis zu 1 mm groß sind, die am Rand rekristallisiert und oft saussuritisiert sind. Kalifeldspat tritt als verzwilligter, gerundeter Porphyrroklast auf. Er rekristallisierte mit GBM am Rand und in den Verkürzungsquadranten in Verknüpfung mit Myrmekitisierung. Kalifeldspat- und/oder Plagioklas-Porphyrroklasten haben oft Deformationsschatten aus feinkörnigem Feldspat, möglicherweise Albit, und Quarz. Sie können auch spröde deformiert sein. Magmatische Hornblende wurde in zwei Proben beobachtet. Sie ist nicht deformiert aber rotiert und reagierte zu einer zweiten Generation Amphibol sowie Biotit, Epidot und/oder Titanit. In ultramyonitischen Proben sind Porphyrroklasten fast nicht mehr zu beobachten und die Matrix besteht aus sehr feinkörnigem Quarz, Feldspat, Biotit und Epidot. Die schräge SPO im Quarz, Sigma- bzw. Deltaklasten aus Kalifeldspat und Plagioklas und C- bzw. C'-Typ Gefüge zeigen eine Top-nach-N-Scherung an.

Metasedimentäre Einheit 3

Makroskopische Beobachtungen: Die metasedimentäre Einheit 3 trennt den Buttendorf-Gneis im Hangenden vom Kriegenreith-Gneis im Liegenden. Sie ist ungefähr 250 bis 300 m mächtig und besteht aus grauem bis silberigem, phyllonitischem, oft quarzreichem Glimmerschiefer und grauem schichtsilikatführendem Marmor. In der metasedimentären Einheit 3 sind auch dunkle, biotitreiche, ultramyonitische Paragneise inkludiert, die gemeinsam mit Quarzgängen in das Liegende des Buttendorf-Gneises eingeschaltet sind. Alle Lithologien zeigen ein gut ausge-

bildetes planares Gefüge mit Lineation. Die Foliation bzw. Schieferung streut zwischen 281/66 und 202/38 mit einem Mittelwert von 260/46 (N = 13), während die Mineral- bzw. Streckungslineation sich um einen Mittelwert von 189/15 (N = 12) konzentriert. Die Streuung des planaren Gefüges lässt sich mit den beobachteten engen bis isoklinalen Falten mit einer Faltenachse subparallel zur Lineation erklären. Top-nach-N-Scherung ist durch Sigmoide und C'-Typ-Gefüge angedeutet.

Mikroskopische Beobachtungen: Glimmerschiefer und Paragneis sind durch kleine Korngröße und fast totale Rekristallisation charakterisiert. Der Paragneis unterscheidet sich durch die signifikante Menge an Plagioklas-Porphyrroklasten. Diese sind rundlich, oft von einem Hellglimmersaum in den Verkürzungsquadranten ummantelt und erreichen eine Größe von 200 µm. Generell ist Biotit sehr fein, kann in Chlorit umgewandelt sein, während Hellglimmer ein breiteres Korngrößenspektrum hat, von feinschuppig total rekristallisiert bis zum 500 µm großen undeformierten Glimmerfisch. Quarz bildet 50 bis 100 µm große Körner und rekristallisierte durch SGR und untergeordnete GBM. Noch kleinere Quarzkörner bildeten sich durch BLG. Große erhaltene Quarzkörner aus Mobilisaten zeigen Deformationsschatten. Sowohl längliche Quarzkörner, die von Hellglimmer parallel zur Schieferung begrenzt sind, als auch ein Glimmersaum, der mit unlöslichen Phasen angereichert ist, zeigen, dass Drucklösung beteiligt war. Schersinnindikatoren wie C- bzw. C'-Typ-Gefüge, Glimmerfische, Sigmaklasten, asymmetrische Deformationsschatten und Sigmoide zeigen eine Top-nach-N-Scherung an.

Kriegenreith-Gneis

Makroskopische Beobachtungen: Der Kriegenreith-Gneis ist ein dunkler, mafischer Orthogneis, charakterisiert durch bis zu 1 mm große Plagioklas-Porphyrroklasten. Seine Mächtigkeit erreicht 150 bis 200 m. Die proto- bis ultramyonitische Deformation, die Prägung des planaren Gefüges und der Lineation, sowie die Korngröße sind variabel. Ultramyonitische Typen treten an der Hangendgrenze auf und schauen grünlicher und extrem feinkörnig aus. Die Foliation ist um einen Mittelwert von 268/51 (N = 5) konzentriert. Steileres Einfallen gegen Westen lässt sich mit engen bis isoklinalen Falten mit einer Faltenachse subparallel zur Lineation erklären. Die Mineral- bzw. Streckungslineation konzentriert sich um einen Mittelwert von 268/51 (N = 5). Seltene Sigmaklasten zeigen eine Top-nach-N-Scherung an.

Mikroskopische Beobachtungen: Die Matrix besteht aus Quarz, Biotit, Plagioklas und Hellglimmer. Quarzkörner sind 50 bis 200 µm groß und rekristallisierten durch SGR und BLG. Quarz hat eine klare SPO und CPO. Körner, die nicht zu stark deformiert sind, zeigen erhaltene GBM. Plagioklaskörner sind auch 50 bis 200 µm groß. Biotit und Hellglimmer sind fast total rekristallisiert, wobei Biotit partiell bis total in Chlorit umgewandelt wurde. Plagioklas-Porphyrroklasten sind 1 bis 5 mm groß. Sie sind oft eckig und senkrecht zur Foliation gebrochen und in den Rissen ist Quarz und seltener Calcit ausgefällt. Plagioklas ist oft in Albit umgesetzt. Diese zwei Beobachtungen zeigen, dass Drucklösung an der Deformation beteiligt war. Kalifeldspat wurde nicht beobachtet. Die SPO von Quarz, das C-Typ-Gefüge und die Sigmaklasten aus Plagioklas deuten eine Top-nach-N-Scherung an. Trotz der intensiven De-

formation gibt es Proben, die gut erhaltene magmatische Merkmale wie equigranulare Mikrostruktur, zonierten Plagioklas und Hornblende zeigen.

Sachsendorf-Gneis

Makroskopische Beobachtungen: Der Sachsendorf-Gneis ist ein hellglimmerarmer, oft verquarzter, heller bis dunkler Orthogneis. Seine Mächtigkeit ist größer als 550 m. Kalifeldspat-Porphyroklasten erreichen eine Größe von 1 cm. Die Deformation ist heterogen und wird nach Osten in das Liegende mehr kataklastisch. Damit sind die Foliation und die Lineation nicht immer klar ausgeprägt. Als Ausnahme dieser Tendenz wurde am Sulzberg südlich vom Manhartsberggipfel eine Probe eines ultramylonitischen Sachsendorf-Gneises als Lesestein gefunden. Dort ist der Orthogneis graubraun, sehr feinkörnig und hat seltene, bis zu 3 mm große Kalifeldspat-Porphyroklasten. Die Foliation und die Streckungslineation sind sehr ausgeprägt. Der Sachsendorf-Gneis ist oft von Pegmatit und Aplit durchsetzt. Wegen der dicken Verwitterungsdecke kann die Mächtigkeit dieser späten Gänge nicht genau bestimmt werden. Aus dem gleichen Grund waren nur wenige Strukturmessungen möglich. Zwei Messungen zeigen, dass die Foliation um 274/56 und die Streckungslineation um 190/08 orientiert sind. Makroskopischen Schersinnindikatoren wurden im Sachsendorf-Gneis nicht beobachtet.

Mikroskopische Beobachtungen: Der kataklastisch deformierte Sachsendorf-Gneis zeigt wenig dynamische Rekristallisation. Dennoch weist er 100 bis 500 µm dicke, spröde-duktilen Scherbänder auf, die aus feinem Quarz, Kalifeldspat und Epidot bestehen. Diese Scherbänder können durch Verwachsung von Quarz und Kalifeldspat umschlossen sein und sind nur durch ausgerichtete feine Epidotkörner bemerkbar. Dynamisch rekristallisierte Proben, außer die ultramylonitische Probe, haben eine quarzdominierte Matrix. Die Quarzkörner sind 50 bis 200 µm groß, rekristallisierten durch SGR und haben eine starke SPO und CPO. Sehr kleine Quarzkörner wurden durch BLG gebildet. Hellglimmer und Biotit sind metamorph rekristallisiert und oft zwischen Quarz bzw. Feldspat eingezwängt. Biotit ist teilweise in Chlorit umgewandelt. Die Kalifeldspat- und Plagioklas-Porphyroklasten sind eckig, senkrecht zur Foliation gebrochen und löschen undulös aus. Die Risse sind mit ausgefälltem Quarz gefüllt. Plagioklas ist auch oft von Albit oder Hellglimmer durchsetzt. Diese zwei Beobachtungen zeigen, dass Drucklösung stattgefunden hat. Spröde-duktilen Scherbänder schneiden sowohl Matrix wie Porphyroklasten durch. Die SPO von Quarz und spröde-duktilen Scherbänder zeigen eine Top-nach-N-Scherung an. In der ultramylonitischen Probe besteht die Matrix aus feinkörnigem (20–50 µm) Quarz, untergeordnet Plagioklas und völlig rekristallisiertem Muskovit und Biotit. Die Quarzkörner zeigen eine undulöse Auslöschung, aus denen noch kleinere Körner (5 µm) durch BLG entstanden. Biotit ist partiell in Chlorit umgewandelt. In dieser Matrix findet man Kalifeldspat- und Plagioklas-Porphyroklasten. Sie erreichen 3 mm, sind oft verzwilligt, etwas serizitisiert und haben völlig rekristallisierte Deformationsschatten.

Interpretation

Das gesamte Profil im Weißen Graben zeigt eine bemerkenswerte Übereinstimmung der planaren und linearen Strukturen als auch der Schersinnindikatoren. Das planare Gefüge ist um dem Mittelwert 270/42 (N = 49) konzentriert und das mittlere Einfallen der Einheiten nimmt vom Hangenden in das Liegende progressiv von ca. 30° bis ca. 55° nach Westen zu. Die Lineation ist stark um den Mittelwert 193/10 (N = 48) konzentriert. Die Streuung des Streichens des planaren Gefüges um einen Großkreis deutet auf eine berechnete „best-fit“ Faltenachse von 209/24 hin. Dieser Wert ist nicht genau parallel zur mittleren Lineation. Die Variation der Orientierung des planaren Gefüges im Maßstab 10 bis 1.000 m ist trotzdem mit engen bis isoklinalen Falten mit einer Faltenachse subparallel zur regionalen Lineation zu interpretieren. Solche Strukturen wurden im 10 cm bis 1 m Maßstab beobachtet. Parallel zur Lineation und senkrecht zur Schieferung wurde makroskopisch und mikroskopisch ein breites Spektrum von einheitlich Top-nach-N-Schersinnindikatoren (C- bzw. C'-Typ-Gefüge, Sigma- bzw. Deltaklasten, Glimmerfische, Scherband-Boudins, schräge SPO, asymmetrische Deformationsschatten und Sigmoide) beobachtet. Diese finden sich in allen lithologischen Einheiten. Die bearbeiteten Gesteine haben deshalb ein Deformationsereignis mit gleichzeitiger Verkürzung und Faltung senkrecht zum planaren Gefüge, N-S-Streckung und Top-nach-N-Scherung erlebt. Detailbeobachtungen weisen aber darauf hin, dass sich die Deformation lokalisiert und unter unterschiedlichen Bedingungen stattgefunden hat.

Mehrere Deformationsgradienten wurden beobachtet. Zwei großräumige Deformationsgradienten mit ultramylonitischen Orthogneisen weisen auf Lokalisierung entlang der Deckengrenzen der Pleißing-Decke hin. Im Bittesch-Gneis nimmt die Deformation in das Hangende zu, dies ist konsistent mit der Position der Moldanubischen Überschiebung an dessen Hangendgrenze. Die extreme Lokalisierung im ultramylonitischen Sachsendorf-Gneis zeigt die Basis der Pleißing-Decke. Scherzonen innerhalb der metasedimentären Einheiten und die begleitenden Gradienten in Orthogneisen sind mit Lokalisierung aufgrund lithologischer und mechanischer Heterogenität zu interpretieren.

Vom Hangenden in das Liegende, also von Westen nach Osten, sind folgende Merkmale der Deformationsmechanismen ausgebildet: (1) Makroskopisch ist die Deformation duktil bis zunehmend spröde. (2) Mikroskopisch ist dynamische Rekristallisation mit intrakristalliner Plastizität dominant und untergeordnet ist zunehmend Drucklösung beteiligt. (3) Die Rekristallisationsmechanismen im Quarz sind SGR und GBM, dann wird GBM dominant und letztendlich tritt BLG auf, begleitet von einer Abnahme der rekristallisierten Korngröße von Quarz. (4) Die Deformationsmechanismen der Feldspäte sind duktil, werden duktil und spröde und letztendlich fast nur spröde. Dies deutet einen Temperatur- und/oder Deformationsratengradienten mit Abnahme der Temperatur bzw. Zunahme der Verformungsrate in das Liegende während des Deformationsereignisses an.

Basierend auf diesen Beobachtungen ist es möglich, die Temperatur an beiden Enden des Profils abzuschätzen, wenn man eine mehr oder weniger konstante Deformationsrate annimmt. Am Westende im Bittesch-Gneis herrschte dynamische Rekristallisation der Feldspäte und

GBM in Quarz vor, womit die Temperatur der Deformation höher als 450° C war. Die Gesteine am Ostende des Profils zeigen kataklastische Deformation, mit BLG im Quarz und Drucklösung um Plagioklas-Porphyrklasten, womit eine Temperatur im Übergangsbereich der spröde-duktilen Deformation um 300 bis 350° C anzusiedeln ist. Daraus ergibt sich ein Gradient der Deformationstemperatur von 100 bis zu 200° C vom Hangenden in das Liegende, also nach Osten zu. Zusätzliche Beobachtungen deuten an, dass die Hypothese eines Temperaturgradienten zu bevorzugen ist. Die Stabilität von kleinem Granat in Glimmerschiefer aller metasedimentären Einheiten (SCHANTL, 2017) und Tremolit und Phlogopit im Marmor ist kompatibel mit dem oberen Wert des Temperaturgradienten. Die Umwandlung von Biotit in Chlorit und die Überprägung von BLG-Rekristallisation über GBM-Rekristallisation im östlichen Teil des Profils weisen auf eine Temperaturabnahme. Diese Beobachtungen zeigen auch, dass niedrigtemperierte Deformation höhertemperierte Mikrostrukturen im Liegenden überprägt hat.

Damit zeigt das Profil insgesamt progressive niedrigtemperierte Überprägung der höhertemperierten Strukturen in östliche Richtung und eine Lokalisierung der Deformation durch lithologische Heterogenität. Dies hat sehr wahrscheinlich unter gleichen kinematischen Rahmenbedingungen stattgefunden. Auch wenn die Deformations- und Rekristallisationsmechanismen sowohl von der Temperatur, als auch von der Verformungsrate abhängig sind, nimmt die Intensität der Deformation nach Osten zu. Diese Beobachtungen sind nicht konsistent mit einer einzigen kontinuierlichen Scherzone, von duktil im Hangenden zu spröde-duktil im Liegenden. Während die duktile Deformation im Bittesch-Gneis sicherlich die Deformation an der Deckengrenze zwischen Moldanubikum und Moravikum widerspiegelt, könnte die spröde-duktilen Deformation im Osten zur Bildung der Deckengrenze an der Basis der Pleißing-Decke gehören.

Literatur

- FRASL, G. (1974): Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A 37–A 42, Wien.
- ORTNER, H., REITER, F. & ÁCS, P. (2002): Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows. – Computers & Geosciences, **28**, 1193–1200, Oxford.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. (2005): Microtectonics. – 2. Auflage, XVI + 366 S., Berlin.
- SCHANTL, P. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 328–330, Wien.

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

DOMINIK SORGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartierungsgebiet und Aufschlusssituation

Im Rahmen der geologischen Neuaufnahme von Blatt 21 Horn wurde im Jahr 2018 eine geologische Karte im Maßstab 1:10.000 südöstlich von Pernegg, beiderseits des Mödringbaches, aufgenommen. Das Arbeitsgebiet schließt nördlich an das im Jahr 2017 kartierte Gebiet, nördlich vom Mostelgraben und der Flur „Hauersteig“, an (SORGER, 2018) und verläuft entlang des Pernegger Grabens (Mödringbach) weiter nach Norden bis zum Kloster Pernegg und zur Straße Pernegg–Posselsdorf. Im Westen wurde es durch die Straße Mödring–Staningersdorf und nördlich fortsetzend durch die großen Ackerflächen östlich von Staningersdorf begrenzt. Im Osten reicht das Aufnahmegebiet bis zu den Ackerflächen westlich von Lehndorf und weiter Richtung Nordwesten bis zum Trampelkreuz sowie Hammerkreuz.

Die Aufschlusssituation im Arbeitsgebiet ist, ähnlich wie im Gebiet 2017, sehr unterschiedlich ausgeprägt und meist von der Morphologie bestimmt. Gute Aufschlussverhältnisse findet man meist nur entlang von Gräben und eingeschnittenen Bachläufen (Mödringbach, Marbach, Aumühlbach, Mostelgraben). Die Lagerungsverhältnisse der metamorphen Gesteine sind meist nur in diesen Bereichen feststellbar. Auf den Verebnungs- beziehungsweise Hochflächen war oft nur eine Kartierung mittels Lesesteinen möglich, da nur vereinzelt Aufschlüsse vorhanden sind.

Die Ergebnisse der Neukartierung sind zwar in weiten Teilen konsistent mit bestehenden Kartierungen von HÖCK et al. (1987), siehe auch HÖCK & VETTERS (1973, 1979) sowie WALDMANN (1926, 1927), es zeigen sich jedoch bei genauerer Betrachtung einige Unterschiede, insbesondere im Verlauf einiger lithologischer Grenzen und in den Bereichen der sedimentären Bedeckung.

Moravikum

Die Gesteine des Moravikums können im Kartierungsgebiet in vier lithostratigrafische Komplexe unterteilt werden. Der Bittesch-Gneis im Südwesten bildet den hangendsten Komplex, der Richtung Norden von einem Komplex aus Marmor und Kalkschiefer unterlagert wird, der vor allem im westlichen Randbereich des Arbeitsgebietes aufgeschlossen ist. Vereinzelt tritt auch Fugnitz-Kalksilikatschiefer an der Liegendgrenze des Bittesch-Gneises auf. Der bei weitem größte Teil des kartierten Gebietes wird von Glimmerschiefern und Paragneisen aufgebaut, die den liegendsten metamorphen Komplex bilden.

Bittesch-Gneis

Bittesch-Gneis tritt nur im Südwesten des Kartierungsgebietes, im Bereich nördlich und nordwestlich Jägerbild, in der Flur „Säbel“ und auf den Äckern entlang der Straße nach Staningersdorf, auf. Von der Straße Mödring–Staningersdorf reicht der Orthogneiskörper etwa 250 bis 300 m in Richtung Osten beziehungsweise Norden. Die Kartie-

zung war dabei ausschließlich über Lesesteine auf den Ackerflächen und in angrenzenden Waldgebieten möglich, da in diesem Bereich keine Aufschlüsse von anstehendem Gestein vorhanden sind. Typisch für den meist hellen Orthogneis sind ein dünnplattiger Bruch, eine deutliche Schieferung und bis zu 5 mm große Kalifeldspat-Porphyrroklasten. Das Hauptgemenge bildet eine eher feinkörnige Matrix ($\leq 0,5$ mm) aus Quarz und Plagioklas. Die Schieferung wird von grobem Muskovit (≤ 2 mm) und eher feinschuppigem Biotit ($\leq 0,5$ mm) ausgebildet. Akzessorisch findet man immer wieder Zirkon als Einschluss im Biotit, weiters Rutil und opake Phasen, vermutlich Eisenoxide oder Eisensulfide.

Fugnitz-Kalksilikatschiefer

Östlich von Staningersdorf, etwa 250 m nördlich der Straße, befindet sich an der Liegendgrenze des Bittesch-Gneises ein etwa 480 m langer Gesteinskörper von Fugnitz-Kalksilikatschiefer, in der Mitte von pleistozäner Bedeckung kurz unterbrochen. Eine weitere Einschaltung befindet sich nordwestlich davon, im Liegenden eines ca. 80 m breiten Bandes aus Marmor, und ist in westliche und nördliche Richtung von quartären Ablagerungen bedeckt. Der Fugnitz-Kalksilikatschiefer zeichnet sich durch eine dunkle Färbung, eine deutliche Schieferung und ein generell dünnplattiges Auftreten aus. Der Mineralbestand wird vor allem von Diopsid und bläulich-grüner bis blassbrauner, nematoblastischer Hornblende (≤ 2 mm) bestimmt. Die eher feinkörnige Matrix ($\leq 0,2$ mm) wird durch Quarz, Plagioklas, Klinozoisit/Epidot, Calcit und teils idiomorphen Titanit aufgebaut. Der Anteil an Calcit schwankt stark und teilweise ist das Gestein sogar karbonatfrei.

Marmor und Kalkschiefer

Im nordöstlichen und südwestlichen Randbereich des Kartierungsgebietes ist der Komplex aus Marmor und Kalkschiefer aufgeschlossen. Etwa 200 m südlich und 500 m südöstlich des Trampelkreuzes beginnend, zieht ein Körper Richtung Nordwesten bis zur Grenze des Arbeitsgebietes an der Straße Pernegg-Posselsdorf. In einem Seitengraben des Pernegger Grabens, ca. 450 m westlich des Trampelberges, lässt sich ein Marmorzug am Osthang etwa 130 m den Hang hinauf, am Westhang sogar bis auf die Hochfläche verfolgen. Nordwestlich des Klosters Pernegg ist im Graben des Aumühlbaches, an der Grenze des Kartierungsgebietes, die lithologische Grenze von Glimmerschiefer und Paragneis zu Marmor und Kalkschiefer aufgeschlossen. Auch in einem kleinen Seitengraben westlich des Aumühlbaches lässt sich eine Marmorlinie mit 50 bis 100 m Durchmesser auskartieren. Südlich davon, im Bereich der Flur „Teile“ befindet sich im Liegenden vom Fugnitz-Kalksilikatschiefer ein weiterer großer Marmor- und Kalkschieferkörper. Ebenso tritt Marmor und Kalkschiefer südöstlich davon in einem ca. 600 m langen und 80 m breiten Gesteinskörper auf, hangend und teilweise auch liegend begleitet von Fugnitz-Kalksilikatschiefer.

Marmor und Kalkschiefer zeichnen sich durch einen hohen Anteil an teilweise recht grobem Calcit (≤ 2 mm) und einem variablen Anteil an silikatischen Mineralen, wie Biotit und Quarz, aus. Je höher dabei der silikatische Anteil ist, desto dunkler ist meist die Färbung des Gesteins und desto deutlicher ist eine vorhandene Schieferung erkennbar.

Biotit ist meist feinschuppig ($\leq 0,5$ mm) und bildet mit sporadisch auftretendem Muskovit die Schieferung aus. Quarz tritt entweder feinkörnig ($\leq 0,2$ mm) zwischen grobem Calcit auf oder in Form von grobkörnigem Mobilisat. Diese Quarzmobilisate können bis zu mehrere Zentimeter große Quarzknollen ausbilden. Akzessorisch treten vor allem opake Phasen auf, wobei es sich dabei um Eisenoxide oder Eisensulfide handeln dürfte. Eine Besonderheit bilden vereinzelt auftretende Einschaltungen von grobkörnigem Kalksilikatgestein, etwa im Graben des Aumühlbaches oder nordöstlich der Straße Mödring-Staningersdorf im Bereich südlich der Flur „Teile“. Charakteristisch sind große, teilweise verzwilligte Diopsid-Porphyrblasten (≤ 1 cm) in einer ebenfalls relativ groben Calcitmatrix (≤ 2 mm). Vereinzelt kann man idiomorphen Titanit zwischen Diopsid und Calcit beobachten.

Glimmerschiefer und Paragneis

Im Allgemeinen kommt es immer wieder zu Mischtypen beziehungsweise zu sehr lokalem Wechsel von Glimmerschiefer und Paragneis. Darüber hinaus ist die Aufschluss-situation vor allem auf den Hochflächen sehr dürtig und das darunterliegende Gestein konnte nur anhand von feinen Glimmerplättchen im Verwitterungsmaterial identifiziert werden. Daher konnten die beiden Lithologien im Kartenmaßstab nicht unterschieden werden und wurden als zusammenhängender Komplex kartiert.

Der weitaus größte Teil des bearbeiteten Gebietes wird von Glimmerschiefer und Paragneis aufgebaut. Abgesehen von der West- und Südwestgrenze setzt sich der Komplex aus diesen Metasedimenten über die Grenzen des Kartierungsgebietes hinaus fort. Westlich des Trampelberges und entlang vom Aumühlbach finden sich Linsen von Marmor und Kalkschiefer in dem ansonsten zusammenhängenden Körper aus Glimmerschiefer und Paragneis.

Die Glimmerschiefer zeichnen sich durch ein lepidoblastisches Gefüge aus feinkörnigem ($\leq 0,1$ mm) Muskovit und Biotit aus. Immer wieder tritt gröberer (≤ 2 mm), schuppiger Biotit in „Glimmerfischen“ auf. Der Gehalt an Quarz und Plagioklas schwankt und ist oft in eher feinkörnigen ($\leq 0,2$ mm), gneisigen Lagen konzentriert. Immer wieder führen die Gesteine grobe Plagioklasblasten oder sind von Adern aus grobkörnigem Quarzmobilisat durchzogen. Häufig findet man Granat-Staurolith-Glimmerschiefer, wobei die Modalgehalte vor allem an Staurolith schwanken können. Granat bildet Porphyroblasten (≤ 5 mm), die meist poikiloblastisch sind und häufig Abbaureaktionen zu Chlorit zeigen. Manchmal beobachtet man idiomorph angewachsenen Granat im Druckschatten der rotierten und teils resorbierten Porphyroblasten. Lokal, etwa an den steilen Hängen nördlich und südlich vom Marbach, findet man sehr große Granat-Porphyrblasten mit bis zu 4 cm Durchmesser. Der Großteil des Granats ist synkinematisch gewachsen und zeigt immer wieder Kerne mit teils sternförmiger Sektorzonierung. Die Ränder der Granate sind dabei oft klar und einschlussfrei. Staurolith bildet idio- bis hypidiomorphe Porphyroblasten (≤ 3 mm), häufig mit der für dieses Mineral typischen Durchkreuzungs-Verzwilligung. Wie Granat ist auch Staurolith synkinematisch gewachsen, oft poikiloblastisch und randlich resorbiert.

Bei den mengenmäßig untergeordneten Paragneisen dürfte es sich um ehemalige psammitische Lagen in dem an-

sonsten eher pelitischen Ausgangsmaterial der Glimmerschiefer handeln. Der sedimentär angelegte Lagenbau ist oft noch gut im Millimeter-Bereich erhalten. Obwohl die Gesteine an sich sehr feinkörnig sind und allem voran aus Quarz und Plagioklas bestehen, lassen sich bei den einzelnen Lagen grobkörnigere ($\leq 0,5$ mm) quarz- und plagioklasreiche, sowie eher feinkörnigere ($\leq 0,1$ mm) glimmerreichere Lagen unterscheiden. Wie Glimmerschiefer ist auch Paragneis des Öfteren von grobkörnigen Adern aus Quarzmobilisat durchzogen. Teilweise tritt stark resorbierter Granat auf, wobei dieser an die glimmerreicheren Lagen gebunden zu sein scheint. Teilweise kann man wieder groben, schuppigen Biotit in Form von „Glimmerfischen“ beobachten. Staurolith konnte in den Paragneisen keiner gefunden werden.

Strukturelle Beobachtungen und Lagerungsverhältnisse

Das generelle Streichen der Schieferung ist annähernd E–W, im Osten des Kartierungsgebietes im Bereich Trampelberg bis Lehdorf eher NW–SE, im Bereich südwestlich des Klosters Pernegg eher SW–NE, mit einem flachen Einfallswinkel ($10\text{--}35^\circ$) Richtung SW–SE. Die dazugehörige Lineation fällt mit annähernd gleichem Winkel Richtung SSW, vereinzelt Richtung Süden ein. Schersinnindikatoren, die vor allem in Glimmerschiefern und stärker deformierten Marmoren bzw. Kalkschiefern zu finden sind, zeigen meist eine Bewegung mit Top Richtung Norden bis Nordosten.

Lokal findet man immer wieder Anzeichen von stärkerer Deformation. Westlich des Pernegger Klosters treten phylonitische und mylonitische Glimmerschiefer beziehungsweise Paragneise auf, aber auch manche Marmore zeigen zumindest schwache Mylonitisierung. Dies deutet auf partitionierte Deformation in Form lokaler Scherzonen in den Glimmerschiefern und Marmoren westlich beziehungsweise östlich vom Kloster Pernegg hin. Eine an der Liegendgrenze des Bittesch-Gneises lokalisierte durchgehende mylonitische Scherzone ist hingegen nicht gegeben. In manchen Paragneisen lässt sich eine deutliche Verfallung erkennen, meist jedoch nur im Zentimetermaßstab und aufgrund der Aufschlussituation nur in Lesesteinen.

Junge Bedeckung

Neogene Ablagerungen

An der Westgrenze des Kartierungsgebietes, auf den Äckern ca. 700 m östlich von Staningersdorf liegen grobkörnige, kantengerundete bis gerundete, quarzreiche Schotter. Der weitere Verlauf der Schotterflächen wird im Rahmen der folgenden Kartierung Richtung Westen erhoben werden. Die Schotter und Sande werden vorläufig in das Neogen (Untermiozän; Eggenburgium–Ottnangium) eingestuft.

Quartäre Ablagerungen

Ebenfalls auf den Äckern östlich von Staningersdorf, im Grenzbereich von Bittesch-Gneis zu Fugnitz-Kalksilikatschiefer beziehungsweise Marmor und Kalkschiefer, werden die metamorphen Gesteine von lehmigem, mit Kristallinkomponenten durchsetztem Sediment überlagert. Südwestlich von Lehdorf liegen am Beginn eines Sei-

tengrabens des Trampelbaches auf ca. 250 m Länge und 50 m Breite bis zu 7 m mächtige Lössablagerungen, in die tiefe Gräben eingeschnitten sind.

In Hangfußlagen und flachen Senken an Bachoberläufen konnten Solifluktsions- und Flächenspülsedimente festgestellt werden. Dabei handelt es sich vorwiegend um Lehme mit unterschiedlichem Anteil an Kristallingrus. Fluviale Ablagerungen liegen in den Gräben entlang vom Mödringbach, Marbach und Aumühlbach, aber auch entlang von kleinen Seitengräben dieser größeren Bäche.

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. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06524-ÖK25V/21-1]

SORGER, D. (2018): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158/1–4**, 114–116, 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 2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

MICHAL VACHEK

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2019 wurde die geologische Kartierung auf Blatt 21 Horn im Gebiet zwischen Altenburg, Burgerwiesen und Mühlfeld sowie östlich und südöstlich von Mühlfeld bis zur Taffa fortgesetzt. Ein weiteres, kleineres Kartiergebiet lag nordöstlich von Wanzenau und nordwestlich von Etzmannsdorf. Die ältesten Gesteine sind moldanubische Metamorphite, wie Gföhl-Gneis, Amphibolit und Paragneis. Über diesen Gesteinen folgen lithologisch unterschiedliche fluviatile Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation aus dem Unter- bis Oberoligozän (Kiscellium–Egerium). Die Quartärbedeckung ist bunt und besteht aus äolischen, deluvio-äolischen, deluvialen (solifluidalen), deluvio-fluviatilen und fluviatilen Sedimenten. Die geologische Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in 1 m Tiefe durchgeführt.

Kristallines Grundgebirge (Moldanubikum)

Metamorphe moldanubische Gesteine bilden einen großen Teil des kartierten Gebietes. Am verbreitetsten ist Gföhl-Gneis, der zwischen Altenburg und Burgerwiesen, nördlich der Straße Burgerwiesen–Mühlfeld, im Ortsbereich Mühlfeld und östlich davon oberflächennah, häufig in natürliche Felsaufschlüssen, auftritt. Am besten ist der Gföhl-Gneis in einem sehr kleinen, aufgelassenen Steinbruch am südlichen Rand von Altenburg (BMN M34 R: 695861, H: 389855) an einer 2,5 m hohen Wand zu sehen. Daneben finden sich steinige Eluvien von Gföhl-Gneis, das heißt graue, braungraue, rostig-graue oder grüngraue, glimmerige, kalkfreie Sande. Südlich des aus Gföhl-Gneis gebildeten Gebietes überwiegen Amphibolit und Paragneis. Einige Meter hohe Aufschlüsse dieser Gesteine befinden sich im Tal des Stranzlbaches (z.B. R: 697784, H: 389560) und im Wolfsgraben südlich von Mühlfeld (R: 699915, H: 388802). Eluvien von Paragneis sind jenen von Gföhl-Gneis sehr ähnlich. Sandige Eluvien von Amphibolit haben dagegen dunkelgrüngraue oder dunkel rostig-graue Farben. Auf dem Käferbigl zwischen Burgerwiesen und Mühlfeld treten in einem ca. 50 bis 80 m breiten Streifen Kalksilikatgesteine an die Oberfläche. Dieser morphologisch ausgeprägte Horizont setzt sich vom Käferbigl etwa 1 km gegen Westen und 700 m gegen Osten-Südosten fort. Auf der Anhöhe am östlichen Rand von Altenburg ist Serpentinitt ausgepflügt, der jedoch vollkommen verwittert und erodiert ist.

In der Verwitterungskruste des Serpentinits tritt in bis zu 25 cm großen Hohlräumen Chalzedon auf (R: 696216, H: 390163; R: 696013, H: 390216). Das Gebiet nordöstlich von Wanzenau und westlich von Etmannsdorf wird von Paragneis und Granulit gebildet. Granulit verwittert zu hellgrauen und braungrauen Sanden, die glimmerfrei oder nur leicht glimmerig sind.

Paläogen–Neogen

In dem kartierten Gebiet wurden einige neue Lokalitäten der fluviatilen **St. Marein-Freischling-Formation** (Unter bis Oberoligozän, Kiscellium–Egerium) gefunden. Nordöstlich von Altenburg, an den flachen Hängen beiderseits einer flachen Senke, wurden unter Tonen graugrüne, grobsandige Lehme und grüngraue bis rostig-graue, grobkörnige Sande erbohrt. Diese Sedimente sind kalkfrei und beinhalten Quarzgerölle bis zu 1 cm Größe. Südöstlich von Mühlfeld, auf den Anhöhen südlich und nördlich vom Wolfsgraben, treten ebenfalls sandige Schotter auf. Die Gerölle sind vorwiegend wenig gerundet bis kantengerundet und kugelig, seltener plattig. Gut gerundete Quarzgerölle treten selten auf und sind meist nur einige Zentimeter groß. Die Gerölle bestehen überwiegend aus Quarz und in einem geringen Maß auch aus Granitoiden und Gneis und sind meist nicht größer als 15 cm. Die maximal festgestellte Größe beträgt ca. 30 cm. Weitere kleinere Vorkommen von Schotter wurden auch östlich von Mühlfeld (z.B. R: 700368, H: 389407; R: 700686, H: 389572) und südöstlich von Burgerwiesen (R: 697751, H: 390126) registriert. Alle diese Schottervorkommen werden vorläufig der St. Marein-Freischling-Formation zugeordnet, obwohl südöstlich von Mühlfeld auch quartäre Terrassensedimente möglich sind.

Pleistozän

Löss ist auf größeren Flächen südlich und südöstlich von Burgerwiesen und westlich und nordwestlich von Mühlfeld verbreitet. Bei Burgerwiesen sedimentierte er an den östlich und südöstlich exponierten Hängen und bei Mühlfeld an nordöstlich orientierten. Typische Lössanwehungen findet man auch in einem linken Seitengraben des Stranzlbaches und nordöstlich von Wanzenau. In einem aufgelassenen Abbau (Ziegelgrube) beim Stranzlbach (R: 697784, H: 389466) ist Löss mit einer Mächtigkeit von 6 m aufgeschlossen. In der nordöstlichen Wand befindet sich unter 3,5 m Löss ein schräg einfallender, toniger, Schwarzerde-artiger Horizont (Paläoboden) mit bis zu 20 cm großen Kalkkonkretionen. An der Grenze von Löss zu den Tonsedimenten ist ein Horizont mit eckigen Quarzkomponenten bis zur 0,5 cm Größe eingeschaltet. Weitere Lössablagerungen befinden sich entlang des Waldweges südwestlich vom Käferbigl (z.B. R: 698045, H: 389760), am Stranzlbach (z.B. R: 697640, H: 389392) und nordöstlich von Wanzenau (R: 696367, H: 387380). Kleinere Lössvorkommen wurden zum Beispiel auch nordöstlich von Altenburg (R: 696411, H: 390032), nördlich von Burgerwiesen (R: 697445, H: 390737) und in der Umgebung vom Wolfsgraben, südöstlich von Mühlfeld kartiert. Im letztgenannten Gebiet bedeckt Löss an einigen Stellen teilweise Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (z.B. R: 700015, H: 388705). In den Lössen bildeten sich stellenweise Kalkkonkretionen bis zu 15 cm Größe.

Deluvio-äolische Sedimente wurden als Einschaltung in Löss in zwei kleineren Lokalitäten nordöstlich von Wanzenau kartiert (R: 696297, H: 387060; R: 696438, H: 387334). Es handelt sich um an steileren Hängen abgelagerte geschichtete Lössse, die Lagen aus bis zu 3 cm großen eckigen Granulit- und Paragneisstücken beinhalten. Diese kristallinen Komponenten wurden durch solifluidale, gravitative Prozesse aus höher gelegenen Hangbereichen in die äolischen Sedimente eingelagert.

Holozän–Pleistozän

Im Bereich des Hangfußes liegen an vielen Stellen über 1 m mächtige **deluviale (solifluidale) Sedimente**. Am verbreitetsten sind sie entlang der zwischen Burgerwiesen und Mühlfeld verlaufenden Senke. Es handelt sich um braune, kalkfreie bis schwach kalkige, siltige bis sandig-siltige Tone, die stellenweise verwitterte Bruchstücke von metamorphen Gesteinen beinhalten. Ihre Quelle sind vor allem Lössse und Lösslehme, untergeordnet auch Eluvien von metamorphen Gesteinen. Sie treten z.B. am südöstlichen Rand von Burgerwiesen und westlich und südwestlich von Mühlfeld auf. Leicht kalkige, siltige bis lehmig-siltige deluviale Tone wurden auch entlang des zum Elendgraben verlaufenden Baches nordöstlich von Wanzenau kartiert. Ein weiteres Vorkommen von deluvialen Sedimenten befindet sich in der Senke nordwestlich von Etmannsdorf. Hier treten braune bis dunkelbraune, rostig fleckige, kalkfreie, sandig-lehmige Tone auf, die kleine Bruchstücke von metamorphen Gesteinen beinhalten.

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die schmale Talau des südöstlich von Wanzenau entspringenden und durch den Elendgraben fließenden Baches. Am linken Ufer des Ba-

ches, ca. 350 m östlich bis südöstlich der Kapelle von Wanzenau, wurden unter 50 cm graubraunen, kalkfreien, lehmig-siltigen Tonen rostig-graue, kalkfreie Hochwasserlehme erbohrt.

Deluvio-fluviatile Sedimente wurden in kleineren, zeitweise durchflossenen Tälern abgelagert. Östlich von Altenburg liegen diese Sedimente in einer über 100 m breiten Senke, die in einen Graben zum Försterbach entwässert. Ihr oberer Teil wird von graubraunen, siltigen, kalkfreien Tonen mit einer Mächtigkeit von 35 bis 50 cm gebildet. Die Tone liegen über grauen, rostig-fleckigen, kalkfreien Lehmen. In einem Fall wurde in 0,6 m Tiefe dunkelgrauer, organischer Lehm erbohrt (R: 696454, H: 390125). Deluvio-fluviatile Sedimente füllen auch den Talboden des durch Burgerwiesen gegen Mühlfeld fließenden und bei der Raschmühle in die Taffa mündenden Baches. Es handelt sich vor allem um schwach braune bis braungraue, siltige bis sandig-siltige, kalkfreie bis leicht kalkige, stellenweise glimmerige, rostig fleckige Tone. In einem erweiterten Teil der Senke, nahe der Straße nordwestlich vom Käferbigl, gehen die Tone in 30 bis 75 cm Tiefe in schwach graue, siltige, rostig fleckige Lehme über. Am östlichen

Rand von Mühlfeld (R: 699819, H: 389563), südlich von Burgerwiesen (R: 697286, H: 390206) und nördlich vom Käferbigl (R: 698254, H: 390093) wurden in 40 bis 80 cm Tiefe glimmerige, körnige Sande erbohrt. Schließlich fanden sich deluvio-fluviatile Sedimenten auch nordwestlich von Etzmannsdorf. Unter braunen und dunkelbraunen, lehmig-sandigen, kalkfreien Tonen mit einer Mächtigkeit von 30 bis 60 cm wurden hier graue bis dunkelgraue, kalkfreie, sandige Lehme festgestellt.

Anthropogene Sedimente wurden an einigen kleineren Lokalitäten abgelagert. Südlich der Straße Altenburg–Burgerwiesen (R: 696822, H: 390173) wurde auf einem Feld Aushubmaterial aus Bodensediment, verschiedenen metamorphen Gesteinen und Quarzgeröllen sowie Beton und Ziegel angeschüttet. Die Mächtigkeit der Anschüttung übersteigt stellenweise einen Meter. Eine weitere Lokalität befindet sich etwa 700 m nordwestlich der Kapelle Mühlfeld, südlich der Straße nach Burgerwiesen (R: 698922, H: 389917). Die Felder wurden hier an zwei Stellen mit siltigen Tonen und Löss verbessert. Eine kleinere Anschüttung unbekanntes Charakters wurde auch bei einem Betrieb östlich des Friedhofes Altenburg festgestellt.

Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Gebiet Hirschwaldstein, Großer Landsberg und Schoberstein (Oberösterreichische Voralpen) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

THOMAS HORNUNG
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Hirschwaldstein, Großer Landsberg und Schoberstein“ auf Kartenblatt 68 Kirchdorf an der Krems erfolgte von Mai bis November 2019. Die nördliche Gebietsgrenze ist identisch mit dem Kalkalpen-Nordrand und verläuft von Burg Altpernstern oberhalb Micheldorf in Oberösterreich am Nordwesthang des Hirschwaldsteins entlang über den Rinnerberger Bach nach Hausmanning und weiter zum Großen Landsberg, weiter über das Steyrtal nördlich des Schobersteins zur Teufelskirche und Herndleck bis zur Blattgrenze zu Blatt 69 Großbraming. Die Südgrenze des kartierten Gebietes zieht an den Südhängen von Schoberstein und Gaisberg knapp nördlich der Krümmen Steyrling in den Mollner Talkessel und folgt dem Verlauf der Steyr und Enns wieder zurück nach Micheldorf.

Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der GBA zur Verfügung:

- Der Kalkalpenrand zwischen Krems- und Steyrtal in Oberösterreich 1:12.500 (BAUER, 1953).
- Geologische Karte der Flysch-Zone und des Kalkalpenrandes beidseits der Enns 1:25.000 (BRAUNSTINGL & EGGER, 1985).

- Geologische Manuskriptkarte (handgezeichnet, Maßstab 1:10.000): Oberleontstein, Wienerweg, Hambaum, Rinnerberger Bach, Steyrdurchbruch, Landsberg (BIRKENMAJER, 1995).
- Geologische Karte von Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großbraming (EGGER & VAN HUSEN, 2011).
- Historische Manuskriptkarte von Österreich 1:75.000 (ABEL & GEYER, 1910).
- Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR et al., 2006).
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (RUPP et al., 2011).
- Quartärgeologische Manuskriptkarte am Südrand des Sengsengebirges (Steyr – Teichl – Rettenbach) (VAN HUSEN, 2017).
- Geologische Manuskriptkarten des Gebietes (MOSER, 2014a, b, 2017a, b).

Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das etwa 47 km² große Kartiergebiet (inkludiert und überarbeitet sind kleine Teilbereiche von VAN HUSEN (2017) im Mollner Talkessel) umfasst die nördlichsten, stark bewaldeten Mittelgebirgskämme der Oberösterreichischen Kalkalpen zum offenen, deutlich niedrigeren Vorland mit Rhenodanubischem Flysch und Ultrahelvetikum. Die höchste auf dem Gebiet liegende Erhebung ist der Schoberstein (1.285 m). Weitere markantere Erhebungen des Untersuchungsraumes sind der Gaisberg (1.267 m), der Steinkogel (1.097 m), der Hirschwaldstein (1.095 m), der Große Landsberg (898 m), der Rinnerberg (878 m) sowie der Sonnkogel (828 m). Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert die nach Norden fließende Steyr mit etwa

361 m ü. A. zwischen Rieserberg im Osten und Rohregg im Westen.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich über die Steyr. Die beiden größten Zuflüsse des Gebietes sind die Krumme Steyrling und der Schmiedleithner Bach. Die Krumme Steyrling fließt im Tal von Breitenau nach Molln und mündet dort in die Steyr – der Schmiedleithner Bach trennt das kleine bewaldete Massiv des Landsberges vom Hirschwaldstein-Zug ab und mündet nördlich von Leonstein in die Steyr.

Das Klima des Areals 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 Sengsengebirge im Nordosten für die Höhenlage relativ viel Niederschlag und Schnee.

Der Untersuchungsraum erlaubt Einblicke in zwei tektonische Bauelemente der Nördlichen Kalkalpen: beinahe das gesamte Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der „hochbajuvarischen“ Reichraming-Decke (nach der klassischen Deckengliederung sensu TOLLMANN (1976) ein Pendant zur Lechtal-Decke in den westlichen Nördlichen Kalkalpen). Nur ein kleiner Teil unmittelbar am Kalkalpen-Nordrand kann – tektonisch durch kretazische Einheiten abgetrennt – zur „tiefbajuvarischen“ Ternberg-Decke (Pendant zur Allgäu-Decke in den westlichen Nördlichen Kalkalpen) gerechnet werden. Kriterien zur Deckengliederung werden eingehend im Kapitel „Tektonik“ erläutert.

Schichtenfolge

Reichraming-Decke

Trias

Reifling-Formation

Illyrium (Oberes Anisium) bis Julium (Unteres Karnium)

Die Reifling-Formation als tiefstes stratigrafisches Stockwerk des Kartiergebietes zieht in einer E–W streichenden, schmalen Antiklinale von Schmiedleithen südlich des Kleinen Landsberges über das Steyrtal nach Gradau und lässt sich an der Nordwestflanke des Gaisberges bis unter das Dürre Eck verfolgen („Gaisberg-Antiklinale“). Das stratigrafisch Liegende, die Gutenstein- und Steinalm-Kalke, die in MOSER (2017a) ohne Fundortbeschreibung aus Bohrkerne beschrieben wurden, konnten nicht beobachtet werden.

Während die Schichtenfolge der Reifling-Formation im Steyrtal zur Gänze mit mächtigen verfestigten Niederterrassenschottern überdeckt ist und an Schmiedleithen an den Hügeln nördlich des Ortskerns nur unzureichend erschlossen ist, sind die Sequenzen auf der anderen Talseite unter dem Gaisberg relativ vollständig erhalten geblieben. MOSER (2017a) konnte dabei einen basalen anisischen und einen höheren ladinischen Abschnitt biostratigrafisch unterscheiden (s.u.). Als Gesamt-Mächtigkeit gibt er 60 m an. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie und Altersdatierung finden sich in MOSER (2017a), EGGER (2007) und HORNING (2007).

Partnach-Formation

Langobardium bis Julium (Unteres Karnium)

Über der Reifling-Formation oder mit dieser faziell verzahrend treten mit der Partnach-Formation dunkelbraune bis dunkelgrüne Tonschiefer auf. Ihre Verbreitung im Kartiergebiet beschränkt sich auf den Kernbereich der Gaisberg-Antiklinale unter dem Kamm Dürres Eck bis Gaisberg und dürfte sich unter mächtiger quartärer Überdeckung bis westwärts bis in den Bereich von Gradau erstrecken. Unterhalb des Wanderweges zum Dürren Eck auf etwa 970 m ü. A. können dunkelgraue, ebenflächige Mergelkalke und braungraue, wellige bis ebenflächige mittelbankige Kalke vom Reiflinger Faziestypus eingeschaltet („Partnach-Kalke“) sein. MOSER (2017a) erwähnt ferner dickbankige alpidapische Kalkeinschaltungen („Raminger Kalk“). Die erhaltene Mächtigkeit beträgt nur etwas mehr als 30 m, kann durch intensive interne Faltung jedoch scheinbar höher ausfallen.

Üblicherweise ist die Partnach-Formation im Kartiergebiet als dunkelbraune bis dunkel-olivgrünliche Tonschiefer, die zu einer fettglänzenden, schweren Erde verwittern. Von der lithologisch ganz ähnlichen, und ebenfalls in diesem Bereich anstehenden Lunz-Formation unterscheiden sich die Mergel der Partnach-Formation einerseits durch den Farbwechsel von Braungrau auf Dunkelgrau, andererseits durch den höheren Karbonatgehalt (Test mit verdünnter Salzsäure). Ein primärer, das heißt fazieller Übergang oder eine Verzahnung zwischen Partnach- und Lunz-Formation kommt im Kartiergebiet nicht vor.

Die Fossilführung der Partnach-Formation ist ausgesprochen gering: EGGER & VAN HUSEN (2011) erwähnen von Nachbarblatt 69 Großraming (Hohe Dirn) Conodontenfunde, die auf basales Karnium hinweisen. MOSER (2017a) fand am Nordhang des Dürren Ecks die Muschel *Halobia vixaurita* und den Conodonten *Gondolella foliata*, die gleichfalls auf unterkarnisches Alter (Julium 1, *aonoides*-Zone) hindeuten.

Wetterstein-Formation

Illyrium (Oberes Anisium) bis Julium (Unteres Karnium)

Kalke der Wetterstein-Formation treten im Kartiergebiet ausschließlich innerhalb der Gaisberg-Antiklinale auf und ziehen sich als breites Band von Schauderzinken-Außerort (westlich von Schmiedleithen) über das Steyrtal bis in den Pfaffenboden. Sie tritt dabei durch relative Erosionsbeständigkeit gegenüber umgebenden Lithologien wie z.B. dem Hauptdolomit vor allem im Südschenkel der Sattelstruktur als hauptsächlicher Gipfelbildner des Höhenzuges Dürres Deck und Gaisberg auf. Da die Achse der Gaisberg-Antiklinale flexurell gegen Osten abtaucht, ist das Ende der Vorkommen von Wettersteinkalken am Pfaffenboden primär mit umlaufenden Streichen gekennzeichnet und nicht tektonisch reduziert. Westlich der Steyr tritt Wettersteinkalk am Rabenstein sowie an den weithin sichtbaren Kalknadeln des Schauderzinkens zutage. Seine maximale Mächtigkeit beträgt im Kartiergebiet 250 bis 300 m. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie und Altersdatierung finden sich in HORNING (2018).

Lunz-Formation: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine, Kalke und Dolomite, untergeordnet Rauwacken

Julium (Unteres Karnium)

Stratigrafisch unmittelbar über der Wetterstein-Formation anstehend, konturieren die lithologisch variablen Gesteine der terrigen-siliziklastisch geprägten Lunz-Formation die Gaisberg-Antiklinale in einem in der Regel sehr schlecht aufgeschlossenen schmalen Streifen. Die derzeit besten Aufschlüsse bietet der in Abbau stehende Steinbruch in der Gradau (Fa. Bernegger). Natürliche Aufschlüsse finden sich an der Südwestseite des Dürren Ecks sowie entlang der Forstwege auf der Nordseite des Mittelgebirgskammes. Im Bereich des Schauderzinkens unter dem Landsberg auf der orografisch linken Seite der Steyr stehen Mergel der Lunz-Formation zwar oberflächlich nicht an, wurden jedoch aufgrund von fett dunkelgrau bis schwärzlich gefärbtem, staunassen Boden und der morphologischen Herausbildung flacher terrassenähnlicher Mulden kartiert.

Die vielerorts tektonisch amputierten, und nur wenig mehr als 10 m mächtigen Lunzer Tone stellen hier die Basis der Lunz-Formation dar und haben unverwittert eine ausgeprägt schwarzgraue bis schwarzgrau, teilweise in bläulich-bis stahlgrau gehende Färbung. Der enthaltene Anteil an (Hell)Glimmern ist makroskopisch stets sichtbar, der Kohlenstoffgehalt mit verdünnter Salzsäure im Gelände leicht feststellbar. Letzteres unterscheidet sie von den Reingrabener Schiefen, 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 hohem Eisen- und Pyritgehalt (Limonit).

Im Steinbruch Gradau enthalten die Lunzer Tone und Mergel im oberen Bereich zu den hangenden Kalken der Opponitz-Formation cm-mächtige blendend weiße, lateral rasch auskeilende Gipsfladen. Der Gipsgehalt (stark erhöhter Sulfatanteil) konnte durch großzügig zur Verfügung gestellte Analysedaten des Gesteinslabors der Fa. Bernegger vom Hauptwerk Gradau bestätigt werden.

Obgleich wenig erosiv widerstandsfähig, ist die Lunz-Formation mit Tonen, Mergeln und zwischengeschalteten Feinsandsteinen über dem liegenden Wettersteinkalk im Untersuchungsgebiet stets konkordant zwischen stratigrafisch liegenden und hangenden Einheiten erschlossen.

Aus den Lunzer Schichten ist von Blatt Grünau (EGGER, 2007; EGGER & VAN HUSEN, 2007) eine schlecht erhaltene karnische Sporenflora erhalten – korrelierende multi-stratigrafische Studien mit einem sequenzstratigrafischen Modell (HORNUNG, 2007) grenzen die Zeitspanne mit dem Oberen Julium („Mittleres Karnium“) ein.

Opponitz-Formation

Tuvalium (Oberes Karnium)

Die Opponitz-Formation als stratigrafisch Hangendes zur Lunz-Formation besitzt innerhalb der Gaisberg-Syn-

klinale eine ähnliche Verbreitung wie die zuvor beschriebene Lunz-Formation auf der Südseite vom Dürren Eck und Gaisberg sowie am Schauderzinken nördlich von Schmiedleithen. Am Landsberg ist die Opponitz-Formation ferner an der nördlichen Stirn der Reichraming-Decke zwischen Großem und Kleinen Landsberg erschlossen. Des Weiteren bestehen Oberflächen-Vorkommen ganz im Süden des Kartiergebietes bei Roß (nördlich Breitenau) sowie entlang der Oberleonesteiner Überschiebungsbahn südlich des Riedberges. Auch südöstlich von Hambaum nahe Leonstein sind in einem kleinen Kerbtal im Kern der Riedberg-Antiklinale Gesteine der Opponitz-Formation aufgeschlossen. Oftmals sind die Aufschlüsse stark verwachsen und nur schwer zugänglich – die aktuell beste Aufschluss-Situation bietet derzeit der Steinbruch der Fa. Bernegger in Gradau. Trotz der guten Aufschlussbedingungen in Gradau können keine definiten Angaben über die Gesamtmächtigkeit der Opponitz-Formation gegeben werden – sie dürfte sich zwischen 30 und 50 m bewegen.

Im Bereich der Gaisberg-Antiklinale sind die Sequenzen der Opponitz-Formation als in der Regel dünnbankiger, hell- bis mittelgrauer, lokal auch braungrauer Dolomit führender Kalk mit stets ebenen Bankflächen ausgebildet. Die frisch erschlossenen Opponitzer Schichten im Steinbruch Gradau zeigen zudem eine ausgeprägte Schichtung mit schwarzen bis schwarzgrauen, vermutlich organogenreichen stromatolithischen Lagen, die vermutlich von Algen und/oder Mikrobenmatten stammen. Am Hambaum sowie westlich Oberleonestein ist die Opponitz-Formation wieder deutlich kalkiger ausgebildet.

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 hochbajuarischen Reichraming-Decke. Seine Verbreitung liegt schwerpunktmäßig im Westteil des Kartiergebietes (westlich der Steyr) in einem Mittelgebirgszug zwischen Ochsenkogel und Plachwitz. Östlich der Steyr ist Hauptdolomit am Nordschenkel der Riedberg-Antiklinale am südexponierten Hang Dürres Eck–Schoberstein im Tal der Krumpen Steyrling sowie an den (teilweise tektonisch reduzierten) Schenkeln der Gaisberg-Antiklinale (Gebiet Dorngraben–Pfafenboden–Hochbuchberg) und der Schreibach-Synklinale flächig erschlossen. Die höhere Verwitterungsanfälligkeit des Hauptdolomits gegenüber der liegenden Wetterstein-Formation bedingt durchschnittlich verringerte Gipfelhöhen und ein flach welliges, kupiertes und zudem stark bewaldetes Oberflächenrelief. Eine Ausnahme bildet der 1.273 m messende Hochbuchberg östlich der Grünburger Hütte, der überwiegend aus Hauptdolomit aufgebaut ist. Sowohl im Liegenden (Mandlmais) als auch in den hangenden Partien der Schichtfolge (Rinnerberg und Plan) können großflächigere Bereiche in kalkiger Ausbildung vorliegen.

Sowohl Monotonie als auch das Fehlen von charakteristischen Leitbänken in den drei untergliederbaren Abschnitten des Hauptdolomits machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit schwierig – auf dem Kartengebiet dürften sich die größten Werte bei etwa 600 bis 700 m bewegen. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie und Altersdatierung finden sich in HORNUNG (2018).

Plattenkalk und Dachsteinkalk

Alaunium bis Sevatium (Oberes Norium)

In der Regel gehen die obersten Partien des Hauptdolomits im Kartiergebiet lithologisch fließend in den Hangenden Plattenkalk über, so an der Koglerstein-Synklinale und an deren westwärtiger, jenseits der Steyr gelegenen Verlängerung am Sonnstein. Kleinere Vorkommen konturieren die Schreibach-Synklinale und sind im oberen Dorngraben leidlich erschlossen. Die hauptsächlichen Vorkommen im westlichen Abschnitt des Kartiergebietes krönen den Bergkamm vom Ochsenkogel zum Steinkogel und liegen westlich der Burg Altpernstein. Dabei ist der Plattenkalk selten als typisch dünnbankiger reiner Mikrit ausgebildet, sondern vielmehr als mittel- bis dickbankiger Kalk, der in Habitus und Fossilführung (zahlreiche Muscheln) stark einem (lagunären) Dachsteinkalk ähnelt. Darin muss der These von MOSER (2017a) widersprochen werden, der einen Plattenkalk postuliert, allerdings auch mittelbankige Partien hier mit einbezieht. Die Typusregion des Plattenkalks – soweit man überhaupt von einer solchen sprechen kann – liegt im Karwendel und ist in durchwegs dünnbankigen Sequenzen in Übergangsfazies zum Dachsteinkalk entwickelt, der sukzessive gegen das Hangende größere Bankdicken aufweist. Aus diesem Grund wird weiterhin der Begriff „Plattenkalk und Dachsteinkalk“ sensu EGGER (2007) zu einer lithologischen Kartiereinheit zusammengefasst, verwendet.

Geschuldet den rasch wechselnden faziellen Übergängen und auch internen, oft parasitären Verfaltungen sind Aussagen über die Maximaldicke der Kalke schwierig – sie dürfte in den o.a. Bereichen bei maximal 100 m liegen. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie und Altersdatierung finden sich in HORNING (2018).

Kössen-Formation

Rhaetium

Kalke, Mergelkalke und Mergel der lithologisch heterogenen Kössen-Formation bilden das stratigrafisch Hangende der Plattenkalke und verzahnen als Beckenfazies mit der flachermarin abgelagerten riffogenen Fazies des Oberrhätalkes. Die Vorkommen typischer Kössen-Formation sind im Kartiergebiet lokal eng begrenzt und werden zu meist von mächtigeren Hangschuttbereichen überdeckt. Ganz im Westen des Untersuchungsgebietes nahe Altpernstein tritt am Südschenkel der Hirschwaldstein-Synklinale ein kleines Vorkommen auf. Weiter östlich zieht die mit schätzungsweise 10 bis 20 m recht geringmächtige Schichtenfolge in drei teilweise tektonisch amputierten Synkinalzügen („Rinnerberger Synklinale“ und „Sonnkogel-Synklinale“). Östlich der Steyr konturiert die Kössen-Formation in enger fazieller Bindung zum Oberrhätalk in nur metermächtigen Bänden die großen Synkinalbereiche zwischen Gaisberg und Schoberstein und ist oberflächennah nur mit Lesesteinen erfasst.

Im Vergleich zum Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen deutlich erhöhten Mergelanteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge kann als Wechsellagerung von a) dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften und b) fossilreichen bioklastischen Kalken ausgebildet sein (nur durch Lesesteine nachgewiesen). Detail-

liertere Beschreibungen zu Lithologie und Altersdatierung finden sich in HORNING (2018).

Oberrhätalk

Rhaetium

Je nach diachroner Faziesverzahnung zur Kössen-Formation entwickelt sich der Oberrhätalk als jüngste erschlossene triassische Einheit im Kartiergebiet fließend aus der Kössen-Formation oder lagert unter Reduktion des Plattenkalks – wie nördlich der Grünburger Hütte sowie am Krennkogel nahe der Stirn der Reichraming-Decke – unmittelbar dem Hauptdolomit auf. Aufgrund der größeren Härte gegenüber dem stratigrafisch Liegenden und Hangenden konturiert er in erosiv herauspräparierten Rippen die Anti- und Synkinalzüge in den Höhenzügen östlich der Steyr. Er tritt aber auch morphologisch westlich der Steyr am Rinnerberg und am Großen Landsberg zutage, kann jedoch dort aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten leicht mit dem morphologisch ebenfalls bedeutsamen, allerdings oberjurassischen Mikritoidkalk verwechselt werden. Die Gesamtmächtigkeit des Oberrhätalks wird mit ca. 100 m angenommen. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie und Altersdatierung finden sich in HORNING (2017a–c).

Wie oben kurz angerissen, zeigt der Oberrhätalk morphologisch große Ähnlichkeiten zum ebenfalls weitgehend massig ausgebildeten Mikritoidkalk. Erschwerend kommt hinzu, dass sowohl Oberrhätalk als auch Mikritoidkalk in enger Verzahnung zu Rotkalken stehen – Mikritoidkalke werden oft von karminroten Steinmühlkalken gesäumt. Unterscheidungskriterien können entweder lithologisch gezogen werden: Oberrhätalk ist in der Regel grau gefärbt, Mikritoidkalke meistens fleischfarben. Zudem können im Oberrhätalk enthaltene Korallenreste als sicheres Differenzierungsmerkmal herangezogen werden. Allerdings treten diese weitaus weniger häufig auf, als dies MOSER (2017a) vermuten ließe. Trotz eingehender Suche wurden nur an zwei Stellen im Kartiergebiet Korallenfragmente (*Thecosmilia* sp.) gefunden. EGGER (mündl. Mitteilung) erwähnt ein Vorkommen aus der Rinnerberger Klamm. Am Krennkogel nahe der Stirn der hochbajuvarischen Reichraming-Decke wurden zahlreiche Korallen- und Muschelreste entdeckt.

Jura

Adnet-Formation

Hettangium bis Sinemurium (unterer Jura)

Flächig auskartierbare, nodulare rote Bankkalke der unterjurassischen Adnet-Formation können aufgrund der derzeit schlechten Aufschluss-Situation und der nur kleinräumigen Vorkommen am Top des Oberrhätalkes nur an drei Positionen des Kartiergebietes gesichert auskartiert werden. Ein kleines Vorkommen besteht am Forstweg vom Sonnkogel zum Rabenstein, ein weiteres zieht sich in einem sehr schmalen, E–W streichenden Band nördlich der Grünburger Hütte am Berghang entlang und wird beim Wanderweg absteigend vom Schutzhaus in Richtung Rieserberg angeschnitten. In diesen beiden Fällen liegen sie eingekeilt zwischen Oberrhätalken und der nachfolgenden, ebenfalls unterjurassischen Scheibelberg-Formation. Ein unmittelbarer Kontakt zu roten Spatkalken der Hierlatz-Formation – wie in HORNING (2017b) beschrieben, konnte nicht beobachtet werden. Aufgrund der schlechten

Aufschlussbedingungen können Maximalmächtigkeiten nur grob abgeschätzt werden – sie dürften sich im Bereich von nur wenigen Metern bewegen. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie und Altersdatierung finden sich in HORNING (2017a, b).

Hierlatzkalk, Echinodermatenspatkalk

Sinemurium (unterer Jura)

Der Hierlatzkalk bildet in den unterjurassischen, oft kondensierten Abfolgen das bei weitem mächtigste und auch morphologisch augenscheinlichste Schichtglied. Bis auf wenige Ausnahmen (s.o.) liegt die Abfolge aus Crinoiden-Spatkalken auf obertriassischem Oberrhätalk und bildet im Untersuchungsraum zum Teil mächtige Wandstufen im ansonsten stark bewaldeten Gelände – teilweise zusammen mit dem erosiv ähnlich widerstandsfähigen Oberrhätalk (Wände an den Gaisbergwiesen, Schwalbensteinmauer über dem Pranzlgraben). Der Hierlatzkalk ist mit dem Oberrhätalk dort ein wichtiger landschaftsbildender Horizont. Dabei sind die Mächtigkeiten sehr unterschiedlich, maximal betragen sie etwa 75 m – mächtiger scheinende Vorkommen dürften tektonisch dupliziert und/oder intern verfaltet sein. Die Mächtigkeitsschwankungen können auch in der lateralen Verzahnung mit Adnet-Formation über submarinen Schwellenpositionen und mit Scheibelberg-Formation in Lokalbeckenbereichen, aber auch mit der Sedimentation über einem bewegten, von Spalten durchzogenen Oberrhätalk-Relief, das vermutlich Ende der Trias längere Zeit keine Sedimentation erfahren hatte, bedingt sein.

Das Vorkommen der Hierlatzkalke westlich der Steyr beschränkt sich bis auf ein kleines Vorkommen südwestlich von Alperstein auf die südexponierte Seite des Gebirgszuges vom Gaisberg bis zum Schoberstein – gegen Norden hin scheinen die Crinoidenspatkalken mit den Hornstein führenden Scheibelbergkalken zu verzahnen und zeigen einen tiefer werdenden Ablagerungsraum an.

Lithologisch betrachtet handelt es sich um einen vorwiegend rötlich bis rötlich-violetten, seltener fleischfarbenen bis hellgrauen, jedoch stets grobspätigen, aufgrund fehlender Schichtung massigen Kalk, dessen Komponenten sich hauptsächlich aus zerfallenen Crinoidenresten (etwa Seelilien) zusammensetzen. Meist ist der Übergang zwischen Oberrhätalk und Hierlatzkalk scharf gezogen. Dies ist jedoch im Gelände oft an der gleichartigen hellgrauen Verwitterungsfarbe schwer nachzuvollziehen, so dass beide Einheiten oft eine Einheit zu bilden scheinen – im Anschlag mit dem Hammer jedoch wird der Unterschied zwischen beiden offensichtlich. Seltener enthalten die Hierlatzkalke auch Brachiopoden-Schill und komplette Brachiopoden-Gehäuse.

Scheibelberg-Formation

Hettangium (unterer Jura)

Gesteine der Scheibelberg-Formation konturieren im Kartiergebiet westlich der Steyr vor allem die Hirschwaldstein-Synklinale zwischen Alperstein und Hausmanning. Östlich der Steyr bestehen Vorkommen an den teilweise tektonisch verschuppten Rändern der E-W orientierten Koglerstein-Synklinale, der Schreibach-Synklinale sowie der Brettmaisalm-Synklinale. Auch hier sind Maximal-Mächtigkeiten nur abzuschätzen, dürften sich aber

im Bereich zwischen 50 und 100 m bewegen. Östlich der Steyr liegen relativ gute, aber lokal eng begrenzte Aufschlüsse der Abfolge an der Fahrstraße von Mandlmais zur Schobersteinhütte sowie am Fahrweg vom Pfaffenboden von Osten auf den Hochbuchberg. Vielerorts wurden nur Lesesteine gefunden, wie entlang des Wanderweges vom Kogler über die Schwalbensteinmauer nach Mandlmais. Auch westlich der Steyr im Kern der Hirschwaldstein-Synklinale sind entsprechende Schichtfolgen nicht allzu gut erschlossen und wurden im Wesentlichen mittels Lesesteindecken kartiert. Allenfalls am unteren Fahrweg von Tragl in ein nördlich vom Rinnerberger Bach abzweigendes Sekundärtal sind Hornstein führende Kalke der Scheibelberg-Formation leidlich aufgeschlossen. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie, fazieller Stellung sowie Altersdatierung finden sich in HORNING (2017a–c).

Klaus-Formation

?Toarcium bis Callovium (unterer bis mittlerer Jura)

Die Klaus-Formation als relativ geringmächtige spät-unterjurassische bis mittljurassische Fortsetzung der Schwellenfazies der Adnet-Formation ist nur an wenigen Stellen im Kartiergebiet direkt erschlossen und wurde größtenteils mittels Lesesteinen kartiert. Da die Klaus-Formation eine kondensierte Schichtfolge mit vermutlich zahlreichen Sedimentationslücken aufweist, lateral mit den Vilser Kalken und eventuell auch mit der Chiemgau-Formation verzahnt, ist sie oft primär nicht ausgebildet. Die besten Aufschlüsse finden sich innerhalb der Hirschwaldstein-Synklinale etwa 700 m nordöstlich des Hirschwaldstein-Gipfels an der mittleren Forststraße auf der Ostflanke des Berges. Es handelt sich hierbei um dünn- bis mittelbankige rote Knollenkalke, die jedoch etwas mergelreicher als die liegende Adnet-Formation erscheinen.

Die kleinräumigen Vorkommen könnten mit den Klauskalken auf Nachbarblatt 69 Großraming (EGGER & VAN HUSEN 2011) korrelieren. Die dort gefundenen Ammoniten deuten auf eine relativ große stratigrafische Breite von Toarcium (höherer Unterjura) bis Callovium (höherer Mitteljura) hin.

Neben den auffallend rötlich gefärbten Jurakalken fanden sich noch seltene Schollen von Hierlatzkalcken sowie helle Spatkalke vom Typ „Vilser Kalk“. Alle bunten Jurakalke (ausgenommen die liegende, bedeutend mächtigere Scheibelberg-Formation) sind subanstehend und äußerst schlecht aufgeschlossen, am ehesten noch mit Lesefunden nachweisbar. Deutlicher sichtbar sind die roten, mergelreichen Kalke (Adneter Schichten, Klauskalk), die zu einem schmierig-lehmigen, schweren, karminroten Boden verwittern und so leicht gefunden werden können. Die Mächtigkeiten betragen vermutlich nur wenige Meter bis allenfalls Zehnermeter.

Chiemgau-Formation

?mittlerer Jura

Sowohl in den hangenden Partien des Hierlatzkalckes, jedoch auch über den hellen Hornstein führenden Mikriten der Scheibelberg-Formation können überwiegend graue bis bräunlichgraue Hornsteinknollenkalke auftreten – die Vorkommen liegen ausschließlich östlich der Steyr innerhalb der Schoberstein-Synklinale und ziehen in schmalen E-W streichenden Bändern – meist Verebnungsflächen –

südlich der Mollner Hütte über die Gaisbergwiesen sowie in Gipfelnähe am Kamm zwischen Koglerstein zum Schoberstein. Auch hier wurden die Ausbisse zumeist mit Lesesteinen und morphologisch eingegrenzt.

Die Mächtigkeit dürfte nur wenige Zehnermeter betragen – ebenso können keine Aussagen über Bankung gemacht werden. EGGER & VAN HUSEN (2011) inkludieren in die Chiemgau-Formation Einschaltungen von mikritischen Hornsteinknollenkalken und gebankten bis massigen hellen Echinodermatenspatkalken. Die Hornsteinkalke wurden hier als Scheibelbergkalke auskartiert, die hellen Crinoidenspatkalken als Vilser Kalk.

Die kieseligen Kalke der Chiemgau-Formation verwittern zu einem kleinstückigen Grus mit scharfkantigen Komponenten mit bräunlicher bis braungrauer Färbung. Die Böden sind teilweise intensiv braunrot gefärbt und zeigen viele dieser kleinen Kieselplitter.

Vilser Kalk

mittlerer Jura

Helle Crinoidenspatkalken vom Typ „Vilser Kalk“ bilden östlich der Steyr quasi das morphologisch hervortretende „Rückgrat“ der Hirschwaldstein-Synklinale und den Höhenzug um den Hirschwaldstein. Auch östlich der Steyr ziehen landschaftsmorphologisch als schmale Kämmen hervortretende Vorkommen innerhalb der Schoberstein-Synklinale von den Gaisbergwiesen bis zu Koglerstein und Schoberstein. In der Schreibach-Synklinale lassen sich die Vilser Kalke auf beiden Faltenschenkeln vom Hochbuchberg bis zum Schreibach verfolgen, werden allerdings dort durch Störungen gekappt und ziehen nicht bis zur Blattgrenze zu GK 69 Großraming durch. Auch in der Brettmaisalm-Synklinale kontieren die Vilser Kalke den Nordschenkel – der Südschenkel ist tektonisch reduziert.

Die Vilser Kalke sind homogene, relativ harte, massig wirkende Crinoidenspatkalken von auffallend heller, grauer bis ockercremefarbener Tönung, die im Gegensatz zu den stets rötlich bis fleischfarbenen Hierlatzkalken steht. Aus diesem Grund wurden beide Lithologien getrennt voneinander auskartiert.

Die Vilser Kalke scheinen mit Rotkalken der Klaus-Formation und tiefermarin abgelagerten Kieselkalken der Chiemgau-Formation zu verzahnen – diese Beobachtung ist allerdings aufgrund des geologisch komplexen, bereichsweise stark verschuppten Aufbaus der Schoberstein-Synklinale lediglich eine Vermutung und kann an keinem Aufschluss im Gelände direkt nachvollzogen werden. Die Mächtigkeiten dürften nicht mehr als 30 m betragen. Geeignete Fossilien für eine biostratigrafische Altersdatierung wurden nicht gefunden.

Mikritoidkalk

Oxfordium (oberer Jura)

Der bis zu 40 m mächtige Mikritoidkalk sensu MOSER (2017a) ist trotz seiner relativ geringen Dicke im Kartiergebiet eine wesentliche landschaftsmorphologisch bedeutsame Lithologie, da er aufgrund seiner relativ großen Widerstandsfähigkeit hinsichtlich Erosion in der Regel wandbildend auftritt. Faziell vertritt der im Stirnbereich der Reichraming-Decke sowohl die oberen Bereiche der

Klaus-Formation sowie die Ruhpolding-Formation. Die Vorkommen liegen in den Kernbereichen der Synklinale beidseits der Steyr und fungieren als wichtige Gipfelbildner (Hirschwaldstein, Großer Landsberg, Koglerstein sowie Schoberstein).

Beim Mikritoidkalk handelt es sich um einen meistens blass fleischroten, teilweise auch bräunlichen bis hellcremefarbenen, meist massigen bis allenfalls sehr dickbankigen Peloid-Mikrit (< 0,2 mm), aber auch Mikritoidkalk (0,2–0,5 mm). Zur biostratigrafischen Altersdatierung geeignete Fossilien wurden nicht gefunden.

Die Unterscheidung und Abgrenzung vom lithologisch und landschaftsmorphologisch ganz ähnlich ausgebildeten Oberrhätkalk kann gesichert nur durch die im Mikritoidkalk nicht enthaltenen Korallen erfolgen. Da jedoch auch im Oberrhätkalk gut erhaltene und auch als solche erkennbare (!) Korallen selten sind, bleibt oft nur der stratigrafische Zusammenhang. Das Erkennen desselben ist jedoch durch die lithologisch ganz ähnlich ausgebildeten unter- und überlagernden Rotkalke in beiden Fällen (Adnet-Formation beim Oberrhätkalk und Steinmühlkalk beim Mikritoidkalk) zusätzlich erschwert.

Bunte Oberjura-Kalke

Kimmeridgium bis Tithonium (oberer Jura)

Über den Mikritoidkalken folgt in der Regel in den Synklinalkernen beidseits der Steyr eine tektonisierte und stark verfaltete Melange aus diversen Lithologien, deren Vorkommen jedoch zu kleinflächig sind, als dass sie auskartiert werden könnten. Die Oberflächenausbisse ziehen sich in der Hirschwaldstein-Synklinale von Altpernstein nach Nordosten bis unter den Hirschwaldstein und liegen im Norden des Kartiergebietes zwischen Rinnerberg und Furth. Über den Gipfel des Großen Landsberges zieht sich ebenfalls ein schmaler, E–W streichender Ausbiss. Östlich der Steyr treten sie flächig an der Brettmaisalm („Brettmaisalm-Synklinale“) auf und ziehen sich im Kern dieser teilweise tektonisch amputierten Muldenstruktur bis zum Trattenbach.

Die wesentlichen Lithologien dieser Melange sind Steinmühlkalk, Tegernseer Kalk und Ammergau-Formation. In ersteren beiden Fällen handelt es sich um rot, hellrot, rosa bis teilweise grünlich gefärbte dünnbankige, sowohl ebenflächig als auch knollig auftretende Mikrite, seltener Crinoidenspatkalken. MOSER (2017a) fand am Forststraßenprofil zwischen Trattenbach und Buchberghütte Calpionellen, mit denen er das oberste Tithonium und damit einen Bereich nahe der Obergrenze des Jura belegen konnte. Sofern sie nicht wie in den Kernen von Hirschwaldstein- und Schoberstein-Synklinale gesondert auskartiert werden konnten, werden in die Melange auch kleinräumig eingeschuppte Ammergauer Schichten in einer grauen und rötlichen Farbvariante gerechnet.

Ammergau-Formation

Tithonium bis Valanginium (oberer Jura bis untere Kreide)

Die Ammergau-Formation bildet zusammen mit den hangenden kretazischen Einheiten die Kernbereiche der teilweise tektonisch amputierten Synklinale beidseits der Steyr und hat etwa dasselbe Vorkommen wie die Melange der „Bunten Oberjurassischen Kalke“.

Es handelt sich ausschließlich um stark verfaltete, intern verquetschte und zerwürgte Mergelkalke und Kieselkalke. Typisch sind dm-gebankte, zart beige bis grünlichgrau gefärbte, dichte und splittrig brechende Radiolarienmikrite mit vorwiegend glatten Schichtbegrenzungen. Charakteristisch sind weiterhin graue bis bräunliche Kieselknauer, vereinzelt finden sich Aptychenreste, etwas häufiger erscheinen bioturbate Strukturen (Grab- und Wohnbauten von Anneliden o.ä.). Häufig durchziehen bis 1 cm dicke, sparitverheilte Klüfte das Gestein ähnlich einem Spinnennetz.

Das Alter der Formationen-Gruppe geben PILLER et al. (2004) mit dem Zeitbereich von Tithonium bis Valanginium an.

Kreide

Schrambach-Formation

Valanginium bis Aptium (Unterkreide)

Die früher als „Neokom-Aptychenschichten“ bezeichnete Abfolge der Schrambach-Formation bildet auf der Reichraming-Decke die Synklinalkerne beidseits der Steyr und damit die jüngste Lithologie des diesjährigen Kartiergebietes. Relativ gut erschlossen stehen die mergelreichen Schrambacher Schichten an der Fahrstraße zum Hirschwaldstein nahe dem Nordkamm an. Ein weiterer kleinräumiger Aufschluss im Zentrum zur Schoberstein-Synklinale liegt am Beginn der Fahrstraße von Mandlmais zur Schobersteinhütte. Besonders hervorzuheben, da tektonisch beeindruckend, ist der tektonische Kontakt der Schrambach-Formation im Kern der Brettmaisalm-Synklinale gegen den Hauptdolomit der Hochbuchberg-Scholle.

Die Mächtigkeit der Schrambach-Formation kann aufgrund intensiver Verfaltung nicht sicher angegeben werden, dürfte sich jedoch nur bei einigen wenigen Zehnermetern bewegen. Detailliertere Beschreibungen zu Lithologie, fazieller Stellung sowie Altersdatierung finden sich in HORNUNG (2017a, 2017c).

Ternberg-Decke

Trias

Opponitz-Formation

Tuvalium (Oberes Karnium)

Östlich der Steyr bildet die Opponitz-Formation auf der Ternberg-Decke oberflächennah die Nordgrenze des Kalkalpins und den steil stehenden Nordschenkel der Rieserberg-Synklinale. Die Deckengrenze verläuft in diesem Bereich von südlich Steyrleithen zum Rutzelbach, weiter nach Oberbrandl und nachfolgend ziemlich genau in östlicher Richtung gegen den Bäckengraben. Vermutlich dürften im Untergrund im Liegenden zur Opponitz-Formation noch mergelreiche Schichten der Lunz-Formation eingeschuppt sein. Der Südschenkel der Rieserberg-Synklinale ist knapp südlich des Rieserberg-Gipfels tektonisch amputiert und von einer steil nach Süden einfallenden Hauptdolomit-Schuppe überschoben, an deren Basis sich gleichfalls ein schmales, E–W streichendes Vorkommen von Opponitz-Formation erhalten konnte. Dieses reicht vom Rieserberg im Westen über den oberen Rutzelbach bis knapp westlich der Passanhöhe Gscheid.

Vom lithologischen Habitus gleicht die Opponitz-Formation jener der südlich überschobenen Reichraming-Decke.

Hauptdolomit-Formation; Hauptdolomit-Formation in kalkiger Ausbildung

Tuvalium (Oberes Karnium) bis Alaunium (Mittleres Norium)

Der Hauptdolomit ist die dominierende Lithologie der in diesem Bereich recht schmalen und zudem stark verschuppten Ternberg-Decke. Er umfasst sowohl die Rieserberg-Synklinale westlich, als auch die Herndleck-Synklinale im Osten. Zudem bildet er die Stirn der Ternberg-Decke im Bereich des Kleinen Landsberges.

Vom lithologischen Habitus gleicht der Hauptdolomit der tiefbajuvarischen Ternberg-Decke weitgehend den Vorkommen der südlich überschobenen Reichraming-Decke, zeigt jedoch einen auffallend hohen Grad an interner Zerlegung und starker Tektonisierung, wenngleich in den Aufschlüssen das Schichtgefüge weitgehend erhalten geblieben ist.

Plattenkalk und Dachsteinkalk

Alaunium bis Sevatium (Oberes Norium)

Der Platten- und Dachsteinkalk konturiert in schmalen, E–W streichenden Ausbissen die beiden Muldenstrukturen der Ternberg-Decke auf Kartenblatt 68 Kirchdorf an der Krems und zieht zusätzlich dazu als schmales Band von der Steyr am Nordhang des Dorngrabens gegen den P. 903 m und keilt dort offenbar im Hauptdolomit aus. Nördlich des Kleinen Landsberges tritt Plattenkalk in zwei relativ schmalen eingeschuppten, NW–SE streichenden Bändern auf.

Vom lithologischen Habitus gleicht die Einheit den Plattenkalken der südlich überschobenen Reichraming-Decke.

Kössen-Formation

Rhaetium

Die Kössen-Formation in mergelig-toniger und kalkiger Ausbildung steht in den beiden Kernen der Rieserberg- und Herndleck-Synklinale an. Während diese im Süden nahe der Überschiebungsfrent der Reichraming-Decke noch weitgehend durch Oberrhätkalk vertreten sind bzw. mit diesem verzahnen, vertreten sie im Norden gegen die Überschiebung auf den Rhenodanubischen Flysch zur Gänze das Rhaetium und damit die Obertrias.

Nördlich des Kleinen Landsberges treten die Kössener Schichten lediglich in einem sehr schlecht erschlossenen und nur durch wenige Lesesteine belegten, schmalen NW–SE streichenden Band auf.

Vom lithologischen Habitus gleicht die Kössen-Formation jener der südlich überschobenen Reichraming-Decke.

Jura

Allgäu-Formation

Unterjura

Mergelreiche und Hornstein führende Allgäu-Formation steht in den beiden Kernen der Rieserberg- und Herndleck-Synklinale an, allerdings sehr schlecht aufgeschlossen und nur mit wenigen Handstücken belegt. Die All-

gäu-Formation scheint innerhalb der Ternberg-Decke die Scheibelberg-Formation auf der Reichraming-Decke zu vertreten.

Bunte Jurakalke i.A. (tw. als tektonische Melange)

Unterer und Mittlerer Jura

Die lithologische „Sammeleinheit“ Bunte Jurakalke i.A. wurde innerhalb der Ternberg-Decke kartiert, weil in den stark tektonisierten bzw. verschuppten Arealen eine lithologische Auflösung nach einzelnen Lithologie-Gruppen nicht möglich bzw. für das Kartenbild sinnvoll erschien. In den Kernbereichen der verscherten Synklinale am Kleinen Landsberg, im Dorngraben sowie in den beiden Muldenstrukturen am Rieserberg und zwischen Saugraben und Herndleck am östlichen Blatttrand (Rieserberg- und Herndleck-Synklinale) fallen rote Knollenkalke vom Typ „Adnet-Formation“ auf und es treten lokal immer wieder rote Mergelkalke und Mergel vom Typ „Klauskalk“ auf.

Neben den auffallend rötlich gefärbten Jurakalken fand sich bei Rohregg noch eine geringmächtige Bank mit hellen Crinoidenspatkalken vom Typ „Vilser Kalk“ unmittelbar unter darüber anstehenden Mikritoidkalken. Weiterhin zu den Bunten Jurakalken wird ein schmaler Span von grau gefärbten Ammergauer Schichten auf der Südseite des Kleinen Landsberges gerechnet. Diese wird beim steilen, teilweise ausgesetzten Anstieg auf den 834 m hohen Gipfel berührt.

Die Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder sind aufgrund der starken tektonischen Überprägung allenfalls grob anzuschätzen und betragen vermutlich nur wenige Meter bis allenfalls Zehnermeter.

Mikritoidkalk

Oxfordium (oberer Jura)

Auch auf der Ternberg-Decke ist innerhalb der „Bunten Jurakalke“ die landschaftsmorphologisch bedeutsame Lithologie „Mikritoidkalk“ gut auszukartieren. Sie bildet westlich der Steyr in schmalen, NW–SE streichenden Ausbissen schmale Rippen und Kämme, darunter auch den Gipfelkamm des Kleinen Landsberges. Östlich der Steyr bauen sie den Gipfelkamm des Rieserberges auf.

Vom lithologischen Habitus gleichen die Mikritoidkalken jenen der südlich überschobenen Reichraming-Decke.

Kreide

Losenstein-Formation

Oxfordium (oberer Jura)

Die Losenstein-Formation wurde nach KOLLMANN (1968) in Losenstein (ca. 10 km östlich der Blatttrandgrenze zu Kartenblatt 69 Großraming) definiert und von WAGREICH (2003) charakterisiert. Obwohl oberflächlich nur unzureichend und in einem verrutschten Ausbiss erschlossen, zieht das Vorkommen als schmales, von West nach Ost streichendes Band vom Bereich zwischen Großem und Kleinem Landsberg westlich der Steyr über den Dorngraben bis zur Westflanke des Krennkogels. Dort wird es durch eine sinistrale Seitenverschiebung nach Norden verschoben und zieht von der Passanhöhe Gscheid zwischen Teufelskirche und Krennkogel den Trattenbach entlang bis zur östlichen Blattgrenze. Die beiden halbwegs guten Aufschlüsse befinden sich am Fuß des Dorngrabens sowie südlich der Grünburger Hütte.

Es handelt sich um braun verwitternde, im frischen Zustand dunkelgraue bis grünlichgraue, relativ feinkörnige harte Sandsteine mit karbonatischer Matrix. Nördlich der Grünburger Hütte sind der Abfolge grünlichgraue Tonmergel-Lagen zwischengeschaltet. Selten kann eine flyschoiden Ausbildung mit charakteristischen Wühlspuren gefunden werden. Gegen Osten scheint die erhaltene Abfolge etwas mächtiger zu werden – dennoch konnten die in EGGER & VAN HUSEN (2011) gemachten weiteren lithologischen Beobachtungen nicht bestätigt werden, was aber an der ungenügenden Aufschluss-Situation liegen mag.

Quartär

Pleistozän & Holozän

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: Vermutlich mindelzeitliches Alter haben isolierte Moränenreste im Bereich des Hirschwaldsteins, risszeitliches Alter besitzen isolierte Vorkommen von einem Moränenfleckchen sowie das kleinräumige Vorkommen von Eisrandsedimenten knapp nördlich des großen Steinbruches Gradau der Fa. Bernegger. Die vor allem im Mollner Becken weit verbreiteten Niederterrassen-Sedimente datieren in das Hochwürm während des letzten glazialen Vereisungsmaximums. In diese haben sich die heutigen Vorfluter Steyr und Krumme Steyring canyonartig eingeschnitten. Für weitere Informationen siehe HORNING (2017a–c, 2018) sowie MOSER (2014a, b, 2017a, b).

Tektonik

Die bereits in vormaligen Kartierberichten (HORNING, 2014, 2016, 2017a–c, 2018) beschriebene, durch die nach Norden gerichtete Kompression mit nordgerichteten und nach Süden einfallenden Überschiebungsbahnen von Tirolikum und bajuvarischem Deckensystem mit einem damit einhergehenden kompressiven strikt E–W streichenden Synklinal-Antiklinal-Muster lässt sich vom Landsberg-Massiv bis zur östlichen Blattgrenze von Blatt 69 Großraming konsistent weiterverfolgen. Eine Ausnahme bildet der Hirschwaldstein-Rinnerberg-Zug, dessen Muldenstruktur einen SW–NE streichenden Verlauf hat und damit Parallelen zu den weiter im Osten liegenden Weyerer Bögen (Blatt 69 Großraming) aufweist. Zu ausführlichen Beschreibungen der lokalen Tektonik sei weiters auf die Aufnahmeberichte von MOSER (2014a, b, 2017a, b) sowie MOSER et al. (2016) verwiesen.

Die Abgrenzung der Ternberg-Decke gegen die Reichraming-Decke

Das diesjährige Kartiergebiet umfasst einen kleinen Ausschnitt des Nordrandes der Nördlichen Kalkalpen (NKA) mit der Überschiebungszone auf den Rhenodanubischen Flysch. Wie im westlichen Bereich dieser großtektonischen Einheiten lassen sich im Sinne des Deckenkonzeptes von TOLLMANN (1976) innerhalb des Bajuvarikums mit der liegenden Allgäu-Decke („Tiefbajuvarikum“) und einer tektonisch hangenden Lechtal-Decke („Hochbajuvarikum“) auch im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen östlich des Salzachtals zwei Decken-Stockwerke voneinander abgrenzen: die tiefbajuvarische Ternberg-Decke und die hochbajuvarische Reichraming-Decke. Jenseits der Weyerer Bögen im östlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen spricht man von der tiefbajuvarischen Frankenfels-Decke

und der hochbajuvarischen Lunz-Decke. In diesem klassischen Deckenschema (siehe auch in OBERHAUSER, 1980) werden im zentralen Abschnitt der NKA beide Deckenkomplexe durch die mittelkretazische Losenstein-Synklinale voneinander getrennt.

Gemäß dem neuen Deckenkonzept von MANDL et al. (2017) wird zwar die räumliche Verteilung der Deckenkomplexe nicht infrage gestellt, sehr wohl aber ihre tektonogenetische Zugehörigkeit. Demnach wird die Reichraming-Decke zu tirolischen Einheiten gerechnet und als unterstes tektonisches Stockwerk gezählt, das von der Staufen-Höllengebirge-Decke – hier in der Region definiert mit dem Sengengebirge-Südabfall – überschoben wurde. Die Ternberg-Decke verbleibt als einzige bajuvarische Decke – an der Unterscheidung zur Reichraming-Decke mittels der Losenstein-Formation hat sich nach derzeitigem Wissensstand nichts geändert.

Die Grenze zwischen Ternberg- und Reichraming-Decke und – nach dem Modell von MANDL et al. (2017) – gleichbedeutend mit der Deckengrenze zwischen Bajuvarikum und Tirolikum, verläuft demnach im Kartiergebiet von der Mulde zwischen Kleinem und Großem Landsberg über die Steyr in den Dorngraben, verlässt diesen im Mittellauf gegen Osten und erreicht nördlich der Grünburger Hütte den Krennkogel. Durch eine dextrale Seitenverschiebung nach Norden versetzt, verläuft sie knapp südlich der Passanhöhe Gscheid unter der Teufelskirche und den Rehböden zum Trattenbach an der Grenze zu Blatt 69 Großraming.

Die Hirschwaldstein-Synklinale und ihre deckentektonische Stellung

Die Hirschwaldstein-Synklinale und angrenzende kalkalpine Gebiete wurden im Jahr 2014 durch MOSER (2014b) geologisch aufgenommen und als Revision der Kartierungen von BIRKENMAYER (1995) bearbeitet. Trotz der damals durchgeführten Detailkartierungen gibt es jedoch Diskussionspunkte, die hier im Folgenden kurz besprochen werden sollen.

Der stark bewaldete Mittelgebirgszug des Hirschwaldsteins bildet eine SW–NE streichende nordwestvergente Synklinale mit jurassischen Schichten im Zentrum und konturierenden obertriassischen Sequenzen. Sowohl Nord- als auch Südschenkel werden durch nach Südost einfallende Überschiebungsbahnen zumindest teilweise amputiert. Mit seiner SW–NE streichenden Anlage folgt die Hirschwaldstein-Synklinale nicht dem allgemeinen Trend von E–W streichenden tektonischen Mulden und Sätteln, die aus der alpinen N–S-Einengung hervorgegangen sind. Sie erinnert in ihrer Grundstruktur eher an das tektonische Großelement der Weyerer Bögen im Osten des Kartenblattes (GK 69 Großraming bzw. GK 70 Waidhofen an der Ybbs). Auch sie zeigen am Kalkalpen-Nordrand eine SW–NE streichende triassisch-jurassische, (tief)bajuvarische Schichtenfolge der Frankenfels-Decke, die bei Großraming auf ein N–S-Streichen nach Süden umbiegt und auf die westlich davon liegenden Einheiten der Reichraming-Decke überschoben wurde. Warum dieses wichtige nordalpine Bauelement der allgemeinen Kompressionsrichtung nicht folgt, ist bis heute nicht endgültig geklärt (u.a. JANDA, 2000) – da im eingedrehten Weyerer Bogen paläozäne Gosau-Sedimente überfahren wurden, ist das Bildungsalter zumindest mit Eozän bis Miozän einzugrenzen.

Weil in den Weyerer Bögen als tiefstes tektonisches Element weiters auch die bajuvarische Frankenfels-Decke in die Deformation miteinbezogen wurde, stellt sich die Frage, ob dies auch für die Hirschwaldstein-Synklinale zutrifft und ob sich in der Hirschwaldstein-Synklinale – eingekeilt zwischen Rhenodanubischem Flysch und Reichraming-Decke – ein Fragment der Ternberg-Decke hat erhalten können. Die Arbeiten von BAUER (1953) lassen vermuten, dass der Südostschenkel der Hirschwaldstein-Synklinale mit Unterjura-Hornsteinkalken (Scheibelberg-Formation) über Kössener Schichten konkordant in den Hauptdolomit übergeht und damit zur Reichraming-Decke zu rechnen ist. MOSER (2014b) hingegen spricht durch seine Kartierung des Gebietes der Hirschwaldstein-Muldenstruktur eine tektonische Eigenständigkeit und damit eine Zugehörigkeit zur Ternberg-Decke zu. Sein Hauptargument zu diesem Postulat ist die offenbar fehlende Kössen-Formation und damit eine Diskordanz innerhalb der obersten Trias. Auch bei der diesjährigen Kartierung konnten zwischen dem Schwarzbach (Seitenbach des Rinnerberger Baches) und dem Steinkogel keine rhätischen Kössener Schichten gefunden werden. Allerdings erschließt die Straße von Altpernstein zu einem südöstlich davon gelegenen Anwesen Kalke mit Kössener Habitus. Gegen Osten gehen diese in mittel- bis dickbankigen Kalk (Plattenkalk) und stark tektonisierten Dolomit (Hauptdolomit), nachfolgend abermals Plattenkalk und letztendlich in einer morphologisch herauspräparierten Felsrippe in helle Kalke (Oberrhätalkalk) und rötliche bis fleischfarbene Crinoidenspatkalke (Hierlatzkalk) über, so dass hier weitgehend eine vollständige und zudem verfaltete Abfolge von der Obertrias bis in den basalen Lias vorliegt. Der tektonische Kontakt von Hauptdolomit-Sequenzen zu den Unterjura-Hornsteinkalken ist zweifelsfrei gegeben, jedoch kann er mit einer einfachen, im Süden E–W verlaufenden, gegen Norden langsam in nordöstliche Richtung umbiegenden, steil nach Südosten einfallenden, lokalen Überschiebungsbahn erklärt werden, der den Südostschenkel der Hirschwaldstein-Synklinale amputiert bzw. deren weiter im Süden flexurell nach WSW aufwärts gebogene Faltenachse mit hier nur tiefjurassischem Muldenkern in nordöstliche Richtung geschoben hat. Aus heutiger Sicht ist somit die Hirschwaldstein-Synklinale zur Reichraming-Decke zu rechnen, wenngleich die Ausbildung von oberjurassischem Mikritoidkalk (= „Reitbauernmauer-Formation“ in MOSER, 2017a) anstelle der Ruhpolding-Formation eher untypisch für die Reichraming-Decke erscheint. Nach MOSER (2017a) können Mikritoidkalke jedoch im „Hochbajuvarikum“ durchaus vorkommen. Der Hirschwaldstein erschließt eine extrem stark komprimierte triassisch-jurassische Schichtenfolge in einer Art zerscherten Doppel-Synklinale, die dennoch in ihrem stratigrafischen Zusammenhang weitgehend erhalten geblieben ist.

Nach Norden gegen den Rinnerberger Bach tritt unter dem Nordschenkel der Hirschwaldstein-Synklinale wieder Hauptdolomit zutage. Dass die Überschiebungsbahn zumindest in diesem Bereich relativ flach nach Südosten einfallen muss, zeigen insgesamt vier isolierte Klippen aus Mikritoidkalk, die wurzellos auf Hauptdolomit-Abfolgen „schwimmen“, Zwei dieser Klippen liegen östlich des Schwarzbaches, zwei westlich von diesem. Im Rinnerberger Bach wird eine größere dextrale Seitenverschiebung vermutet – der nach Norden anschließende Rinnerberg stellt einen tektonischen, diesmal wieder nordvergenten

Sattel dar („Rinnerberger Antiklinale“), dessen Südschenkel durch diese Lateralstörung amputiert wurde. Dieser ist seinerseits auf eine nordvergente Doppelsynkinal-Struktur überschoben, deren Kernbereich von oberjurassischen Sequenzen gebildet wird und dessen Nord- und Südschenkel gleichfalls tektonisch stark zerschert bzw. zur Gänze amputiert sind. Damit ergeben sich auffallende Parallelen zur Hirschwaldstein-Synklinale und lassen an eine Fortsetzung dieser nach Norden denken – allerdings mit einem in das klassische E–W-Streichen rotierten Verlauf.

Ob hier die Stellung der Doppelsynkinal-Struktur zu einer tiefergelegenen bajuvarischen Ternberg-Decke gerechtfertigt erscheint, ist aufgrund der Parallelen zur weiter südlichen Hirschwaldstein-Synklinale fragwürdig, obgleich die Muldenfüllung aus jurassischen Schichten „wurzelloser“ erscheint als weiter südlich. Zur tektonischen Stellung diskutieren MOSER et al. (2016) für diesen Bereich eine Zugehörigkeit zunächst zur Ternberg-Decke, die jedoch in MOSER (2017a) wieder revidiert wird und die Synkinal-Struktur nördlich des Rinnerberges zur Reichraming-Decke gestellt wird.

Die Altpernstein-Scholle

Während der Kartierung wurden Anfang August 2019 bei Leitungsarbeiten knapp südöstlich der Burg Altpernstein graue bis graublaue mergelige Schichten mit zum Teil dezimetermächtigen Kohleflözen erschlossen. Zunächst wurde gemutmaßt, ob es sich hier um ein neogenes Glanz-Braunkohle-Vorkommen handeln könnte, das sich – eingequetscht zwischen mesozoischen Schichtenfolgen – durchaus hätte erhalten können. Die Inaugenscheinnahme vor Ort jedoch ergab, dass die graublauen Mergel mit orangefarbenen Bestegen Ähnlichkeit mit der obertriassischen mergelig-tonig ausgebildeten Lunz-Formation haben, wenngleich diese normalerweise etwas dunkler gefärbt in der Region auftritt. Jedoch sind Kohlevorkommen innerhalb der Lunz-Formation durchaus möglich (Typlokalität in Lunz), jedoch aus der Region noch nicht beschrieben. Zur Sicherheit wurden sowohl aus den Kohleflözen, als auch aus den grauen Mergeln Proben genommen und zur biostratigrafischen Einstufung an die GBA übersandt.

Sollte sich die Vermutung bestätigen, dass die Mergel und die Kohle kein neogenes, sondern ein obertriassisches Alter haben, ist auch die stratigrafische Stellung der Kalkklippe zu überdenken, auf der die Burg Altpernstein steht. Die in MOSER (2014b) postulierte Stellung zum Mikritoidkalk erscheint aufgrund des lithologischen Habitus – schlecht gebankt, feinklüftig und von hellgrauer bis weißlichgrauer Färbung – als nicht zwingend erforderlich. Die in dieser Gegend überlieferten Mikritoidkalken zeigen fast durchwegs eine fleischfarbene Färbung. Sollte es sich bei den Mergeln und dem Kohleflöz tatsächlich um Teile der Lunz-Formation handeln, könnte die Kalkklippe von Altpernstein den hangenden Teil der Wetterstein-Formation repräsentieren. Der hohe Tektonisierungsgrad dürfte der Position unmittelbar an der Deckenstirn südöstlich des überschobenen Rhenodanubischen Flyschs geschuldet sein. Interessant ist in diesem Zusammenhang die kurze Notiz in MOSER (2014a), der einen Lesestein mit Dasygladaceen, Crinoiden und Gastropoden unweit nördlich der Burg Altpernstein richtig als zum Oberen Abschnitt der Wetterstein-Formation (Alter Julium 1) zugehörig beschreibt. Hier werden die

Datierungsergebnisse der GBA abzuwarten sein, um endgültige Aussagen hinsichtlich Stratigrafie und tektonischer Stellung der kleinräumigen Scholle zur Diskussion stellen zu können. Aus heutiger Sicht erscheint eine Zugehörigkeit der Altpernstein-Scholle mit Wetterstein- und Lunz-Formation zumindest tektonisch möglich, da die gegen Norden aufgebogenen Hauptdolomit-Sequenzen im Nordwesten der Hirschwaldstein-Synklinale an deren Basis noch Opponitz- und Lunz-Formation vermuten lassen.

Das Landsberg-Massiv

Das Mittelgebirge-Massiv Großer und Kleiner Landsberg wird durch die Losensteiner Mulde zwischen den beiden Gipfel zweigeteilt. Der Anteil der Ternberg-Decke stellt eine NNE-vergente, teilweise intern verschuppte, intensiv verfaltete Abfolge obertriassischer bis oberjurassische Lithologien dar. Am augenscheinlichsten ist die E–W streichende Rippe aus Mikritoidkalken, die den Gipfelkamm des Kleinen Landsberges aufbauen.

Wie bereits in MOSER et al. (2016) beschrieben, ist die Westflanke des Großen Landsberges eine NNW-vergente Antiklinale, wenn auch hier von einer Hauptscherbahn (dextrale Seitenverschiebung südlich des Gipfelkammes) zerlegt und tektonisch amputiert. Am Nordschenkel reicht die Abfolge nur bis zur Opponitz-Formation, während hingegen der Südschenkel teilweise unter vermutlich tektonisch reduziertem Hauptdolomit über erhaltenem Oberrhätalk bis zur Reifling-Formation im Kern reicht und damit die Gaisberg-Antiklinale übergeht. Während sich dieses wichtige Strukturelement über die Steyr nach Osten fortsetzen lässt, wird die Landsberg-Schuppe ostwärts durch eine lokale Scherbahn und der Grenze zur Ternberg-Decke überfahren und tritt nicht mehr zutage. Interessant ist am Großen Landsberg der schon in MOSER et al. (2016) beschriebene Gipfelkamm aus Mikritoidkalken, der wurzellos von Hauptdolomit umgeben ist. Knapp östlich des Großen Landsberg-Hauptgipfels sind noch geringmächtige dünnbankige und Hornstein führende Kalke der Ammergau-Formation sowie Steinmühlkalke erschlossen, die dieser isolierten Oberjura-Scholle die Struktur einer kleinen Synklinale geben. Der Frage der Herkunft der Mikritoidkalken auf Hauptdolomit wird in MOSER et al. (2016) leider nicht nachgegangen. Erwähnenswert in diesem Zusammenhang wäre ein schmaler, ebenfalls W–E streichender Kamm aus Mikritoidkalk, der die Stirn der Reichraming-Decke vor der Losenstein-Formation der Ternberg-Decke bildet und der als mögliche „Wurzelzone“ der isolierten Scholle auf dem Landsberg-Gipfel in Frage kommt. Diese wäre dann im Zuge der Deckenüberschiebung als „out-of-sequence-thrust“ auf Hauptdolomit-Folgen abgeschert und sich relikthaft am Großen Landsberg erhalten.

Der Schuppenbau innerhalb des Gaisberg-Schoberstein-Höhenzuges

Das Mittelgebirge nördlich des Tals der Krumpfen Steyrling lässt sich übersichtsmäßig als eine nordvergent verfaltete Obertrias- bis Oberjura/Unterkreide-Abfolge beschreiben. Die wichtigen Faltenzüge sind die Gaisberg-Antiklinale und die Schreibach-Synklinale. Erstere lässt sich von Schmiedleithen südlich des Großen Landsberges über die Steyr nach Osten verfolgen und endet aufgrund eines gegen Osten wirksamen flexurellen Abtauchens der

Faltenachse östlich des Pfaffenbodens. An diese Flexur gebunden ist der Ausbiss der etwas nördlich gelegenen Schreibach-Synklinale, deren Nordschenkel im Westen und Südschenkel im Osten partiell zerschert sind. Weiter nach Norden werden diese beiden Strukturelemente auf oberjurassische-unterkretazische Jungschichten der Brettmais-Scholle überschoben. Diese stellt ihrerseits eine im Nordschenkel weitgehend erhaltene Synklinale an der Stirn der Reichraming-Decke in diesem Bereich dar.

Interessant ist der interne Bau dieses Höhenzuges. Die Gaisberg-Antiklinale erscheint mit ihrem Kern aus Wettersteinkalken als ein extrudierter Block, der beidseits von Synklinalen mit Jungschichten umgeben ist.

Dieselbe Beobachtung machte bereits SPENGLER (1959), der von einer „*steil aus der Tiefe aufsteigenden Schuppe*“ sprach, allerdings nicht wirklich von einer Faltenstruktur sprach (siehe auch MOSER, 2014b). Während die Brettmaisalm-Synklinale nördlich der Gaisberg-Antiklinale eine verfaltete, aber weitgehend konkordante Schichtenfolge von der Obertrias bis in den Oberjura zeigt, erscheint die südlich lagernde, hier als Koglerstein-Synklinale bezeichnete Struktur stark zerschert bzw. verschuppt. Wie bereits in MOSER (2014b) angedeutet, lässt sich der Geländebefund im konstruierten Profil durchaus mit einer im Bereich der Scheibelberg-Formation flach abgesicherten Teilschuppe erklären, deren Abfolge – jedoch nur gering disloziert – bis in die Ammergau-Formation reicht. Für weitere, detailliertere Ausführungen zur Tektonik sei auf MOSER (2014b) verwiesen.

Literatur

- BIRKENMAJER, K. (1995): Geological Map 1:10.000 Kartenblatt Kirchdorf an der Krems (Oberleonestein, Wienerweg, Hambaum, Rinnerberger Bach, Steyrdurchbruch, Landsberg). – 1 Blatt, Polish Academy of Sciences/Institute of Geological Sciences, Krakau.
- BAUER, F. (1953): Der Kalkalpennordrand zwischen Krems- und Steyrtal in Oberösterreich 1:12.500. – 1 Blatt, Wien.
- BRAUNSTINGL, R. & EGGER, J. (1985): Geologische Karte der Flysch-Zone und des Kalkalpenrandes beiderseits der Enns (zwischen Steyrtal und Pechgraben, Oberösterreich). – Unveröffentlichte geologische Karte 1:25.000, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- 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.
- 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 / Sengsengebirge) 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 / Sengsengebirge) 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 / Sengsengebirge) 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 / Sengsengebirge) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 340–353, Wien.
- HORNUNG, T. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Gebiet Weißenbach (Oberösterreichische Voralpen / Totes Gebirge) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 120–129, Wien.
- JANDA, C. (2000): Geologisch-fazielle Untersuchungen in der Lunzer Decke südwestlich von Weyer (Oberösterreich). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 104 S., Wien.
- KOLLMANN, H.A. (1968): Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (OÖ.). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**, 126–137, Wien.
- KRENMAYR, H.-G., SCHNABEL, W. & REITNER, J. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MANDL, G., BRANDNER, R. & GRUBER, A. (2017): Zur Abgrenzung und Definition der Kalkalpinen Deckensysteme. – Teilprojekt zu TEKDAT200. – Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 19.–22. Juni 2017, Bad Ischl, Hallstatt, Gmunden, 254–255, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MOSER, M. (2014a): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Leonstein–Oberleonestein–Hambaum–Riedberg–Plansteinkogel–Ochsenkogel auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 353–354, Wien.
- MOSER, M. (2014b): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen des Hirschwaldstein-Zuges der Ternberg-Decke zwischen Micheldorf und Molln auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 354–357, Wien.
- MOSER, M. (2017a): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Gradau, Dorngraben, Dürres Eck, Gaisberg, Gaisbergwiesen, Pfaffenboden, Mandlmais, Koglerstein, Schoberstein, Sonnseite, Roßberg auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 412–423, Wien.
- MOSER, M. (2017b): Reitbauern-Formation: Biostratigrafische und lithostratigrafische Neudefinition des „Mikritoidkalkes“ im Bajuvarischen Deckensystem (Nieder- und Oberösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 173–193, Wien.
- MOSER, M., ELSTER, D., LUKENEDER, A., REHAKOVA, D. & ČORIĆ, S. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kleiner und Großer Landsberg, Schauderzinken, Rabenstein, Sonnkogel, Krautige Eben, Rinnerkogel und Plachwitz auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 326–335, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1980): Der geologische Aufbau Österreichs. – 695 S., Wien (Springer).

PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, 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., LINNEN, M. & MANDL, G.W. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SPENGLER, E. (1959): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **102**, 193–312, Wien.

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

VAN HUSEN, D. (2017): Quartärgeologische Karte von Kirchdorf a.d. Krems. – Unveröffentlichte Geologische Manuskriptkarte 1:25.000, Geologische Bundesanstalt, Wien.

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

Blatt 90 Kufstein

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf den Blättern 90 Kufstein und 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH & CLAUDIA PANWITZ

(Auswärtiger Mitarbeiter und Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Zuge der Fertigstellung von Blatt 121 Neukirchen war es notwendig, Lücken in der Aufnahme im Grenzbereich zu Blatt 90 Kufstein zu schließen. Aus Gründen der Zugänglichkeit bot es sich an, auch die noch nicht kartierten Bereiche von Blatt Kufstein mit zu bearbeiten. Die Aufnahme dieses Bereiches oblag dem verstorbenen GERHARD PESTAL. Der Bearbeitungsstand war uns in Farbkopien zur Verfügung gestellt worden. Für den Anteil von Neukirchen liegt bereits eine digitalisierte Version vor. Die Analyse der Daten zeigte Unstimmigkeiten und geologisch nicht sinnvolle Grenzverläufe im digitalen Datensatz. Dies machte umfangreichere Geländekontrollen notwendig. Ziel war eine in sich kohärente, blattschnittübergreifende Kartendarstellung im Maßstab 1:25.000.

Das zu kontrollierende und in Teilen neu aufzunehmende Gebiet umfasst 50 km². Es ist etwa hälftig zwischen den beiden Autoren aufgeteilt. Die Nomenklatur der Gesteine und die Farbwahl folgen der Generallegende, wie sie für die Manuskriptkarten von Blatt 123, 122, 121 und 120 benutzt wurde (HEINISCH et al., 2015). Petrografische Beschreibungen und die Kriterien zur Definition der tektonischen Großeinheiten wurden analog beibehalten (HEINISCH, 1986).

Umgrenzung des Bereichs

Beim Untersuchungsgebiet handelt es sich über weite Strecken um einen eher flachen Gebirgszug, der das Tal von Söll-Ellmau vom Brixental trennt, zuzüglich des Hohe Salve-Stocks. Im Norden folgt die Grenze dem Beginn der quartären Bedeckung, von Stampfanger über Blaiken bis

Ellmau-Going. Im Süden liegt die Grenze zunächst am Rand der Talsohle des Hohe-Salve-Gebietes, um dann nach Norden über den Zinsberg zum Hartkaser zu verschwenken.

Das Gebiet wird intensiv forstlich und skitouristisch genutzt. In flachen Bereichen herrschen schlechte Abschlussverhältnisse. In den Waldgebieten sind die Bedingungen ebenfalls suboptimal, die Bäche sind zum Teil überraschend schwer begehbar (s.u.).

In Zonen mit kleinteiliger Geologie ist das Gebiet daher als anspruchsvoll zu bezeichnen.

Neu gezeichnet wurden auf Blatt Neukirchen, wie vereinbart, nur die Bereiche, in denen Änderungen vorzunehmen sind. Auf Blatt Kufstein wurde der gesamte Festgesteinsanteil neu gezeichnet. Die Quartärpolygone liegen bereits digital vor und wurden entsprechend übernommen.

Probleme bei der Bearbeitung

Es zeigte sich bei der Geländearbeit, dass die Fehlstellen in der Aufnahme vor allem sehr ungünstigen Relief-Verhältnissen geschuldet waren. Diese waren aus dem Kartenbild zunächst nicht unbedingt erkennbar. Die Steilgräben im Bereich Nieringerwald/Hirschenalm und Breuergraben werden in den entscheidenden Bereichen nicht durch Forstwege oder Jagdsteige gequert. Sie mussten daher direkt im Bachlauf angegangen werden, was wiederum durch Wasserfallstufen erschwert wurde.

Bei der Kontrolle der digitalisierten Polygone (Blatt Neukirchen) stellte sich heraus, dass bei der Übertragung aus den Manuskriptkarten offensichtlich Farbverwechslungen aufgetreten sind. Dies bezieht sich zum einen auf Rot/Braun-Töne. Dadurch wurden siliziklastische Gesteine der Löhnersbach-Formation mit Blasseneck-Porphyrroid verwechselt. Andererseits gab es Verwirrung innerhalb der zahlreichen Grüntöne der Metabasit-Folgen.

Dies zog sonderbare Grenzziehungen nach sich, wie z.B. geradlinig quer zum Streichen durchtrennende Grenzen, die geologisch eine Störung bedeuten würden, aber Ar-

tefakte der Digitalisierung darstellen. Es ist offensichtlich, dass die digitale Version in manchen Bereichen nicht mehr durch den Autor mit geologischem Sachverstand kontrolliert werden konnte.

Beschreibung der Zone zwischen Stampfanger und Modereralm

Das Gebiet ist in zwei verschiedene Bereiche zu untergliedern:

Bereich 1: Im Liegenden und im Ostteil besteht die Lithologie aus monotonen Wechselfolgen von Löhnersbach- und Schattberg-Formation. Diese fallen mittelsteil bis flach gegen den Hang ein und streichen durchschnittlich West–Ost. Die Raumlage schwankt kleinräumig, was einer kleinskaligen Faltung geschuldet ist. Lokal ist mit Verstellungen durch Massenbewegungen zu rechnen.

Bereich 2: Im Hangenden, insbesondere zwischen Köpfig/Nieringerwald und Blaiken/Bromberg tritt ein kleinteiliger Wechsel von Gesteinen auf. In einer Matrix aus Löhnersbach-Formation schwimmen Schollen von Spielbergdolomit, Bankkalken, Kieselschiefern und Dolomit-Kieselschieferkomplex. Hinzu tritt ein in der Mächtigkeit stark schwankender Zug von Blasseneck-Porphyröid. Innerhalb des Porphyroides treten Lagen von Jausern-Formation auf. Der ordovizische Porphyroidkomplex wird streichend von einer Metabasit-Wechselfolge abgelöst. Diese enthält im engen Lagenwechsel Metabasalte, aber auch Metapyroklastika und Tuffite. Aufgrund des Darstellungsmaßstabs von 1.25:000 musste hier stark generalisiert werden.

Aufgrund der Lithologie und der Art der internen Gesteinsgrenzen ist es plausibel, den Bereich 2 der Olistolith-Zone (Hochhörndler Schuppenzone) zuzuordnen, während der monotonere Bereich 1 zur Glemmtal-Einheit Nord zu stellen ist. Grenzkriterium ist der letzte auftretende Olistolith. Grafisch ist zu beachten, dass die Olistolithen mit runden Grenzen in der Schiefermatrix einzutragen sind, während spitzwinklig auslaufende Grenzen synsedimentäre Verzahnungen symbolisieren.

Dieser im Durchschnitt West–Ost verlaufende Komplex wird durch Nord–Süd bis NNW–SSE verlaufende Sprödstörungen nochmals zerhackt und kulissenartig verschoben. Soweit feststellbar, herrscht ein sinistraler Schersinn vor. Die Verwerfungen spalten in Sekundärstörungen auf und verlaufen nicht notwendigerweise genau im Bachtiefen.

Beschreibung der Zone um Hochlechen und Oberberg

Der Bereich ist durch weitflächige Grundmoränenbedeckung geprägt. Im Festgestein ist die Grenze zwischen permotriadischen Rotsedimenten und Grauwackenzone aufgeschlossen. Die Grauwackenzone wird durch einen mächtigen Metabasit-Zug repräsentiert, der eine Wasserfallstufe bildet. Es handelt sich durchwegs um Pyroklastika, die eine interne Kleinfaltung zeigen. Basaltlaven tre-

ten nicht auf. Die Metabasite sind in Siliziklastika vom Typ Löhnersbach-Formation eingelagert.

Die postvariszischen Rotsedimente bestehen aus feinkörnigen, dm-bankigen Sandsteinen, wechsellagernd mit roten Siltsteinen. Tendenziell ähneln sie eher dem unteren Alpinen Buntsandstein als der Gröden-Formation. Dies sollte in den Manuskriptkarten des Buntsandstein-Kartierers (Volkmar Stingl) nochmals überprüft werden. In der Kompilation ist derzeit die Farbe für Gröden-Formation eingetragen.

Der Kontakt zur Grauwackenzone ist gestört. Die Verwerfung läuft W–E und steht weitgehend senkrecht. Sie ist nirgendwo direkt aufgeschlossen. Aufgrund des Grenzverlaufs ist ein leichtes Südfallen anzunehmen. Jüngere Querstörungen versetzen die Grenze zwischen Breuergraben und Tiefenbach mit sinistralen Versatz von etwa 350 m nach Norden. Der einzige gewinnbare Messwert innerhalb der Rotsedimente zeigt eine Steilstellung und Rotation des Blocks gegen die Störung an.

Damit lässt sich alleine für die alpidische Zeit eine mehrphasige Sprödtektonik herleiten.

Die postvariszischen Decksedimente wurden durch Extension zunächst grabenartig eingesenkt, analog zu Strukturen wie z.B. am Hahnenkamm (HEINISCH et al., 2003, 2015). Danach kam es zu einer nordgerichteten Überschiebung der Grauwackenzone auf die Rotsedimente. Dies erklärt das Fehlen der Basisbrekzie und gegebenenfalls der Gröden-Formation. Einen letzten Akt stellen die Sprödstörungen dar. Je nachdem, ob man die roten Sandsteine dem Perm oder der Untertrias zuordnet, variiert die zu fordernde Sprunghöhe an der tektonischen Grenze.

Beschreibung eines Kleinbereichs südlich der Talstation der Hartkaserbahn/Ellmau

Aufgrund unklarer Farbgebung in den verschiedenen Manuskriptkarten-Versionen wurde der Bereich nochmals aufgenommen. Es handelt sich um eine Wechselfolge zwischen Löhnersbach-Formation, Metapyroklastika und Tuffitschiefern. Die Raumlage variiert im Kleinbereich sehr stark. In der Summe kommt ein umlaufendes Streichen um den Hügel südlich der Hartkaserbahn zu Stande. Der kleinräumige Lagenwechsel war selbst im Aufnahmemaßstab 1:10.000 nicht mehr darstellbar. Entsprechend generalisiert ist die Darstellung im Maßstab 1:25.000. Die Privathäuser im Weißbachgraben grenzen unmittelbar an schroffe Felsen an, wandbildend sind die Metapyroklastika. In den kleinen Erosionsrinnen am Südrand des Blattes sind Schwarzschiefer sowie eine Gabbro-Intrusion zu vermerken.

Beschreibung der Zone um Hacha/Hopfgarten

In den steilen Bachgräben oberhalb des Zentrums von Hopfgarten am Fuß der Hohen Salve treten komplizierte geologische Verhältnisse zu Tage. Bei weitgehend horizontaler Raumlage wechseln mehrfach Löhnersbach-Formation, basaltische Tuffitschiefer und dünne Porphyroidlagen miteinander ab. In der Schiefermatrix schwimmen zusätzlich Schollen aus Spielbergdolomit. Hangend folgt dann das km-mächtige Paket aus Porphyroid, welches Richtung Gipfel der Hohen Salve von einem ebenso mächtigen Paket aus Spielbergdolomit streichend abgelöst wird.

Wegen der Grenzziehung zur Olistholith-Zone wurden die Details nochmal nachgesehen. Es ist plausibel, hier die Basis der Wildseeloder-Decke festzulegen, welche als Klippe hangend auf der Olistholith-Zone (Hochhörndler Schuppenzone) aufliegt. Kennzeichen sind sowohl mächtiger Blasseneck-Porphyr, als auch mächtiger Spielbergdolomit. Die Wildseeloder-Decke kann intern ebenfalls verschuppt sein, sodass der primär stratigrafische Verband nicht mehr gewährleistet ist. Es wird vorgeschlagen, den Bereich der Hohen Salve als isolierten Deckenrest zu interpretieren, der, unterbrochen von Olistholith-Zone, die tektonische Fortsetzung des Porphyroids vom Rauhen Kopf darstellt.

Weiteres Vorgehen

Da im vorliegenden Datensatz die tektonischen Grenzen fehlen, ist eine Endkontrolle der Konturen nicht möglich. Es wird daher notwendig sein, nach Einpflegen unserer Aufnahmen eine weitere Kontrolle durchzuführen. Da auch

immer wieder Farbverwechslungen vorkamen, wird dies recht zeitaufwendig erfolgen müssen. Es wird vorgeschlagen, dies nicht mit Farbkopien, sondern unter Zugrundelegung der Originalmanuskripte von Gerhard Pestal durchzuführen. Eine einheitlich nummerierte Legende ohne Reste von Geofast-Bezeichnungen ist unerlässlich.

Literatur

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

HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J. (2015): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Blatt 103 Kindberg

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen südlich des Mürztales auf Blatt 103 Kindberg

JOSEF NIEVOLL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In Fortführung der Aufnahmen im Jahr 2017 (NIEVOLL, 2018) wurden die Südostecke des Kartenblattes von Kindberg nach Osten sowie die Gölkschneid neu aufgenommen; die lithologischen Grenzen des 2017 aufgenommenen Gebietes im Bereich der Stuhleck-Kirchberg-Decke wurden nach Dünnschliffuntersuchungen und zusätzlichen Begehungen zum Teil modifiziert.

Rabenwald-Decke: Die Traibachschiefer vom Freßnitzgraben konnten nach Westen bis zum Nordabhang des Fühauptkogels verfolgt werden. Zunehmende Zerschering der subhorizontalen Gneistextur durch eine jüngere, steilstehe Schieferung und damit einhergehende Phyllonitisation ist an der Straße am Ausgang des Freßnitzgrabens zwischen Gölksiedlung und dem ehemaligen Fh. Orgovany zu beobachten. Am südlichen Blattrand treten Traibachschiefer am Geländerücken südöstlich Jh. Schwaighof und in größerer Verbreitung am Nordabfall der Stanglalpe auf; letzteres Vorkommen ist bereits CORNELIUS (1936) aufgefallen und zieht sich bis zum Jahn-Denkmal herunter. Beide Vorkommen führen in Gängen feinnadeligen Turmalin; eine 2017 entnommene Probe vom Rotriegel wurde röntgendiffraktometrisch als Foitit bestimmt.

Mürz-Tachenberg-Decke: Die Grenze der Rabenwald-Decke zur Mürz-Tachenberg-Decke der Gölkschneid verläuft von der Gölksiedlung in ESE-Richtung über das Wet-

terkreuz zum Gölkbauern (hier mit kräftiger Quelle) und weiter in gerader Linie in den Freßnitzgraben. Am östlichen Blattrand wird der Nordhang des Freßnitzgrabens von Semmeringquarzit aufgebaut, der Südhang von Traibachschiefern; für einen präalpidischen Untergrund der Mürz-Tachenberg-Decke ist hier kein Platz vorhanden. Im Westen wird die Gölkschneid an einer NNW–SSE verlaufenden Störung abgeschnitten, die im ehemaligen Steinbruch Posch oberhalb der Gölksiedlung freigelegt ist. Die Grenze zum Neogen des Mürztals im Norden ist ebenfalls störungsbedingt, wie aus der Höhen- und Reliefkarte des Digitalen Atlas der Steiermark (www.gis.steiermark.at) ersichtlich ist; in streichender Verlängerung war diese Störung 1984 östlich der Alplstraße auf Blatt 104 Mürzzuschlag aufgeschlossen (NIEVOLL, 1985). Die permotriassischen Gesteine der Gölkschneid werden somit im Westen, Norden und Süden durch steilstehende Störungen begrenzt. Der Semmeringquarzit am Südabfall der Gölkschneid ist tektonisch in mehrere Schollen mit unterschiedlicher Lagerung zerlegt. Der Kambereich der Gölkschneid wurde in den letzten Jahren durch Forstwege aufgeschlossen: Südabfall, Kambereich und Nordabfall bis etwa 900 bis 1.000 m Seehöhe werden von meist dunkelblaugrauen, plattigen Kalkmarmoren aufgebaut, die lokal hellrosa Lagen und Schlieren, sowie Dolomitknollen führen. Der Nordabfall unterhalb 900 bis 1.000 m Seehöhe besteht überwiegend aus hellgrauen Dolomitmarmoren, in denen nur selten die primäre Lagerung zu messen ist. Die primäre Lagerung in den Karbonaten ist meist flach bis sehr flach, die Achsen streichen ENE–WSW und weichen damit deutlich von den flach nach ESE fallenden Achsen in den südlich angrenzenden Phylloniten der Rabenwald-Decke ab. Die Karbonate werden von zahlreichen Störungen mit zum Teil dm-dicken Reibungsbrekzien durchsetzt, zum Teil sind in offenen Spalten auf den Störungsflächen

cm-dicke Kalksinter aufgewachsen. Wie die neuen Forstwege zeigen, ist die löchrige Erscheinung der Rauwacken eine oberflächennahe Verwitterungsbildung, sowohl auf Kalk- als auch auf Dolomitmarmoren. Es handelt sich um tektonische Brekzien und nicht um sedimentäre Bildungen in einer bestimmten stratigrafischen Einheit. Westlich vom Freßnitzgraben sind dunkelblaugraue Kalkmarmore in geringmächtigen Linsen südlich Grund und im Obstgarten vom Zaschenbauer oberflächlich aufgeschlossen; in größerer Mächtigkeit dürften die Karbonate der Mürz-Tachenberg-Decke in der Bohrung Mürztal Thermal 1 (Blatt 134 Passail), die in den Jahren 2002 bis 2003 abgeteuft wurde, in einer Tiefe von 1.285–1.620 m angetroffen worden sein.

Stuhleck-Kirchberg-Decke: Wie eingangs erwähnt wurde die Verbreitung des Pretul-Orthogneises in der Umgebung des Jh. Schwaighof und am Wolfsriegel gegenüber dem Vorjahr verkleinert, da sich die vermeintlichen Orthogneismylonite nach Dünnschliffuntersuchungen als Paragneise herausgestellt haben. In den Orthogneisen ist Granat in den Schlifften selten und Biotit etwas häufiger anzutreffen; polykristalline Kalifeldspatkörner erreichen bis 8 mm Durchmesser; Serizit und Biotit entlang der jüngeren Schieferungsflächen sind meist undeformiert, Quarzkörner in den quarzreichen Lagen weisen gerade Korngrenzen auf.

Mächtigkeiten und Lagerung des Pretul-Orthogneises sind recht unterschiedlich: Im Teschengraben und Überländ bildet er steilstehende, einige Zehnermeter mächtige Züge innerhalb der Hüllschiefer, am Freßnitz- und Fühauptkogel flachliegende Körper ähnlicher Mächtigkeit; im hinteren Schwaighofgraben, der Wartberger Gmoa und im Bürgerwald flachliegende Körper von über 100 m Mächtigkeit. Südöstlich Friedl, am Rücken westlich Wolfsbach, am Stanglalmweg auf ca. 1.220 m Seehöhe und am Rücken südwestlich Jh. Schwaighof auf 1.280 bis 1.300 m Seehöhe fehlen die typischen Kalifeldspatporphyroblasten, der Orthogneis weist eine mittelkörnige Struktur auf. Geringmächtiger Quarzolit („Rittiser Quarzit“) nahe dem Kontakt zu den Hüllschiefern ist im Bürgerwald, im Töschbachgraben, auf der Kuppe westlich Hiasl in der Alm und im Schwaighofgraben zu beobachten.

Die Hüllschiefer erweisen sich bei näherer Betrachtung als keineswegs einförmig. Die Herkunft von Paragneisen ist an zahlreichen Stellen aus grobkörnigem Feldspat und seltenen Relikten grober Muskovitblätter ersichtlich; auch der makroskopisch erkennbare Biotit sowie die < 3 mm großen Granate im Teschengraben, an der alten Zufahrt zum Jh. Schwaighof und am Nordabhang der Gmoa dürften präalpidischer Entstehung sein. Im Steinbachgraben tritt auf etwa 970 m Seehöhe innerhalb der Schiefer ein mehrere Meter mächtiger Quarzit auf, der lateral jedoch nicht verfolgt werden kann. An der Zufahrt vom Töschbachgraben zum Binderbauer sind auf ca. 790 m Seehöhe quarzische Schiefer aufgeschlossen. Schließlich sind noch die feinkörnigen Paragneise bis Glimmerschiefer auf der Nordseite des Sprengnitzgrabens zu erwähnen: sie enthalten in

geringer Mächtigkeit Amphibolite, feinkörnige helle Orthogneise und auch helle Orthogneise mit cm-großen, zum Teil idiomorphen Kalifeldspateinsprenglingen, wie sie für den Pretul-Orthogneis bezeichnend sind. Eine weitere Besonderheit sind bis 10 mm große dunkelgraue, prismatische Einschlüsse, die im Dünnschliff aufgrund ihrer Gestalt als Pseudomorphosen nach Staurolith angesprochen werden. Diese Gesteinsgesellschaft kann im Streichen nach Osten nicht über Hiasbauer hinaus, nach Westen nicht in Richtung Überländ verfolgt werden.

Die Faltenachsen innerhalb der Stuhleck-Kirchberg- und auch Rabenwald-Decke beschreiben einen weiträumigen Bogen, von NE–SW südlich Kindberg über E–W südlich Mitterdorf bis NW–SE im Freßnitzgraben. Südostvergenter Faltenbau im m-Bereich kann in den flach Nordwest fallenden Hüllschiefern im Hangenden der Pretul-Orthogneislamelle der Wildfrauengrotte beobachtet werden, eine Generalisierung dieses Faltenbaues, welche die Verbreitung der Orthogneiskörper erklären könnte, drängt sich dem Betrachter jedoch nicht auf. Die Schieferungsflächen fallen südlich Kindberg steil nach Nordwest bis Südost, im Gebiet der Bärenleiten und am Fühauptkogel sehr flach nach Norden bis Osten, am Freßnitzkogel sehr flach bis mittelsteil nach Süden, im Schwaighofgraben sehr flach nach Nordwesten und am Rotriegel flach nach Norden bzw. auch Süden. Eine zweite, jüngere Schieferung kann fehlen, von geringer Intensität sein oder auch zu einer sehr starken Überprägung (Phyllonitisierung) führen. Eine kartenmäßige Darstellung der Phyllonitisierung war lediglich innerhalb der Rabenwald-Decke möglich.

Neogen: Als Nachtrag zum Kartierungsbericht von 1984 (NIEVOLL, 1985) wurde am östlichen Blattrand südöstlich vom Magritzerhof eine dick gebankte Karbonatbrekzie mit hellbrauner Matrix abgegrenzt, die flach nach Südosten einfällt, rund 40 m mächtig ist und offenbar von NW–SE streichenden Störungen durchzogen bzw. auch begrenzt wird. Die neogenen Sande und Kiese in der Umgebung vom Magritzerhof liegen dagegen söhlig.

Quartär: Größere Massenbewegungen, zum Teil > 500 m breit, treten am Freßnitzkogel auf, zahlreiche kleinere, zum Teil als Viehweiden genutzte, im Bereich der Bärenleiten, Überländ und Töschbachgraben.

Literatur

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

NIEVOLL, J. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des mittleren Mürztales auf den Blättern 103 Kindberg und 104 Mürzzuschlag. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 269–274, Wien.

NIEVOLL, J. (2018): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Koralpe-Wölz-Deckensystem auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 135–136, Wien.

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Siehe Bericht zu Blatt 90 Kufstein von Helmut Heinisch und Claudia Panwitz.

Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Bereich Dösner und Kaponig Tal auf Blatt 181 Obervellach

MICHAEL SCHUH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet befindet sich im Bundesland Kärnten nördlich bzw. östlich der Gemeinden Obervellach und Mallnitz. Etwa 20 km² wurden von Frühsommer bis Spätherbst des Jahres 2016 bearbeitet. Als Kartengrundlage dienten auf 1:10.000 vergrößerte Ausschnitte des ÖK50 Blattes 181 Obervellach. Bei der Bearbeitung des Grundgebirges orientierte man sich an den Kartierungen von ANGEL & STABER (1950), MARSCHALLINGER (1987), CLIFF et al. (1971) und SCHUH (2010, 2011). Zusätzlich erfolgte die qualitative Erfassung von quartären Formen, Massenbewegungen und anderen Lockergesteinen. Zu deren Abgrenzung wurden mit den Ausschnitten der Kartierungsblätter deckungsgleiche Laserscans herangezogen. Die Reinzeichnung der Karte erfolgte digital.

Das Gebiet wird im Norden vom Kamm, beginnend etwas östlich des Maresenspitzes bis zum Säuleck, abgegrenzt. Ab hier zieht sich die Grenzlinie nach Süden entlang über die markanten Punkte Großer Gößspitz, Mallnitzer Scharke und Dösner Spitz bis zum Kaponig Törl, um von dort nach Südwesten zu biegen und der Furche des Kaponig Tales bis zur Mündung des Wühlschgitzengrabens zu folgen. Die weitere Abgrenzung orientiert sich am Unteren Sickerkopf als westlichsten Eckpunkt, quert das Dösner Tal, um sich östlich des Maresenspitzes zu schließen. Randbereiche wurden mit eingearbeitet, beziehungsweise mit benachbarten Kartierungen abgeglichen.

Die im Kartierungsgebiet vorgefundenen Gesteine werden im Folgenden hinsichtlich ihrer makroskopischen Auffälligkeiten und ihrer Verbreitung beschrieben. Bei der Namensgebung und Unterscheidung der verschiedenen Gesteinstypen waren rein optisch-lithologische Merkmale maßgebend. Die im Text fett unterlegten Ausdrücke dienen als Verweis zur Legende in der archivierten Karte (SCHUH, 2016). Grundsätzlich wurden zwei Gruppen von Festgesteinen differenziert, die Gesteine des Alten Daches oder der „Habach-Gruppe“ und die Zentralgneise.

Gesteine des Alten Daches oder der „Habach-Gruppe“

Unter dem Begriff Habach-Gruppe wird eine Suite spät-proterozoischer bis paläozoischer Gesteine verstanden, die das prä- bis syn-Zentralgneis-Basement des Tauernfensters darstellen und heute meist als polymetamorphe Gneise bis Schiefer vorliegen. Die größte Verbreitung hat die Gruppe zwischen Krimmler Achenal und Kaprunertal in den zentralen Hohen Tauern. Vergleichbare Gesteine befinden sich aber auch im östlichen Tauernfenster zwischen Mallnitz und Maltatal (Seebachmulde) und in der Reisseck-Gruppe (KLÖTZLI et al., 2001).

Als **undifferenzierte Metabasite** (Amphibolite im engeren Sinne) wurden feinkörnige, bisweilen auch mittelkörnige, dunkelgrüne bis schwarze Gesteine mit einem deutlichen Lagenbau bezeichnet. Sie konnten mit Unterbrechungen am gesamten Kamm zwischen Schafleck und Großfeldspitz, im Bereich der Glantschnigalm sowie an der westlichen Begrenzung des Maresenkares verfolgt werden. Das Massiv Lawogge-Zagutnigspitz, teilweise die Sickerköpfe, sowie die Gesteinstypen am Wandfuß südlich der Dösner Hütte (hier, so die Annahme des Autors, verzahnen sie mit Zentralgneisen) wurden ebenfalls als basische Metamorphite klassifiziert.

Untergeordnet zu den Amphiboliten treten seltener basische Metamorphittypen hervor, die ein massig-granoplastisches Gefüge aufweisen und somit auf Gabbros als Ausgangsgesteine hindeuten. Diese grobkörnigen, porzellanweiß-dunkelgrün gesprenkelten Gesteinstypen (Hauptgemengteile sind Plagioklas und Hornblende) wurden in der Kartenlegende als **Metagabbros** klassifiziert. Sie sind stets in mächtigen Amphibolitabfolgen eingelagert, treten also nie isoliert auf. Größere Vorkommen wurden im Ostteil des kleinen Kares südlich der Dösner Hütte sowie nordwestlich der Lawogge vorgefunden. Ein geringmächtiges Auftreten befindet sich am Wandfuß südlich der Konradlacke.

Metabasite mit häufigem aber mengenmäßig untergeordnetem Auftreten von hellen, sauren Gneislagen, wurden als **Bänderamphibolite** ausgeschieden. Solche wurden nördlich der Lawogge und des Zagutnigspitzes, sowie nördlich des Wabnigspitzes kartiert.

Als **undifferenzierte Gneise des Alten Daches** wurden mittelkörnige, variable, gneisartige Gesteine benannt. Diese ähneln gelegentlich den als Biotitgneise bezeichneten Gesteinstypen im Zentralgneis (siehe unten). Gelegentlich weisen sie eine Bänderung infolge von basischen Einschaltungen auf. Ihr Vorkommen konzentriert sich auf das Umfeld des Kleinfeldspitzes.

Als **helle Gneise des Alten Daches** wurden extrem feine bis mittelkörnige, helle, fast weiße Gesteine bezeichnet. Einerseits gangartig auftretend, andererseits störungsgebunden ist ihre stratigrafische Stellung nicht vollständig geklärt (Meinung des Autors). Ihr Vorkommen verteilt sich – mit Ausnahme der Pfaffenberger Alm – regelmäßig im Arbeitsgebiet.

Eine relativ große Zone mit (basischen) **Migmatiten** wurde in den Felswänden, welche die Seealm im Nordwesten begrenzen, vorgefunden.

Metasedimente mit einem sehr feinen Lagenbau, silbrig glänzenden Schieferungsflächen (hoher Muskovitanteil) und einer sehr auffälligen, rostbraunen Anwitterungsfarbe wurden der Gruppe der **Glimmerschiefer** zugeordnet. Ihr Vorkommen konzentriert sich auf den „Stremsenig“ und die Sickerköpfe. Gelegentlich wurde ein gehäuftes Auftreten von Granatkristallen (Sickerköpfe) beobachtet und besonders als **Granatglimmerschiefer** in die Karte eingetragen.

In den vorgefundenen Metasedimentabfolgen bezeichnete man grobkörnigere Gesteinstypen (höherer Feldspatanteil) als **Paragneise**. Diese relativ härteren Lithologien bilden typische Geländeaufschwünge wie z.B. im Profil der Sickerköpfe.

Sehr ähnlich den Paragneisen treten, ebenfalls im Profil der Sickerköpfe, Gesteinstypen mit einem vergleichsweise höheren Anteil an dunklen Gemengteilen auf. Sie wurden als basische Metasedimente, **Paraamphibolite** im engeren Sinne angesprochen.

Zentralgneise

Die Namensgebung und Unterscheidung der Zentralgneistypen erfolgte teilweise gemäß der Nomenklatur von HOLUB & MARSCHALLINGER (1989).

Der weit verbreitete **Hochalmporphyrgranit** erstreckt sich im Nordosten des Arbeitsgebietes vom Massiv des Säulecks bis zum Dösner Spitz. Das im Gelände auffälligste Merkmal dieses Zentralgneistyps sind die bis zu 10 cm großen, idiomorphen Kalifeldspateinsprenglinge. Magmatisch gebildeter Plagioklas erreicht eine maximale Größe von durchschnittlich 7 mm (HOLUB, 1988). Biotit stellt den makroskopisch dominierenden Glimmer dar und ist in undeformierten Bereichen regelmäßig im Gestein verteilt. Rauchgrauer Quarz füllt die Zwickel zwischen den genannten Mineralen.

Leukokrater Zentralgneis, der zum Teil grobkörnig ausgebildet ist, schaltet sich mehrmals in den Hochalmporphyrgranit zwischen Säuleck und Dösner Spitz ein. Ein größeres Vorkommen existiert am Dösner Spitz selbst. Die Farbe dieses Zentralgneistyps schwankt zwischen mittel- und hellgrau, bisweilen auch grünlich infolge flaserig angeordneter Biotitschüppchen (CLIFF et al., 1971; SCHUH, 2011).

Der **Augengneis**, dessen charakteristisches Merkmal bis zu mehreren Zentimeter große Feldspatäugen sind, entspricht dem Hochalmporphyrgranit in dessen westlichen Randbereichen. Die relative Härte dieses Gesteinstyps bedingt die morphologische Ausbildung markanter Gratgondarmen und sehr kompakter, steiler Felswände. Der Augengneis baut einen Großteil des Kammes zwischen Seeschartl und Mitterkeil auf. Weiters umrahmt er das Marrenkar im Süden und Osten.

Ein Zentralgneistyp, dessen besonderes Merkmal in der netzwerkartigen, sperrigen Anordnung seiner Biotitschüppchen, zwischen denen porzellanweiße Plagioklase von bis zu 1 cm Größe und graue Quarznester eingeflochten sind, besteht, wird als **Maltatonalit** bezeichnet. Er kommt im Bereich Ebeneck und im weiten Kessel der Pfaffenberger Alm vor (CLIFF et al., 1971; SCHUH, 2011).

Biotitgneis (Biotitgranitgneis), der sowohl in fein- als auch in mittel- bis grobkörniger Form vorgefunden wurde, sollte das stärker deformierte Äquivalent des leukokraten Zentralgneises darstellen. Er verzahnt sich zwischen Mitterkeil und Ochenladinspitz mit dem Augengneis.

Struktureller Bau

Der strukturelle Bau des Arbeitsgebietes ist sehr klar und einfach. Das generelle Westfallen (Nordwest bis Südwest) der Schieferung wird von wenigen, markanten Sprödstö-

rungen durchschlagen. Die meisten Verwerfungen konnten im Zuge einer Gratbegehung zwischen Lawogge und Seeschartl nachgewiesen werden. Oft verlaufen diese Schieferungsparallel oder schneiden den primären Lagenbau schleiend und sind über deutliche Scharten und Couloirs verfolgbar.

Quartäre Ablagerungen und Formen

Dösner und Kaponig Tal stehen als Musterbeispiele für glazial ausgeschürfte, stark eingetieft Tröge. Besonders das Dösner Tal weist ein unausgeglichenes, in mehrere Böden gegliedertes Längsprofil auf. In diese Verebnungen sind entweder wasserbedeckte Wannen eingetieft (Dösner See, Konradlacke) oder es akkumulierten sich dort Schutt des verzweigten Hauptwasserlaufes. Ebenso lagern die zahlreichen Nebenbäche ihre Sedimentfracht in großen Schwemmfächern auf den Böden des Haupttales ab und zwingen den Dösenbach zu permanenten Richtungsänderungen.

Der Gletscherrückgang bzw. das nahezu völlige Verschwinden letzter kleiner Wandvereisungen (Wegfall des Widerlagers) bewirkt eine Zerlegung der Grate und Wände. Grobe Blockansammlungen häufen sich an Füßen der Kar- und Trogwände resistenter Lithologien wie Metabasiten und Gneisen. Metasedimente produzieren entsprechend feineren Schutt.

Die Bereitstellung von Blocksturz- und Schuttmaterial sowie das teilweise Vorhandensein von restlichen Kargletschern führten zur Ausbildung von Blockgletschern. Aktive Formen findet man knapp außerhalb des Arbeitsgebietes unmittelbar südlich des Dösner Sees sowie im Mitterkeiltal. Daneben wurden grobblockige inaktive (z.B. Seealm, Kare nördlich des Ochenladinspitzes und westlich des Kleinfeldspitzes) und einige fossile Formen (z.B. Talböden östlich der Dösner Hütte, Glantschnigalm) kartiert.

Eine aus relativ feinerem Material bestehende, fossile Permafrostform befindet sich im Erosionskessel südlich des Oberen Sickerkopfes.

Gut erhaltene Moränenwälle wurden südlich des Schaflücks und südlich des Kleinfeldspitzes vorgefunden. Der Autor vermutet hier ein holozänes Alter. Spätglaziale End- und Seitenmoränenwälle lagern in den meisten, südseitig offenen Karen etwas weiter distal. Die nordseitigen Kare ließen aufgrund der großen Geländesteilheit keine Erhaltung zu. Als stratigrafische Disposition der meisten distalen Wallformen kommt höchstwahrscheinlich Egesen (ca. 10.000 vor heute) in Frage.

Im Südwestteil des Arbeitsgebietes (Bereich Sickerköpfe-Lawogge) sind bei der Geländebegehung Zerrspalten aufgefallen, die sich an den Nord- und Ostabstürzen der Lawogge in Form eindrucksvoller Couloirs manifestieren.

Im Bereich der Kaponig Wiesen, südlich von Lawogge und Zagutnigspitz, konnte eine knapp 3 km² große Hangfläche als Rutschmasse ausgewiesen werden. Wenig resistente Gesteine, vor allem Glimmerschiefer, bewirken die Instabilität des Untergrundes.

Literatur

ANGEL, F. & STABER, R. (1950): Geologische Karte des Ankogel-Hochalm-Gebietes 1:50.000. – 1 Blatt, Innsbruck (Wagner).

CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and southern Ankogel groups, the Eastern Alps. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **114**, 121–272, Wien.

HOLUB, B. (1988): Geologie, Petrologie und Intrusionsfolge der Zentralgneise im Großelendtal (Hochalm-Ankogel-Gruppe, Kärnten). – Dissertation, Universität Salzburg, 217 S., Salzburg.

HOLUB, B. & MARSCHALLINGER R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **81**, 5–31, Wien.

KLÖTZLI, U., HÖCK, V. & KEBEDE, T. (2001): Die Alterstellung der Habach-Gruppe im zentralen Tauernfenster: eine kurze Diskussion. – In: HUBMANN, B. (Ed.): Paläozoikumforschung in Österreich. – Workshop, 19.–20. Oktober 2001, St. Pankraz/Stmk., 26–29, Graz.

MARSCHALLINGER, R. (1987): Geologie und Petrologie der Zentralgneise und ihres alten Daches im Bereich des oberen Maltatales (Kärnten). – Dissertation, Universität Salzburg, 257 S., Salzburg.

SCHUH, M. (2010): Kartierungsbericht 2010 ÖK 181 Obervellach, „Hohes Gößkar“. – Unpublizierter Aufnahmebericht, 2 S., 1 Karte mit Legende, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16595-RA/181/2010]

SCHUH, M. (2011): Bericht 2007, 2008 und 2010 über geologische Aufnahmen im Bereich „Hohes Gößkar“ auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151/1–2**, 159–160, Wien.

SCHUH, M. (2016): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Bereich „Dösner und Kaponig Tal“ auf Blatt 181 Obervellach. – Unpublizierter Aufnahmebericht, 10 S., 1 Karte mit Legende, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19839-RA/181/2016]

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Bereich Kaponig, Zwenberger und Zandlacher Tal auf Blatt 181 Obervellach

MICHAEL SCHUH

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet befindet sich im Bundesland Kärnten nördlich bzw. östlich der Gemeinden Unterkolbnitz und Obervellach. Etwa 20 km² wurden von Frühsommer bis Spätherbst des Jahres 2016 bearbeitet. Als Kartengrundlage dienten auf 1:10.000 vergrößerte Ausschnitte des ÖK50 Blattes 181 Obervellach. Bei der Bearbeitung des Grundgebirges orientierte man sich an den Kartierungen von ANGEL & STABER (1950), MARSCHALLINGER (1987), CLIFF et al. (1971) und SCHUH (2011). Zusätzlich erfolgte die qualitative Erfassung von quartären Formen, Massenbewegungen und anderen Lockergesteinen. Zu deren Abgrenzung wurden mit den Ausschnitten der Kartierungsblätter deckungsgleiche Laserscans herangezogen. Die Reinzeichnung der Karte erfolgte digital.

Zusätzlich erfolgte die qualitative Erfassung von quartären Formen, Massenbewegungen und anderen Lockergesteinen. Zu deren Abgrenzung wurden mit den Ausschnitten der ÖK 181 deckungsgleiche Laserscans herangezogen. Die Reinzeichnung der Karte erfolgte digital.

Das Gebiet wird im Norden vom Kaponig Tal, beginnend bei der Gaschnighütte bis zum Kaponig Törl, abgegrenzt. Die östliche Gebietsgrenze bildet der Kammverlauf Tristenspitze–Riekenkopf–Zwenberger Scharte–Gamolnigspitz bis zur Karstufe des Zandlacher Grabens. Letzterer bildet den südlichen Rand des bearbeiteten Bereichs bis zum Ende des Talbodens südwestlich der Riekenalm. Eine Linie vom Zandlacher Graben über Kampeck und Groneck bis zum Kaponig Tal schließt das Kartierungsgebiet gegen Südwesten und Westen.

Randbereiche wurden miteingearbeitet beziehungsweise mit benachbarten Kartierungen abgeglichen.

Die im Kartierungsgebiet vorgefundenen Gesteine werden nun hinsichtlich ihrer makroskopischen Auffälligkeiten und ihrer Verbreitung kurz beschrieben. Bei der Namensgebung und Unterscheidung der verschiedenen Gesteinstypen waren rein optisch-lithologische Merkmale maßgebend. Die im Text fett unterlegten Ausdrücke dienen als Verweis zur Legende in der archivierten Karte (SCHUH, 2017). Grundsätzlich wurden zwei Gruppen von Festgesteinen differenziert, die Gesteine des Alten Daches oder der „Habach-Gruppe“ und die Zentralgneise.

Gesteine des Alten Daches oder der „Habach-Gruppe“

Unter dem Begriff Habach-Gruppe wird eine Suite spät-proterozoischer bis paläozoischer Gesteine verstanden, die das prä- bis syn-Zentralgneis-Basement des Tauernfensters darstellen und heute meist als polymetamorphe Gneise bis Schiefer vorliegen. Die größte Verbreitung hat die Gruppe zwischen Krimmler Achenal und Kaprunental in den zentralen Hohen Tauern. Vergleichbare Gesteine befinden sich aber auch im östlichen Tauernfenster zwischen Mallnitz und Maltatal (Seebachmulde) und in der Reisseckgruppe (KLÖTZLI et al., 2001).

Gesteine, die als **Metabasite** (meist Amphibolite im engeren Sinne) bezeichnet wurden, sind feinkörnige, bisweilen auch mittelkörnige, seltener grobkörnige, dunkelgrüne bis schwarze Gesteine. Bei den feinkörnigen Varietäten wurde meist ein deutlicher Lagenbau festgestellt, wohingegen die grobkörnigen Ausbildungen mit hohem Plagioklasanteil ein gneisartiges bis granoblastisches Erscheinungsbild aufweisen können. Gelegentlich schalten sich in den Metabasiten mm- bis cm-dicke, saure, quarzreiche Lagen ein. Derartige Typen wurden als **Bänderamphibolite** bezeichnet.

Das Vorkommen der Metabasite beschränkt sich im Vergleich zum benachbarten Arbeitsgebiet des Vorjahres auf einige wenige Lokalitäten. An den Nordwesthängen östlich der Gaschnighütte (Kaponig Tal) wurden feinkörnige Amphibolite sowie lokal Bänderamphibolite kartiert. Diese setzen sich am Südwestrücken des Gronecks sowie in dessen Südostflanke in Forstweganschnitten fort. Weiters treten Metabasite im kleinen Kar nördlich der „Spiegetzn“, hier vergesellschaftet mit hellen, gneisartigen Gängen (siehe helle Gneise des Alten Daches), auf. Mit Unterbrechung setzen sich diese auf der Südseite des Kammes Krachrie-

gel-Kesseleck, dort mit Metasedimenten gemeinsam auftretend und zum Teil als Bänderamphibolite vorliegend, fort. Zusätzlich zu diesen Vorkommen konnten schollenartige, sich über mehrere 100 Meter erstreckende Metabasite in das Kartenblatt aufgenommen werden. Nach Ansicht des Autors stehen diese nicht in Zusammenhang mit den vorher beschriebenen, basischen Gesteinstypen, da sie nur sehr isoliert, also scharf abgegrenzt vom umgebenden Gestein (meist Leukokrater Zentralgneis) auftreten und, entgegen der generellen Raumlage (SW-, W- bis NW-Fallen), steil nach Nordost geneigt sind. An folgenden Lokalitäten konnten solche Metabasitschollen beobachtet werden: zwischen Unterem Zwenberger See und Gamolnigspitz, in der Westflanke des Nordgrates vom Jocheck sowie eine kleine Scholle am höchsten Punkt des Kares nördlich des Dornecks.

Untergeordnet zu den Amphiboliten treten basische Metamorphittypen hervor, die ein massig-granoplastisches Gefüge aufweisen und somit auf Gabbros als Ausgangsgesteine hindeuten. Diese grobkörnigen, porzellanweiß-dunkelgrün gesprenkelten Gesteinstypen mit den Hauptgemengteilen Plagioklas und Hornblende wurden in der Kartenlegende als **Metagabbros** klassifiziert. Ein isoliertes, punktuelles Vorkommen wurde südwestlich unterhalb der Grateinsenkung des Südwestgrates vom Gamolnigspitz vorgefunden.

Als **undifferenzierte Gneise des Alten Daches** wurden mittelkörnige, variable, gneisartige Gesteine benannt. Diese ähneln gelegentlich den als Biotitgneisen bezeichneten Gesteinstypen im Zentralgneis (siehe unten). Oftmals weisen sie eine Bänderung infolge von basischen Einschaltungen auf. Ein lokales Vorkommen wurde nördlich der Zwenberger Alm, etwa 200 Höhenmeter hangaufwärts kartiert.

Die in der Legende mit dem Terminus **helle Gneise des Alten Daches** klassifizierten Lithologien beschreiben extrem fein- bis mittelkörnige, helle, fast weiße Gesteinstypen. Sie können einerseits die Umgebungsgesteine diskordant (gangartig) durchschlagen oder auch konkordant an Bewegungsflächen respektive Störungszonen auftreten. Beide Ausprägungen ähneln sich makroskopisch, können aber im Kartenbild sehr gut voneinander differenziert werden. Die gangartigen Hellen Gneise wurden ausschließlich in Zentralgneistypen, wie Augengneisen und Tonalitgneisen, seltener auch in Vergesellschaftung mit Metabasiten vorgefunden. Hingegen treten störungsgebundene Helle Gneise besonders an Grateinsenkungen wie Sätteln oder Scharten zutage. Ein sehr augenfälliges Merkmal dieser Gesteinstypen sind häufig auftretende, bis zu mehrere Zentimeter große Muskovitblättchen.

Ein relativ breiter Streifen migmatisierter Gesteinstypen zieht in NW-SE-Richtung über den Kamm unmittelbar westlich des Gamolnigspitzes. Zusätzliche Vorkommen entdeckte man in den nach Süden geneigten Hängen des Zandlacher Grabens unmittelbar nördlich der Rieken- und der Zandlacher Alm. Die **Migmatite** erscheinen im Gelände sehr heterogen: einerseits findet man diffuse, „verwaschene“ Konturen zwischen den dunklen und hellen Anteilen vor, andererseits beobachtet man scharf abgegrenzte, schollenartige, basische Gesteine von mehreren Metern bis Zehnermetern Größe im umgebenden Leukosom (?).

Metasedimente mit einem sehr feinen Lagenbau, silbrig glänzenden Schieferungsflächen (hoher Muskovitanteil)

und einer sehr auffälligen, rostbraunen Anwitterungsfarbe wurden der Gruppe der **Glimmerschiefer** zugeordnet. Vereinzelt wurde ein gehäuftes Auftreten von Granatkristallen beobachtet und gesondert als **Granatglimmerschiefer** in die Karte eingetragen. Grobkörnigere Gesteinstypen mit höherem Feldspatanteil wurden als **Paragneise** ausgeschieden. Das größte Vorkommen von Metasedimenten konzentriert sich auf den nach Norden gerichteten Hang südlich der Gaschnighütte (Kaponig Tal). Innerhalb von Zentralgneisabfolgen findet man Metasedimente am Wandfuß östlich und südlich des Krachriegels sowie am Arlkopf (beides im Zwenberger Tal).

Zentralgneise

Die Namensgebung und Unterscheidung der Zentralgneistypen erfolgte teilweise gemäß der Nomenklatur von HOLUB & MARSCHALLINGER (1989).

Der weit verbreitete **Hochalmporphyrgranit** erstreckt sich im Nordosten, etwas außerhalb des diesjährigen Arbeitsgebietes vom Massiv des Säulecks bis zum Dösner Spitz. Das im Gelände auffälligste Merkmal dieses Zentralgneistyps sind die bis zu 10 cm großen, idiomorphen Kalifeldspateinsprenglinge. Magmatisch gebildeter Plagioklas erreicht eine maximale Größe von durchschnittlich 7 mm (HOLUB, 1988). Biotit stellt den makroskopisch dominierenden Glimmer dar und ist in undeformierten Bereichen regelmäßig im Gestein verteilt. Rauchgrauer Quarz füllt die Zwickel zwischen den genannten Mineralen.

Der **Augengneis**, dessen charakteristisches Merkmal bis zu mehrere Zentimeter große Feldspatäugen sind, entspricht dem Hochalmporphyrgranit in dessen Randbereichen. Die relative Härte dieses Gesteinstyps bedingt die morphologische Ausbildung markanter Gratendarmen und sehr kompakter, steiler Felswände. Der Augengneis baut folgende Bereiche des Arbeitsgebietes auf: das Groneck, einen Streifen westlich des Kesseleckgipfels, den Bereich Lackenspitz, Abschnitte östlich und südöstlich des Kampecks sowie südlich des Dornecks.

Eine Gneisvarietät, die unbedingt zu differenzieren ist, findet man am Kampeck: ein sehr dunkler, dem Biotitgneis ähnlicher Gesteinstyp mit wenigen, eher kleinen ausgelinsten Feldspäten und Feldspatleisten. Er hebt sich von den übrigen Zentralgneisen durch seine stratigrafische Stellung ab. Eine radiometrische Datierung ergab für diesen Gesteinstyp ein Alter an der Perm/Trias-Grenze (RALF SCHUSTER, persönliche Mitteilung).

Ein sehr großer Anteil des Arbeitsgebietes wird von **Leukokrater Zentralgneis** eingenommen. Dieser Zentralgneistyp, der einerseits grobkörnig, andererseits feinkörnig ausgebildet ist, schaltet sich mehrmals im Kamm zwischen Groneck und Kesseleck ein. Das größte Vorkommen füllt den Kessel des Oberen Zwenberger Sees aus. Am Südrand des Arbeitsgebietes sind Dorneck und Gamolnigspitz sowie Teilbereiche dazwischen aus Leukokrater Zentralgneis aufgebaut. Die Farbe dieses Zentralgneistyps schwankt zwischen mittel- und hellgrau, bisweilen auch grünlich infolge flaserig angeordneter Biotitschüppchen (CLIFF et al., 1971; SCHUH, 2011).

Ein Zentralgneistyp, dessen besonderes Merkmal in der netzwerkartigen, sperrigen Anordnung seiner Biotitschüppchen, zwischen denen porzellanweiße Plagioklase

von bis zu 1 cm Größe und graue Quarznester eingeflochten sind, besteht, wird als **Maltatonalit** bezeichnet (CLIFF et al., 1971; SCHUH, 2011). Die Gesteinstypen am SE-Rand der Pfaffenberger Alm, jene am Tristenspitz-Massiv und südlich davon, sowie die Zentralgneise rund um den Unteren Zwenberger See und östlich bzw. südöstlich des Jochecks wurden als Maltatonalit eingestuft. Wo keine eindeutige Identifizierung im Gelände möglich war, wurde der Gesteinstyp als grobkörniger Biotit-Orthogneis (**grobkörniger Biotitgneis**) bezeichnet. Eine Untersuchung der entsprechenden Gesteinsproben im Dünnschliff wird eine feinere Differenzierung ermöglichen.

Biotitgneis (Biotitgranitgneis), der sowohl in fein- als auch in mittel- bis grobkörniger Form vorgefunden wurde, sollte das stärker deformierte Äquivalent des leukokraten Zentralgneises darstellen. Er zieht sich in einem markanten, in etwa NNW–SSE verlaufenden Streifen vom oberen Kaponig Tal über das Kesseleck und das Jocheck bis zum Zandlacher Graben.

Struktureller Bau

Wie das angrenzende Arbeitsgebiet des Vorjahres ist auch das diesjährige strukturell sehr klar und einfach gegliedert. Wiederum liegt eine, von wenigen Ausnahmen abgesehen, generelle, mittelsteile W- (NW- bis SW-) Neigung der Schieferung vor. Wenige, markante Sprödstörungen konnten bei einer Begehung des Kammes zwischen Krachriegel und Krachriegel direkt eingesehen werden. Meist sind die eigentlichen Bewegungsflächen stark schuttbedeckt, also nicht eindeutig messbar. Sie wurden folglich als vermutete Störung eingezeichnet.

Quartäre Ablagerungen und Formen

Die glaziale Prägung des Arbeitsgebietes gleicht jener des Vorjahres. Die drei Täler, Kaponig-, Zwenberger und Zandlacher Tal, wurden stark eingetieft und sind im Längsschnitt in einen oberen (Kar) und einen unteren (eigentliches Tal) Boden unterteilt. In diese Böden oder Verebnungen sind entsprechend wasserbedeckte Wannen eingetieft (Paffenberger und Zwenberger Seen).

Der Gletscherrückgang bzw. das nahezu völlige Verschwinden letzter kleiner Wandvereisungen (Wegfall des Widerlagers) bewirkt eine Zerlegung der Grate und Wände. Grobe Blockansammlungen häufen sich an Füßen der Kar- und Trogwände resistenter Lithologien, wie Metabasiten und Granitgneisen. Metasedimente produzieren entsprechend feineren Schutt.

Die Bereitstellung von Blocksturz- und Schuttmaterial sowie das teilweise Vorhandensein von restlichen Kargletschern führten zur Ausbildung von Blockgletschern. Inaktive Formen findet man – vorausgesetzt, das Gelände ist

nicht zu stark geneigt – in nahezu jedem Kar im Arbeitsgebiet. Aktive Blockgletscher konnten nicht festgestellt werden.

Gut erhaltene Moränenwälle wurden nördlich vom Lackenspitz und dem Kesseleck vorgefunden. Diese spätglazialen End- und Seitenmoränenwälle, so die Annahme des Autors, sind stratigrafisch höchstwahrscheinlich dem Egesen-Stadium (ca. 10.000 Jahre vor heute) zuzuordnen. Die Vergesellschaftung mit einem Blockgletscher festigt diese Vermutung. Im Zandlacher Graben konnte am distalen Ende des Talbodens auf der orografisch linken Seite ein endnahe Uferwall identifiziert werden. Seine stratigrafische Disposition könnte in das Gschnitz-Stadium (ca. 15.000 Jahre vor heute) fallen.

Im Zwenberger Tal, nördlich der Jagdhütte westlich der Zwenberger Alm, wurde ein lobenförmiger, mehrere 100 m messender Lockersedimentkörper als Rutschmasse ausgewiesen.

Literatur

ANGEL, F. & STABER, R. (1950): Geologische Karte des Ankogel-Hochalm-Gebietes 1:50.000. – 1 Blatt, Innsbruck (Wagner).

CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and southern Ankogel groups, the Eastern Alps. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **114**, 121–272, Wien.

HOLUB, B. (1988): Geologie, Petrologie und Intrusionsfolge der Zentralgneise im Großelendtal (Hochalm-Ankogel-Gruppe, Kärnten). – Dissertation, Universität Salzburg, 217 S., Salzburg.

HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **81**, 5–31, Wien.

KLÖTZLI, U., HÖCK, V. & KEBEDE, T. (2001): Die Alterstellung der Habach-Gruppe im zentralen Tauernfenster: eine kurze Diskussion. – In: HUBMANN, B. (Ed.): Paläozoikumforschung in Österreich. – Workshop, 19.–20. Oktober 2001, St. Pankrazen/Stmk., 26–29, Graz.

MARSCHALLINGER, R. (1987): Geologie und Petrologie der Zentralgneise und ihres alten Daches im Bereich des oberen Maltatales (Kärnten). – Dissertation, Universität Salzburg, 257 S., Salzburg.

SCHUH, M. (2011): Bericht 2007, 2008 und 2010 über geologische Aufnahmen im Bereich „Hohes Gößkar“ auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151/1–2**, 159–160, Wien.

SCHUH, M. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Bereich „Kaponig, Zwenberger und Zandlacher Tal“ auf Blatt 181 Obervellach. – Unpublizierter Aufnahmebericht, 7 S., 1 Karte mit Legende, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19837-RA/181/2017]

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 32-03-17 Hinterriß

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Karwendelgebirge auf den Blättern UTM NL 32-03-17 Hinterriß und UTM NL 32-03-23 Innsbruck

HUGO ORTNER

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Karwendelgebirge ist mit dem Beginn der Neuaufnahme des geologischen UTM-Kartenblattes NL 32-03-23 Innsbruck (Viertelblatt NW) wieder in den Fokus interessanter großflächiger fazieller und tektonischer Untersuchungen gerückt. Unmittelbarer Anlass für die Geländeaufnahmen, über die hier berichtet wird, waren einerseits Schichtgeometrien im Wettersteinkalk der Laliderer Wände im Gebiet des Kaltwasserkar, die nicht einfach erklärbar sind, andererseits die Dokumentation der Reifling-Formation im unteren Birkkar und im Rauhkar (BÜSEL, 2014; GRUBER, 2017). Um die Geometrie der Wettersteinkalk-Plattform besser zu verstehen, wurden Geländebegehungen in der Umgebung des Karwendelhauses (1.771 m) und im Kaltwasserkar, einem nordseitigen Kar in der Hinterautal-Vomper Kette, und in den südseitigen Karen, Großes Kühkar, Moserkar, Rauhkar und Birkkar, sowie im kleinen Kühkar in der Nördlichen Karwendelkette, nordwestlich des Karwendelhauses durchgeführt (alle Lokalnamen, sofern nicht anders angegeben, sind der ÖK entnommen).

Kaltwasserkar

Das Kaltwasserkar weist an seinem Ausgang einen Felsriegel auf, in dem die Abfolge des Alpenen Muschelkalks abgeschlossen ist, während weiter südlich in den Karwänden selbst (Laliderer Wände) der Wettersteinkalk ansteht. Eine weitgehend schuttgefüllte Rinne etwas westlich der Karmitte gewährt Zugang zum Kar und erschließt eine stratigrafische Abfolge durch den Alpenen Muschelkalk.

Die Abfolge ist zyklisch aufgebaut und beginnt mit dm-gebantenen mikritischen bioturbaten Wurstelkalken der Virgloria-Formation. Diese wechsellagern in einem Abstand von mehreren Zehnermetern mit unregelmäßig 0,5 m gebantenen oolithischen oder Crinoiden führenden Schutt-kalken. Nach oben wird die Schichtung in den Wurstelkalken dünner sowie unschärfer und es finden sich unter der Lupe manchmal stark gebogene Filamente. Oberhalb zwei solcher Zyklen erscheinen mit dem Übergang zur Steinalm-Formation bei 1.740 m massige Encrinite, die lokal Kieselknauern aufweisen. Auf diesen folgen nach oben wiederum Fossilenschuttkalke, die aufgearbeitete, unregelmäßig geformte Fetzen von Mikrit mit reichlich Filamenten

darin führen, und somit die Schüttungen von der Wettersteinkalk-Plattform in das Reiflinger Becken repräsentieren. Die damit verzahnenden Reiflinger Knollenkalke sind unter der Schuttbedeckung des Kaltwasserkar verborgen. Bei 1.860 m am Nordrand des Kaltwasserkar sind die Reiflinger Knollenkalke am Fuß der Wettersteinkalkwände erschlossen.

Im Hintergrund des Kaltwasserkar sind parallel zum Talhintergrund verlaufende Störungen vorhanden (ca. Sf. 205/80), welche die lagunäre, gut gebankte Fazies des Wettersteinkalks im Süden gegen die grobgebankte Fazies im Norden versetzen. Diese grobgebankte Fazies wird als Vorrifffazies mit Klinoformen interpretiert, die im östlichen Abschluss des Kaltwasserkar direkt sichtbar sind. Im Aufschluss sind auch Großoolithe und Stromatactis zu erkennen, die meisten der dicken Bänke bestehen aus feinem Riffschutt.

Zwischen der Steinalm-Formation und dem Wettersteinkalk ist am Südostrand des Kaltwasserkar nur eine Schichtfuge vorhanden. An der Ostseite des kleinen Kar zwischen Kaltwasserkar Spitze (2.733 m) und dem namenlosen Gipfel Pkt. 2.548 m (nur in der Alpenvereinskarte) ist auch die Verzahnung von Klinoformen mit der Reifling-Formation zu erkennen, der Riffhang muss somit etwa nach Norden bis Nordosten zeigen. Diese Verzahnung ist an einer etwa südfallenden Störung lokal verdoppelt.

Das Riff und die Lagune können anhand des Bankungstyps unterschieden werden. Während die Lagune meist sehr gut gebankte Kalke zeigt, ist das Riff massig (z.B. OTT, 1967). Der Riffabhang ist grobgebant und im Schnitt rechtwinklig zur Progradationsrichtung schräggeschichtet. Diese Schrägschichtung kann steil sein, wie sie in den mitteltriadischen Riffen der Dolomiten gut dokumentiert ist (z.B. BRANDNER & KEIM, 2011; KEIM & SCHLAGER, 2001; MAURER, 2000). Vergleichbares ist im unteren Kaltwasserkar zu sehen, wo im östlichen Abschnitt der nach Norden absteigende Riffhang sichtbar ist. Im Hintergrund des Kares scheinen diese Kalke horizontal gebant, da der Schnitt dort offensichtlich parallel zum Riffhang liegt.

Sehr auffällig sind die vertikalen Sprünge der Basis der lagunären Kalke. Während das Riff bis fast zum Gipfel von Pkt. 2.548 m reicht, liegt die Grenze Riff-Lagune im Kaltwasserkar nahe am Wandfuß, was einem vertikalen Sprung von mindestens 600 m entspricht. Dieser Sprung findet an zwei Störungen statt, die erste reicht vom kleinen Kar südöstlich des Kaltwasserkar bis in das Rauhkar und verläuft etwa N-S; sie wird hier als Rauhkar-Störung bezeichnet; die zweite ist ungefähr E-W orientiert. Zwischen der Kote 2.548 m und der Kaltwasserkar Spitze sind in den lagunären Kalken keilförmige Sedimentkörper zu

erkennen. Die Mächtigkeitzunahme zur Störung hin legt synsedimentäre, mitteltriassische Abschiebungsaktivität nahe. Die Schichtung in den lagunären Kalken im Hintergrund des Kaltwasserkars ist über die gesamte Breite in etwa parallel zu den untersten Einheiten der keilförmigen Einheiten, was vermuten lässt, dass diese Kalke zu einer Abschiebung hin verkippt sind.

Kühkar

Die nördlich des Hochalmsattels (1.803 m) gelegene Nördliche Karwendelkette wurde im Bereich des südseitigen Kühkars (südöstlich unterhalb des Lackenkarkopfs, 2.416 m) begangen, um Panoramafotos der Nordwände der Hinterautal-Vomper Kette (Laliderer Wände) zu machen. Diese Gegend ist bereits in der Arbeit von DONOFRIO et al. (1980) in einer geologischen Skizze dargestellt. Die das Kühkar nach Südwesten begrenzende Wand bietet einen guten Einblick in die stratigrafische Abfolge.

Bei 1.960 m reichen von Westen wellig dm-gebankte Riff-schuttkalke bis in den Kargrund herunter. Darunter, in einer zurückwitternden Rinne, liegen stark kieselige Knollenkalke der Reifling-Formation. Im Anschlag sind die hellgrau verwitternden Riff-schuttkalke fast schwarz, einzelne Bänke bestehen nur aus Crinoidenstielgliedern. Im zweiten Bankpaket, das stellenweise massig wirkt, sind schichtparallele Kieselschnüre vorhanden, im Anschlag handelt es sich wiederum teilweise um Encrinite, oder crinoidenreiche Packstones, in manchen Bänken mit bis zu 5 mm großen Bruchstücken von Brachiopoden (Rynchonelliden). Die zurückwitternde Fuge zwischen den beiden Bankpaketen besteht aus cm- bis dm-gebankten bioturbaten Kalken („Wurstelkalk“). Bankpakete 1 und 2 werden mit der Steinalm-Formation gleichgesetzt. Wurstelkalke sind schließlich die dominierenden Lithologien in Bankpaket 3, welches deshalb der Virgloria-Formation zugeordnet wird.

Karwendelhaus

Die gesamte Schichtfolge der Nördlichen Karwendelkette im Bereich des Hochalmsattels liegt verkehrt. Im Gegensatz dazu liegt dieselbe Abfolge in den Wänden, welche die breite Passlandschaft zwischen Kleinem Ahornboden (Johannestal) und Karwendeltal im Süden flankieren, aufrecht. Die verkehrte Abfolge reicht jedoch noch bis nahe an die Wände beim Karwendelhaus (1.771 m) heran, wo sie an der Ostseite des Personalhauses aufgeschlossen ist. Die Reichenhall-Formation, die aus Dolomiten, Kalken und Rauwacken besteht, bildet die Basis der Sedimentabfolge der Inntal-Decke. Sie steht hier subvertikal, parallel zum Kontakt mit den jurassisch-kretazischen Beckensedimenten (oft auch als „Jungschichten“ bezeichnet) der liegenden Lechtal-Decke. Während die Reichenhall-Formation nur wenig deformiert ist, sind die „Jungschichten“, von denen die Allgäu-, Ruhpolding-(Radiolarit), Ammergau- und Schrambach-Formation, aufgeschlossen sind, intensiv im dm- bis m-Maßstab verfault und an subvertikalen Störungen, die in den inkompetenten Gesteinen s-c-Gefüge bilden, zerschert. Die Falten weisen subhorizontale Achsen auf und zeigen dort, wo eine Asymmetrie erkennbar ist, eine Vergenz, die zeigt, dass der nördliche Block an der Scherzone nach oben geht. Damit kann es sich nicht um Strukturen handeln, die mit der Deckenüberschiebung in Zusammenhang stehen, da diese den nördlichen Block

nach unten bringen müsste. Man muss annehmen, dass der Aufschluss im nördlichen, subvertikalen Schenkel einer Falte liegt, in der die Deckengrenze versetzt ist.

Wenige Schritte weiter ist direkt beim Karwendelhaus der aufrechte Schenkel dieser Falte aufgeschlossen. Die dm- bis m-gebankten, wellig geschichteten Schuttkalke mit wenigen Filamenten gleichen denen im Kühkar oder Kaltwasserkar im höheren Teil des Alpen Muschelkalks. Die Schichtung fällt mittelsteil nach Nordost, ist aber, mit erkennbarem Scharnier, nach Norden parallel zur Störung beim Personalhaus aufgeschleppt. Auch in diesem Fall muss sich der südliche Block nach unten bewegt haben, wodurch die Basis der Reichenhall-Formation und die „Jungschichten“ im vertikalen bis überkippten Schenkel der Falte in Kontakt mit dem oberen Alpen Muschelkalk aus dem aufrechten Schenkel dieser Falte kommen. Subvertikale, WSW-streichende Störungen mit sinistralen und dextralen Bewegungssinn verursachen diesen Kontakt.

Rauhkarl, Moserkar und unteres Kühkar

Diese Kare sind nur von Süden, von der Kastental im Hinterautal aus erreichbar. Am östlichen Ast des Moserkarbaches, der aus dem Großen Kühkar zufließt, ist oberhalb der Verzweigung bei 1.540 m Höhe, m-gebankter lagunärer Wettersteinkalk mit stromatolithischer Lamination und großen Grünalgen (*Teutloporella herculea?*) in Wechsellagerung mit Schuttkalken erschlossen. Manche Bänke bestehen aus feinstlaminiertem Kalkschlamm. Diese Bänke sind gelegentlich aufgearbeitet und bilden Plastiklasten, die an Großoolithe erinnern. Auch dm-große Turmschnecken der Gattung *Omphaloptychia* sind manchmal zu beobachten.

Im Anstehenden werden die Schuttkalke nach oben größer. Zwischen den Algenkalken mit *Teutloporella herculea* treten Hohlraumfüllungen auf (Teepees?) mit wandständigen Zementen, die stark an Großoolithe erinnern. Nachdem *Teutloporella herculea* nach OTT (1966, 1967) der riffnahen Lagune zugeordnet wird, ist anzunehmen, dass im Kühkar oberhalb von 1.640 m Höhe das Wettersteinkalk-Riff erschlossen ist.

Von 1.590 m bis mindestens 1.640 m Höhe findet man immer wieder Blöcke mit Ammoniten, die aus dem Wettersteinkalk-Riff stammen, die daneben auch groben Riff-schutt und Großoolithe enthalten. Bei 1.640 m Höhe ist erkennbar, dass die Blöcke in Grundmoräne stecken. Da die Umrahmung des Großen und Kleinen Kühkars mit der Moserkarspitze (2.533 m), Kühkarlspitze (2.465 m) und der Nördlichen (2.650 m) und Südlichen Sonnenspitze (2.668 m) aus lagunärem Wettersteinkalk besteht, sollte das dazugehörige Riff im Großen Kühkar oberhalb der begangenen Aufschlüsse noch innerhalb des Kars anstehen.

Beim Aufstieg vom Moserkar in das Rauhkarl werden entlang des Jägersteigs lutitische, unregelmäßig dm- bis 0,5 m gebankte bioklastische Kalke, in wenigen Bänken auch mit Muschelschill oder Peloiden, gequert. Auf ca. 1.750 m Höhe treten Schüttungen mit kleinen Kalkalgen und großen Crinoidenstielgliedern hinzu. Auf 1.780 m Höhe quert der Steig eine bedeutende Nordost streichende subvertikale Störung, die hier als Moserkar-Störung bezeichnet wird. Der Block nordwestlich dieser Störung zeigt eine vollkommen von der im unteren Teil des Großen Kühkars abweichende Abfolge.

Die ältesten und tiefsten Anteile der Abfolge sind in dem Bach erschlossen, der vom Großen Heissenkopf (2.437 m) in südöstlicher Richtung das unterste Rauhkarl quert. Oberhalb der bereits erwähnten Störung, die den Bach bei 1.760 m Höhe quert, stehen m-gebankte hellgraue Mikrite an. Diese gehen nach oben in stark bioturbate Kalke über, in denen die Wühlgänge mit Kalklutit bis Kalkarenit gefüllt sind. Die Wühlgänge verwittern heller als die Matrix. Die Formen können vermutlich der Cruziana-Ichnofazies zugeordnet werden, die randmarine Bedingungen anzeigt (z.B. FREY & PEMBERTON, 1984). Die Bankung liegt zunächst ebenfalls noch im m-Bereich, aber es tauchen schnell weniger stark verwühlte Bankabschnitte mit dm-Schichtung auf. Darüber folgen flachwinkelig schrägeschichtete, ebenflächig gebankte Kalke des Subtidals, die dunkelgrau und schwach bituminös sind. Schließlich tritt ein 20 cm dicker Abschnitt mit papierdünn geschichteten, schwarzen, stark bituminösen Mergeln auf. Oberhalb dieser Einschaltung beginnen wellig bis knollig geschichtete, stark bituminöse Mikrite mit Filamenten und Radiolarien, die klar der Reifling-Formation zugeordnet werden können. Diese Abfolge zeigt das Absinken des Ablagerungsraums vom flachen Subtidal mindestens bis in den neritischen Bereich an.

Nach einer Aufschlusslücke zwischen 1.840 und 1.900 m Höhe geht die Abfolge der Beckensedimente mit bituminösen dm-gebankten Knollenkalken weiter, die aber jetzt umkristallisiert sind, sodass keine Filamente oder Radiolarien mehr erkennbar sind. Die Bankungsdicke nimmt oberhalb von 1.920 m Höhe wieder zu (manche Bänke sind 40 cm dick), die Schichtflächen werden ebenmäßiger. In einigen dickeren Bänken sind Erosionsflächen und Flaserschichtung aufgrund von Bioturbation zu sehen. Das deutet darauf hin, dass der Ablagerungsraum wieder flacher wird. Nach oben wird die Abfolge von hellgrauen, 0,5 m gebankten Schuttkalken abgeschlossen, die bereits zum Wettersteinkalk gehören. Im Profil ist diese Abfolge der Reifling-Formation 200 m dick.

Nach Westen grenzt die Reifling-Formation mit einer steilen, N-S streichenden und steil westfallenden Störung an den Wettersteinkalk. Das Linear an der Störung zeigt eine steile, NNW-gerichtete abschiebende Bewegung des Hangendblocks. Dieser ist direkt westlich der Störung über mehrere Zehnermeter dolomitisiert, die Störung selbst wird von einem 0,5 m dicken Kataklasit gebildet. An der Störung ändert sich die Schichtorientierung von SW-fallend östlich der Störung auf S-fallend westlich davon. Trotz Dolomitisation sind Bankung und Sedimentstrukturen erhalten, in den dm-gebankten löchrigen Dolomiten wurden Algen und Mikrogastropoden herausgelöst, die dem lagunären Wettersteinkalk ein löchriges Erscheinungsbild verleihen.

Die Reifling-Formation kann nach Osten bis in das mittlere Rauhkarl verfolgt werden. Auf dem flachen Rücken bei 1.900 m Höhe in der Mitte des Rauhkarls sind nur mehr die verwühlten Kalke aus dem Liegenden der Reifling-Formation vorhanden. Sie werden direkt von m-gebankten Biogenschuttkalken mit Grünalgen und wenigen Gastropoden der Gattung *Omphaloptychia* überlagert, manche Bänke bestehen zur Gänze aus grobem Biogenschutt. Die Reifling-Formation verzahnt also über wenige Zehnermeter hinweg mit Wettersteinkalk in lagunärer Fazies.

Ähnliche Lithologien des Wettersteinkalks sind auch weiter oben im Rauhkarl vorhanden, oft mit peloidalen Packstones, lokal reich an Gastropoden. Stromatolithische Lamination ist nur westlich der Rauhkarl-Störung zu finden. Im hintersten Kessel des Rauhkarls (unter der Westlichen Moserkarscharte, 2.468 m) ändert sich oberhalb von 2.300 m Höhe die Fazies der Kalke. In den dm- bis 0,5 m gebankten Kalken wechsellagern Biogenschuttkalke, in einigen Abschnitten auch Grainstones aus Onkoiden mit laminierten Mikriten. Die geschütteten Lagen zeigen Belastungsmarken. In den laminierten Lagen findet man vergente Falten, die auch isoklinal sein können. An mehreren Stellen sind allseitig geschlossene Taschenfalten zu sehen. Sie können stellenweise unvermittelt in klastische Gänge übergehen, die in das Überlagernde eindringen oder zwei mikritische Lagen verbinden. Lokal sind solche Gänge an Erosionsflächen gekappt, was zeigt, dass deren Entstehung und Sedimentationsprozesse gleichzeitig stattfanden. Die Vergesellschaftung von Strukturen zeigt, dass es während der Ablagerung dieser Kalke wiederholt zu seismischen Ereignissen gekommen sein muss, die zu Rutschprozessen und Gangbildung führten. Die Strukturen werden daher als Seismite klassifiziert.

Die onkolithische Fazies ist lateral aushaltend und auch im Oberen Moserkar vorhanden. Ob sie sich als deutlich erkennbarer, bei der Kartierung brauchbarer Horizont eignet, müssen erst weitere Untersuchungen zeigen.

Birkkar

Im Birkkar sind entlang des Wanderweges Richtung Karwendelhaus ab 1.500 m Höhe Kalke der Reifling-Formation aufgeschlossen, die denen im Rauhkarl gleichen. Die Abfolge unterscheidet sich in der Mächtigkeit, die hier maximal um 10 m liegt. Die bioturbaten Kalke im stratigrafisch Liegenden sind wesentlich mächtiger entwickelt und zeigen eine größere Vielfalt an Wühlspuren. In diesem Aufschluss sind in einzelnen Lagen schmale Kieselschnüre entwickelt, im oberen Teil der Abfolge mehrere orangefarbene, stark verwitterte Tufflagen eingeschaltet (vgl. GRUBER, 2017). Nach Norden, in das Innere des Birkkars, dünnt die Reifling-Formation schnell durch *onlap* auf bioklastische Kalke aus. Es ist anzunehmen, dass die Aufschlüsse im Birkkar Beckensedimente darstellen, die mit den Klinoformen des Vorriffs verzahnen. Dementsprechend ist bei 1.840 m Höhe am Birkkarbach nur mehr eine Schichtfuge vorhanden.

Im östlichen Birkkar ist auf 2.000 m Höhe, 200 m nördlich der Verzweigung des Birkkarbaches, wieder lagunäre Fazies des Wettersteinkalks anstehend. Der Blick nach SSE in die Westflanke des Großen Heissenkopfes (2.437 m) zeigt den Übergang von der Lagune zum Riffgürtel, der bei 2.200 m Höhe den Rücken der Heissenköpfe erreichen sollte und weiter hangabwärts nach Westen in das Vorriff des Wettersteinkalks mit grobgebankten Klinoformen übergeht. Die Reifling-Formation im Birkkar steht somit in Verzahnung mit Klinoformen des Wettersteinkalk-Riffs, die im Wesentlichen aus dickgebankten bioklastischen Kalken bestehen.

Der Blick in die Westflanke des östlichen Birkkars zeigt zwischen 2.140 und 2.500 m Höhe lagunäre Kalke des Wettersteinkalks mit einer komplexen internen Geometrie. An der Basis der Wand fallen die Kalke parallel zum

Karboden mit 20° nach Süden ein. Im unteren Drittel der Wand ist eine Winkeldiskordanz mit Erosionsrelief sichtbar. Direkt über der Diskordanz fallen zwei Bänke flacher nach Süden ein und liegen parallel zur Diskordanz. Oberhalb dieser beiden Bänke folgen im südlichen Teil des Rückens über einer *downlap*-Fläche undeutlich gebankte Kalke, die nunmehr etwas steiler gegen Süden einfallen. Nach Norden verschwinden die *downlap*-Fläche und auch die undeutliche Bankung darüber; letztere taucht erst wieder 150 m weiter nördlich jenseits des ungebankten Abschnitts wieder auf. Im Hangenden der massigen Zone, oberhalb der Oberkante einer senkrechten Wand, bilden die jüngeren Schichten ein *onlap* an einer Winkeldiskordanz. Nach Süden verschwindet diese Winkeldiskordanz oberhalb des *downlap*.

Aus diesen Beobachtungen kann folgendes abgeleitet werden: (1) Die Kalke wurden während der progressiven Verkippung des Untergrundes nach Süden abgelagert und (2) durch die Verkippung über den *base level* gehoben und teilweise abgetragen. Auf den gehobenen Teilen kam es möglicherweise zur Ausbildung von Fleckenriffen, die wiederum Schutt produzierten, der umgelagert und in lokalen Klinoformen abgelagert wurde. Das Fleckenriff bildete ein topografisches Relief, das von den darauffolgenden Einheiten mit einem *onlap* eingesedimentiert wurde. Diese Interpretation basiert nur auf Geometrien der Sedimentkörper, lithologische Untersuchungen vor Ort fehlen noch.

Diskussion und Zusammenfassung

Bei den Kartierungsarbeiten konnten zwei Störungssysteme identifiziert werden:

(1) Das **Rauhkarl-Moserkar-Störungssystem**: die Rauhkarl-Störung beginnt im Norden unter der Felsstufe unterhalb des Ostteils des Kaltwasserkars, quert die Hinterautal-Vomper Kette knapp westlich von Pkt. 2.548 m und anschließend das Rauhkarl in Richtung Südwesten, um östlich des Großen Heissenkopfs den Fuß der Wände zu erreichen. Dort ändert die Störung ihre Richtung auf N–S und bleibt am Fuß dieser Wände. Die Rauhkarl-Störung schiebt den westlichen Block schräg nach Nordwesten ab. In einem N–S-Profil durch den Gipfel der Kaltwasserkarspitze ist die Reifling-Formation im Kaltwasserkar gegenüber dem Vorkommen im Rauhkarl um etwa 1.000 m nach unten versetzt. Im Kar östlich des Kaltwasserkars versetzt die Rauhkarl-Störung die Unterkante des lagunären Wettersteinkalks um mindestens 600 m, aber den Alpinen Muschelkalk nur um 200 m. Der Rest des Versatzes muss an der E–W verlaufenden Störung im hinteren Kalkwasserkar stattfinden. Im E–W-Schnitt ist der Versatzbetrag in der Größenordnung von 250 m, wenn man die Lage der Reifling-Formation im Birkkar und im Rauhkarl vergleicht.

Wo die Felsstufe unterhalb des westlichen Rauhkarls mit den Felswänden östlich des Großen Heissenkopfs zusammenwächst, wird die Rauhkarl-Störung von der NE–SW verlaufenden Moserkar-Störung abgeschnitten. Im Unterschied zur Rauhkarl-Störung versetzt die Moserkar-Störung den SE-Block nach unten, sodass die Reifling-Formation auch an dieser Störung an lagunären Wettersteinkalk grenzt. Die beiden Störungen scheinen kinematisch gekoppelt zu sein, da es südöstlich der Moserkar-Störung keine Fortsetzung der Rauhkarl-Störung gibt.

Grundsätzlich sollten die Schichtorientierungen in einem Gebiet, in dem ein Faltenbau mit km-großen, mehr oder weniger zylindrischen, WNW–ESE verlaufenden Falten vorhanden ist (HEISSEL, 1978; TOLLMANN, 1970), entweder SSW- oder NNE-fallend sein. Abweichungen von diesem Muster können entweder auf die Schrägschichtung des Riffhangs zurückzuführen sein, oder auf die Verkippungen der Schichtung an Störungen. Dabei gibt es zwei Möglichkeiten: Verkippung zu einer Störung hin, die dann listrische Geometrie haben muss, oder Verkippung von einer Störung weg durch Schleppung.

Im N–S-Profil sind kaum solche Effekte zu beobachten, da die Schichtung, wenn Sie von der oben beschriebenen Orientierung abweicht, entweder nach Westen oder Osten einfällt, somit subparallel zum Profil liegt und dieses schleifend schneidet. Im E–W-Profil ist zur Rauhkarl-Störung hin immer steileres Fallen nach Westen zu beobachten. Das könnte als Schleppung an der Rauhkarl-Störung aufgefasst werden. Alternativ könnte daran gedacht werden, dass es im Untergrund noch eine zweite, zur Moserkar-Störung parallele listrische Abschiebung gibt, welche die nach unten zunehmende Verkippung der Schichtung verursacht.

Durch die Rauhkarl-Störung wird das Riff und Vorriff des Südgratrückens im Bereich der Heissenköpfe abgeschnitten. Die mächtige Reifling-Formation befindet sich, verglichen mit der Progradationsrichtung des Riffs im E–W-Profil nach Westen, hinter dem Riff, und verzahnt mit lagunärem Wettersteinkalk (vgl. BRANDNER & KRYSSTYN, 2013).

(2) Das unter (1) beschriebene Rauhkarl-Störungssystem setzt sich nicht nach Nordwesten in die überkippte Abfolge der Nördlichen Karwendelkette fort. Der Taleinschnitt des Filztals und Hochalmsattels folgt einer Störung, an der kombinierter Lateralversatz und Abschiebung des südlichen Blocks beobachtet wird (siehe Abschnitt Karwendelhaus) und welche die Rauhkarl-Störung abschneidet. Das **Schafjöchl-Lamsenjoch-Störungssystem** weiter im Osten (KILIAN, 2013), das Störungssystem in dessen unmittelbarer Westfortsetzung im Rücken Gamsjoch-Gumpenspitze (ORTNER & KILIAN, 2018) haben dieselben Eigenschaften. Es ist anzunehmen, dass dieses bis mindestens zum Karwendelhaus und darüber hinaus vorhanden ist. Möglicherweise durchschneidet es den Kamm von der Brunnensteinspitze (2.180 m) zur Westlichen Karwendelspitze (2.372 m) zwischen Mittenwald und Scharnitz, wo an steilen Störungen immer wieder „Jungschichten“ in den Wettersteinkalk hineingeschert worden sind (AMPFERER, 1914: Profil in Abbildung 3).

Literatur

- AMPFERER, O. (1914): Besprechung mit O. Schlagintweit, K.Ch. v. Loesch und H. Mylius über das Wettersteingebirge. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1914**, 338–352, Wien.
- BRANDNER, R. & KEIM, L. (2011): A 4-day field trip in the western Dolomites. – *Geo.Alp*, **8**, 76–118, Innsbruck.
- BRANDNER, R. & KRYSSTYN, L. (2013): Bericht 2012 über Profilaufnahmen und biostratigraphische Probenbearbeitungen in der Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen (Karwendelgebirge) auf UTM-Blatt 2223 Innsbruck. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **153**, 417–420, Wien.

BÜSEL, K. (2014): Bericht 2013 über quartärgeologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet Hinterautal auf Blatt 2223 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 315–323, Wien.

DONOFRIO, D.A., HEISSEL, G. & MOSTLER, H. (1980): Beiträge zur Kenntnis der Partnachschichten (Trias) des Tor- und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **73**, 55–94, Wien.

FREY, R.W. & PEMBERTON, S.G. (1984): Trace fossil facies models. – In: WALKER, R.G. (Eds.): Facies models, Geoscience Canada Reprint Series 1, 2nd Edition, 189–208, Toronto.

GRUBER, J. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Birkkarklamm, Großer Heissenkopf, Reps, Zeigerkopf, Hintere Schwarzenwand (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 380–384, Wien.

HEISSEL, G. (1978): Karwendel – geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **8**, 227–288, Innsbruck.

KEIM, L. & SCHLAGER, W. (2001): Quantitative compositional analysis of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy). – Sedimentary Geology, **139**, 261–283, Amsterdam.

KILIAN, S. (2013): Bericht 2012 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Karwendelgebirge auf UTM-Blatt 2223 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 411–417, Wien.

MAURER, F. (2000): Growth mode of Middle Triassic carbonate platforms in the Western Dolomites (Southern Alps, Italy). – Sedimentary Geology, **134**, 275–286, Amsterdam.

MUTSCHLECHNER, G. (1941): Geologische Karte des Karwendelgebirges 1:25.000, westliches und mittleres Blatt. – Unpublizierte Manuskriptkarte, Innsbruck.

ORTNER, H. & KILIAN, S. (2018): Interacting folds, faults and thrusts – the conundrum of the Karwendel zone of slices (“Karwendelschuppenzone”). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts, 24–26 September 2018. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 113, Wien.

OTT, E. (1966): Die gesteinsbildenden Kalkalgen im Schlauchkar (Karwendelgebirge). – Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und -tiere, **31**, 152–159, München.

OTT, E. (1967): Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. – Abhandlungen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Abteilung, Neue Folge, **138**, 1–96, München.

TOLLMANN, A. (1970): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil: Der Westabschnitt. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **62** (1969), 78–170, Wien.

Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

Siehe Bericht zu Blatt NL 32-03-17 Hinterriß von Hugo Ortner.

Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

Bericht 2018 über quartärgeologische Aufnahmen in den Gebieten Ranalt und Neustift auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

ANNE HORMES

(Auswärtige Mitarbeiterin)

Der Bericht präsentiert das Ergebnis der Kartierung in den Gebieten Ranalt und Neustift vom Sommer 2018 für das UTM Kartenblatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. Die Kartierung beschreibt die quartärgeologischen Ablagerungen und Phänomene inklusive Massenbewegungsablagerungen und beruht auf dem neuen Begriffskatalog der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich (STEINBICHLER et al., 2019). Das Hauptaugenmerk liegt dabei auf der Kartierung der spätglazialen Gletscherablagerungen der Stadien Egesen und Gschnitz. Im Kartiergebiet Ranalt im Langental wurden die End- und Seitenmoränen des Egesenvorstoßes (E2; Jüngere Dryas) auf 1.550–1.600 m erfasst. Südlich von Ranalt auf der Südseite des Mutterbergtales und bei Ebendl im Langental auf 1.700 m wurden Seitenmoränen kartiert (Egesen I), die auf einer tiefgründigen Hangbewegung lie-

gen und deutlich höher liegen als die Inneren Egesenmoränen im Ausgang des Längentales. Im Kartiergebiet Neustift wurden zwei deutlich voneinander abgrenzbare Eisrandablagerungen auf beiden Seiten des Stubaitales kartiert. Die weiter oben an der Talflanke abgelagerten Eisrandsedimente (> 1.050 m) werden dem Spätglazial zugerechnet, während die unteren im Bereich von 950–1.050 m dem Gschnitz-Stadial zugeordnet werden. Endmoränen sind hier nicht vorhanden, da diese durch Schwemmfächer bedeckt sind oder durch glazifluviale Prozesse ausgeräumt wurden.

Einleitung

Der Bericht präsentiert das Ergebnis der quartärgeologischen Kartierung für das Stubaital bei Ranalt und Neustift. Die Kartierung wurde ausgeführt von Anne Hormes im Maßstab 1:10.000. Die einzelnen Geologischen Einheiten sind für den Auftraggeber auch in digitaler Form zugänglich (QGIS). Das Hauptaugenmerk bei der Kartierung lag vor allem auf Gletscherablagerungen, gravitativen Massenbewegungsablagerungen und Hochwasser-/Wildbachablagerungen.

Auftraggeber für die Quartärgeologische Karte und den vorliegenden Bericht ist die Geologische Bundesanstalt.

Das Gschnitz-Stadium repräsentiert einen präborealen Gletschervorstoß vor ca. $16,8 \pm 1,7$ ka (1.000 Jahre vor heute = kilo ages). Kosmogene Nuklidatierungen von der Typlokalität Gschnitzmoräne im Gschnitztal bei Trins ergeben im mittleren Durchschnitt Alter von 17 ka (IVY-OCHS et al., 2006). Das Egesen-Stadium wird in unserem Bericht im Sinne der geochronologischen Einordnung zur Jüngeren Dryas verwendet (12,9–11,7 ka; IVY-OCHS et al., 2007; REITNER et al., 2016).

Quartärgeologie, Maßstab und Gebrauch der Karte

Die Kartierung, die in diesem Bericht präsentiert wird, fokussiert auf Quartär und Massenbewegungen und verwendet die empfohlenen Begriffe aus dem „Begriffskatalog der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (STEINBICHLER et al., 2019). Die Kartierung im Gelände wurde in einem Maßstab von 1:10.000 durchgeführt und entspricht damit einem Detailgrad der Kommunalen Ebene. Für die Ausarbeitung der Karte wurden auch digitale Höhenmodelle und Orthofotos verwendet.

Übersicht über das Kartierungsgebiet

Lage und Topografie Ranalt

Das Untersuchungsgebiet Ranalt liegt hauptsächlich entlang des Längenbaches im Langental auf einer Höhe von rund 1.700 m und zieht sich bis zum Haupttalboden der Ruetz zwischen 1.700 m und 1.320 m südwestlich von Ranalt im Mutterbergtal. Am Talschluss des Langentals liegt die Unfallspitze (2.805 m) oberhalb der Nürnberger Hütte (2.280 m), die Mairspitze (2.781 m) im Westen und die Innere und Äußere Wetterspitze (3.052 m, 3.068 m) im Osten bilden die höchsten Erhebungen des Tales.

Im mittleren Teil des Langentals liegt die Bsuchalm auf 1.580 m im Talboden des Langentals.

Vor allem die Ostseite des Langentals, unterhalb der Südlichen Rötenspitze (2.980 m), weist viele interessante quartäre Ablagerungen auf, die Aufschluss über lokale spätglaziale Gletschervorstöße geben.

Das Untersuchungsgebiet lässt sich grob in folgende Bereiche aufteilen:

- 1) Talboden und fluviale Ablagerungen.
- 2) Hangablagerungen von unterschiedlichen gravitativen Massenbewegungen.
- 3) Glazigene Ablagerungen des Egesen-Gletschervorstoßes sensu Jüngere Dryas im Ausgang des Langentals auf 1.500 m (E1).
- 4) Seitenmoränen im Ebendlaswald auf 1.700 m (E2).

Lage und Topografie Neustift

Das Untersuchungsgebiet Neustift zieht sich im Talboden der Ruetz von Schaller im Süden (1.050 m unterhalb der Seblaspitze (2.351 m) und der Zwölferspitze (2.562 m) bis Kampl im Norden (950 m). Der Ausgang des Oberbergtales ist Teil des Kartierungsgebietes zwischen Milders (1.000 m) und 1.100 m oberhalb des Energiewerkes.

Das Untersuchungsgebiet von Neustift lässt sich grob in die folgenden Bereiche aufteilen:

- 1) Talboden und fluviale Ablagerungen.
- 2) Hangablagerungen von unterschiedlichen gravitativen Massenbewegungen, insbesondere große Schwemmfächer und tiefgründige Massenbewegungen.
- 3) Eisrandablagerungen mit stellenweise Grundmoräne des Spätglazials (> 1.050 m) auf beiden Seiten des Stubaitals zwischen Neustift und Kampl, Grundmoränenablagerungen (spätglazial) im Ausgang des Oberbergtals auf beiden Talseiten, zwischen 1.100 m und 1.200 m.
- 4) Eisrandablagerungen Gschnitz (950–1.050 m) auf beiden Seiten des Stubaitals, teilweise auch Grundmoränenreste im Talgrund südlich des Kampl- Schwemmfächers.
- 5) Hangablagerungen und Felsstürze auf der Südseite des Hohen Burgstalls (2.611 m).
- 6) Talzusub und tiefgründige Massenbewegung auf der Südostseite der Seblaspitze bei Milders.

Untersuchungsgebiet Ranalt

Gletscherablagerungen Ranalt

Grundsätzlich können wir Seiten- und Endmoränen von zwei verschiedenen Gletschervorstoßphasen unterscheiden.

End-/Seitenmoränen Langental – Egesen 2

Es wurden vier deutliche Wallstrukturen auskartiert, die aus ungerundeten, teils gekritzten Geschieben und unsortierter, verfestigter Grundmoräne bestehen. Diese End- bzw. Seitenmoränen wurden von einem Gletscher abgelagert, der nur das Langental bedeckt hat und dessen Gletscherfront hier auf rund 1.500 bis 1.600 m endete. Das Wallmaterial besteht aus verfestigter Grundmoräne mit subkantengerundeten Geschieben und einer tonig-siltigen Matrix mit geringem Sandanteil. Diese Moränenwälle wurden bereits von PENCK & BRÜCKNER (1909) beschrieben, und als Daun-Lokalität sensu strictu identifiziert. Mit unserem heutigen Verständnis der Geochronologie der spätglazialen Gletscherstände können wir diese Langental-End-/Seitenmoränen dem Egesenstand (Jüngere Dryas) zuordnen. Wir empfehlen eine CN-Datierung (cosmogenic nuclide dating) der Blöcke, die sich auf den deutlichen Wällen befinden (z.B. HIPPE et al., 2014). Die Wälle sind sehr blockreich, allerdings ist es eine Herausforderung, passende Blöcke für eine Datierung zu finden, da es wahrscheinlich ist, dass diese Wälle degradiert sind. Die Blöcke könnten ein scheinbar zu junges Alter ergeben, wenn sie bei der Stabilisierung der Moränenwälle noch mit Grundmoräne bedeckt waren.

Seitenmoränen auf Ebendl – Egesen 1

Die höchsten Seitenmoränen bei Ranalt liegen auf Ebendl oberhalb des nordöstlichen Langentalausgangs auf 1.700 m. Die Seitenmoräne liegt parallel zum Langental und hat eine ausgeprägte Wallform mit einigen großen erratischen Blöcken, die potenziell für eine CN-Datierung herangezogen werden können. Weiter östlich liegen zwi-

schen 1.700 und 1.400 m deutlich ausgeprägt drei Seitenmoränen parallel zum Ruetztal. Diese wurden bereits von SENARCLENS-GRANCY (1938) und MAYR & HEUBERGER (1968) dahingehend interpretiert, dass hier die Gletscher aus dem Langental und Mutterbergtal zusammengeflossen sein müssen.

Zwischen der Seitenmoräne bei Ebendl und der dreiwelligen Seitenmoräne ist kein eindeutiger Wall zu kartieren, allerdings liegen auf einer tiefgründigen Massenbewegung mit deutlichen Zerrspalten und antithetischen Grabensystemen viele große erratische Blöcke verstreut, die Ausdruck geben für die einstige Vergletscherung. Die Seitenmoräne Egesen 1 liegt rund 100 m höher als die vier Wälle der Seitenmoräne Egesen 2. Eine Datierung von einigen Blöcken auf diesen Moränenwällen ist daher essenziell für die Alterseinstufung.

Deutliche Endmoränen finden sich von diesem Vorstoß nicht. Die Endmoränen wurden vermutlich vom Schwemmfächer südlich Ranalt ausgeräumt und bedeckt. Die drei Seitenmoränen ziehen hier deutlich bis auf eine Höhe von 1.400 m hinab und sollten gletschergeometrisch ungefähr bei Issebichl enden. Laut SENARCLENS-GRANCY (1938) enden diese Seitenmoränen bei Falbeson, während MAYR & HEUBERGER (1968) das Gletscherende bei Issebichl vermuten.

Eisrand- und Grundmoränenablagerung

Der Osthang im Ausgang des Langentals ist mit Eisrandablagerungen und Grundmoränenablagerungen bedeckt. Auch zwischen den Egesen-Seitenmoränenwällen finden sich Eisrandablagerungen und stellenweise Grundmoräne.

Die Eisrandablagerungen sind unsortiert, es finden sich alle Korngrößen, jedoch keine gekritzten Geschiebe, teilweise ist der Rundungsgrad etwas höher als in den Grundmoränen, oder die Matrix ist nicht verfestigt und nicht konsolidiert. In den Aufschlüssen entlang des Waldrandes finden sich überwiegend Eisrandablagerungen, nur hin und wieder fördern Baumaufschlüsse eindeutige Grundmoränen zu Tage. Daher sind die Ablagerungen als Eisrandsediment in der Karte, obwohl stellenweise Grundmoräne zu kartieren wäre.

Erratische Blöcke

Im gesamten Gebiet unterhalb des Griepalstals zwischen Langental und dem Wildbach unterhalb der Rötenspitze liegen erratische Blöcke, die eindeutige Zerrspalten und antithetische Grabensysteme einer tiefgründigen Massenbewegung im Ebendlwald bedecken.

Glazigene Ablagerungen

In der Ebene bei Spitz im Mutterbergtal unterhalb der deutlichen Seitenmoränen des Egesen 1 liegen sehr viele große (mindestens 1 m³), kantige und subkantengerundete Blöcke. Die Ablagerung kann entlang der Ruetz in Aufschlüssen beschrieben werden. Die Ablagerung ist unsortiert, jedoch nicht konsolidiert. Es kann sich daher um eine Ablationsmoräne handeln, die supraglazial als debris cover den ehemaligen Mutterbergtal-/Langental-Gletscher bedeckt hat. Der Interpretation von MAYR & HEUBERGER (1968) folgend können die Ablagerungen auch als Bergsturzmasse interpretiert werden, die sich auf dem Gletscher abge-

lagert hat. Da jedoch der gesamte Nordhang des Mutterbergtales mit Hangschutt bedeckt ist, lässt sich dies nicht eindeutig klären. Sollte es sich um eine Bergsturz-Ablagerung handeln, die auf dem spätglazialen Gletscher zu liegen gekommen ist, dann würde man idealerweise auch noch Ablagerungen der Bergsturzmasse auf der gegenüberliegenden Hangseite erwarten.

Gravitative Massenbewegungsablagerungen Ranalt

Felssturzablagerung und Hangablagerungen

Im oberen Langental dominieren Felssturzprozesse die gesamte westliche Bergflanke unterhalb der Mairspitze (2.780 m). Andere gravitative Prozesse wie Lawinen und Murschuttablagerungen lassen sich ebenfalls beobachten. Letztere bilden den Schuttkegel westlich des Langentals bei Langental auf 1.600 m. Auf der gesamten Ostseite des Langentals bilden Prozesse wie Steinschlag, kleinere Felsstürze, Lawinenabgänge die Hangablagerungen.

Schwemmfächer

Im nördlichen Teil des Langentals sind eher wasser-gesättigte Prozesse vorherrschend und haben größere Schwemmfächer abgelagert, die aber auch teils durch Lawinen und Hangmuren abgelagert sein können. Ein großer Schwemmfächer unterhalb der Rötenspitze südlich von Ranalt hat die Seitenmoränen Egesen 1 ausgeräumt. Große Schuttfächer mit kantigem, lokalem Material finden sich auch auf der Nordseite der Mairspitze, die sich bis zum Ruetztalboden hinunterziehen und hier hauptsächlich durch Steinschlagprozesse genährt werden.

Fluss- und Wildbachablagerungen

Im Talboden des Langentals und des Mutterbergtals finden sich fluviatile Ablagerungen und Wildbachablagerungen. Vor allem am Talausgang des Langentals sind die fluviatilen Ablagerungen eher als Wildbachablagerungen mit großen Blöcken zu bezeichnen, während die flachen Talböden von Ruetz und dem Langental durch weniger grobes und gerundetes Material gekennzeichnet sind.

Wildbachablagerungen lassen sich sowohl im Griesbachtal, im Norden der tiefgründigen Massenbewegung, als auch südlich der drei Seitenmoränen im Ebendlwald und auf der Westseite des Ruetztals unterhalb der Pfandleralm kartieren.

Anthropogene Phänomene Ranalt

Auf der Ostseite des Langentals wurden mehrere Lawinenverbauungen errichtet, um die landwirtschaftlichen Gebäude zu schützen, ebenso eine Wildbachverbauung unten im Tal der Ruetz bei den Wildwasserfällen.

Untersuchungsgebiet Neustift

Gletscherablagerungen Neustift

Eisrandablagerung

Im südlichen Teil des Kartierungsgebietes, südlich von Milders und dem Oberbergtal, finden sich hauptsächlich Eisrandablagerungen, die mit mehr oder minder geschlossenen Grundmoränenablagerungen verzahnt sind. Auf der Westseite des Stubaitales sind Eisrandablagerungen durch den Talzusub unterhalb der Seblaspitze gen Tal verschoben.

Zwischen Neustift und Kampl ziehen auf beiden Talseiten des Stubaitales zwei Eisrandterrassen hinab bis zum Schwemmfächer von Kampl. Teilweise findet sich Grundmoräne am Westhang des Stubaitales. Die obere Eisrandlage (> 1.050 m) ist mindestens 100 bis 150 m mächtig und wird der spätglazialen Eiszerfallsphase zugerechnet. Oberhalb Ausserrain, nordöstlich vom Jedlerhof, befindet sich ein sehr blockreicher Wall auf 1.080 m (47°07'39" N, 011°19'28" E). Dieser kann sowohl als Seitenmoräne interpretiert werden, als auch als Erosionsrest während des Eiszerfalls.

Die untere Eisrandlage wird dem Gschnitz-Stadium zugerechnet und liegt zwischen 1.050 und 950 m. Die Eisrandlagen-Sedimente zeigen ein variables Spektrum von Dgm, Dgc, Dmc.

Glazifluviatile Ablagerung

Südlich von Kampl und nördlich von Neustift wurden aufgrund der, in den Laserscans erkennbaren, braided river (verzweigter Fluss) Morphologie glazifluviatile Terrassen kartiert, die sich aus den Eisrandablagerungen lösen. Glazifluviatile Ablagerungen sind zwischen Bichlweg und Neder im Liegenden des Drumlins aufgeschlossen.

Glazigene Ablagerung und Grundmoränenablagerung

Eindeutige und zusammenhängende Grundmoränenablagerungen finden sich mit einer unsortierten Geschiebesammensetzung und allen Korngrößen im Ausgang des Oberbergtales auf beiden Talseiten in den Sediment-Variationen Dmm, Dh, Dms, Dcs, Dcm, Dgc.

Zwischen Bichlweg und Pinisweg in Neder findet sich eine typische Grundmoränenablagerung, die morphologisch als Drumlin ausgeprägt ist. In einem Hausaufschluss am Bichlweg waren glazifluviatile Vorstoßschotter mit einer subglazialen überkonsolidierten Grundmoräne bedeckt.

Auch am Oberberg sind glazifluviatile Vorstoßschotter mit einer subglazialen, konsolidierten Grundmoräne bedeckt. Erratische Blöcke finden sich vor allem auf der rechten Talseite auf der Gschnitz-Eisrandlage.

Gravitative Massenbewegungsablagerungen Neustift

Murablagerungen

In den Grundmoränen und Eisrandsedimenten lösen sich häufig Muren und oberflächennahe Hangmuren, z.B. auf der Südseite von Neustift im Schittertal und Lehnertal. Sicherlich finden sich auch im Frauental Murablagerungen,

wir haben uns aber entschieden, den Frauental-Fächer eher als Schwemmfächer zu kartieren. Eine frische Hangmure hat sich im Sommer 2018 oberhalb des Wasserwerks im Oberbergtal ereignet und hat seine Abrisskante in der Grundmoräne.

Felssturzablagerung

Der Bereich des Oberbergtal-Ausganges und die anschließenden Talflanken im Stubaital östlich von Milders werden von Felssturzprozessen dominiert.

Hangablagerungen, Schuttfächer

Der gesamte Osthang des Stubaitals zwischen Schaller und Neustift ist hauptsächlich durch Hangablagerungen und Schuttfächer dominiert. Glazigene Ablagerungen sind komplett bedeckt.

Talzusub

Der gesamte Südhang der Seblaspitze (Grüblen) westlich von Milders/Oberbergtal ist als tiefgründige Massenbewegung auskartiert. Der Lauf der Ruetz ist hier deutlich nach Süden verschoben und wir finden die engste Talstrecke des gesamten Stubaitals. Um eine mögliche Aktivität des Grüblenhangs zu bestimmen, wäre es von Vorteil, die Interferometric Synthetic Aperture Radar-Methodik (InSAR) mit Sentinel-1 oder TerraSAR-X Satellitendaten zu verwenden. Im unteren Teil gibt es deutliche Hinweise auf eine fortschreitende Deformation des Hangs. Antithetische Täler stellen eindeutige morphologische Parameter für tiefgründige Massenbewegungen dar.

Fluss- und Wildbachablagerungen Neustift

Fluviatile und Wildbach-Ablagerungen

Im oberen Teil des Bachertales sind Wildbachprozesse als Hauptprozess in der Karte hervorgehoben und ebenso in den beiden Tälern östlich vom Bachertal unterhalb des Mahderberges.

Bei einigen großflächigen fluviatilen Ablagerungen östlich von Neustift dürfte es sich um glazifluviatile Ablagerungen handeln, da sich im Laserscan sehr verzweigte Flussverästelungen zeigen (braided river).

Schwemmfächer, Schwemmkegel

Große Schwemmfächer befinden sich im am Fuß des Bachertal- und Frauentals.

Landschaftsentwicklung

Nördlich von Neustift wurden Gschnitz-Seitenmoränen niemals in detaillierten Karten präsentiert, die klassische End-/Seitenmoränen des Gschnitz darstellen. Das Gschnitz-Stadium wurde von PENCK & BRÜCKNER (1909) in einer kleinen Karte des Stubaitals präsentiert, und eindeutig als Gletscherstirnlage bezeichnet, ohne dass es deutliche End-/Seitenmoränen südlich von Milders/Telfes gibt.

Das klassische Gschnitz wurde im Nachbartal Gschnitz definiert und weist eine Schneelinienendepression von 600 m

(PENCK & BRÜCKNER, 1909) oder 700 m auf (KERSCHNER, 2009). MAYR & HEUBERGER (1968) beschreiben eine Endmoräne rund 4 km südwestlich von Fulpmes bei Kampl ohne Karte (sensu PENCK & RICHTER, 1903) und merken an, dass die Seitenmoränen des Gschnitzstandes von Hangbewegungsmaterial bedeckt seien.

Im Kartiergebiet finden sich zwei Eisrandlagen ohne deutliche Moränen südlich vom Kampl-Schwemmfächer. Die obere Eisrandlage (> 1.050 m) rechnen wir dem spätglazialen Eiszerfall zu. Die untere Eisrandlage (950–1.050 m) rechnen wir dem Gschnitz-Stadium zu. Auf der linken Stubaialtalseite beim Jedlerhof könnte man Blöcke des oberen Walles CN datieren, auf der rechten Talseite gibt es sehr große erratische Blöcke im Wald der unteren Gschnitz-Eisrandlage, um eine Altersbestimmung vorzunehmen.

Das Daunstadium wurde erstmals von PENCK & BRÜCKNER (1909) im Ausgang des Langentals südlich von Ranalt definiert, daher stellen die Moränen im Kartiergebiet Ranalt die Typokalität für das Daunstadium dar. Laut Schneegrenzdepressionsberechnungen und Kartierungen von End- und Seitenmoränen soll die Schneegrenzdepression des Daunstadiums rund 400 bis 500 m betragen (KLEBELSBERG, 1947; KERSCHNER, 2009; IVY-OCHS et al., 2007). Bevor bessere Datierungsmöglichkeiten für die Endmoränenstände zur Verfügung standen, wurden in den Alpen Schneelinienendepressionen auf Grundlage der Karte von KLEBELSBERG (1947) berechnet.

Das Bølling/Allerød Interstadial (14,7–12,9 ka) wird von einem weiteren Gletschervorstoß, dem Egesen, während der Jüngeren Dryas abgelöst. Die zugehörigen Endmoränen liegen am Ausgang des Langentals auf 1.600 m und die berechnete Schneegrenzdepression für diese Moränen wurde auf 200 bis 400 m geschätzt, bzw. 250 bis 400 m (KERSCHNER, 1979; IVY-OCHS, 2007). Klassische Egesenmoränen sind deutlicher ausgeprägt im Gegensatz zur runderen Morphologie von Daunmoränen, die von Solifluktion überprägt wurden. Die Egesenmoränen wurden an mehreren Orten in den Alpen mit 13,9 bis 10,6 ka datiert (IVY-OCHS et al., 2009). Es bleibt die Frage offen, ob es tatsächlich vor dem Bølling/Allerød einen präborealen Gletschervorstoß gegeben hat, oder ob die Daunmoränen eher dem Egesen (Jüngere Dryas) zuzuordnen wären. Solange es keine Altersdatierungen der klassischen Daunmoränen gibt, wird diese Frage nicht zu beantworten sein. International gibt es durchaus Hinweise auf einen zweistufigen Verlauf der Jüngeren Dryas (IVY-OCHS et al., 2007; BAKKE et al., 2009).

Im Raum Lienz konnte eine Endmoräne, die aufgrund der Schneegrenzdepressionsmethode als Daun eingestuft wurde, auf $12,8 \pm 0,8$ ka datiert werden und muss daher dem Egesenvorstoß in der frühen Jüngeren Dryas (REITNER et al., 2016) zugeordnet werden. Darauf aufbauend, bezeichnen wir in diesem Bericht die Endmoränenwälle auf Ebendl als Egesen I, die wir im Sinne einer chronologischen Zuordnung zur Jüngeren Dryas zurechnen (MAYR & HEUBERGER, 1968).

SENARCLENS-GRANCY (1938) hat für die beschriebenen Moränen von PENCK & BRÜCKNER (1909) bei Ranalt eine eigene Terminologie benutzt. Äußere Seitenmoränenwälle (D/g) liegen rund 100 m höher auf der Ebene Ebendl oberhalb der Inneren Egesen-Endmoränen auf 1.600 bis 1.700 m (SENARCLENS-GRANCY, 1938). Er stellt am Ausgang

des Langentals fest, dass hier die bestens ausgeformten Inneren Egesen-Wälle liegen (D/d) (SENARCLENS-GRANCY, 1938). Dementsprechend hat er bereits die klassischen Daun-Moränen als Egesen bezeichnet (D/d). Er zählt sieben Stirnwälle des Inneren Egesenstandes im Talgrund des Langentals auf 1.500 bis 1.600 m. Im Zuge der Kartierung konnten nur rund vier Wälle festgestellt werden, wobei diese Wälle so nah beieinanderliegen, dass die Wallstrukturen nicht deutlich voneinander zu trennen sind. Dieser Stand wurde von PENCK & BRÜCKNER (1909) als Daunwall im unteren Langental bezeichnet, während wir die unteren Egesenwälle als Egesen II bezeichnen.

Literatur

BAKKE, J., LIE, Ø., HEEGAARD, E., DOKKEN, T., HAUG, G.H., BIRKS, H.H., DULSKI, P. & NILSEN, T. (2009). Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. – *Nature Geoscience*, **2/3**, 202–205, London.

HIPPE, K., IVY-OCHS, S., KOBER, F., ZASADNI, J., WIELER, R., WACKER, L., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2014). Chronology of Lateglacial ice flow reorganization and deglaciation in the Gotthard Pass area, Central Swiss Alps, based on cosmogenic ^{10}Be and in situ ^{14}C . – *Quaternary Geochronology*, **19**, 14–26, Amsterdam.

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

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H. & SCHLÜCHTER, C. (2007). Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: the Alpine perspective. – *Quaternary International*, **164**, 53–63, Oxford.

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., MAISCH, M., CHRISTL, M., KUBIK, P. & SCHLÜCHTER, C. (2009). Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. – In: THOMPSON DAVIS, P., MENOUNOS, B. & OSBORN, G.: *Holocene and Latest Pleistocene Alpine Glacier Fluctuations: A global Perspective*, 2137–2149, Amsterdam.

KERSCHNER, H. (2009). Gletscher und Klima im Alpen Spätglazial und frühen Holozän. – In: SCHMIDT, R., MATULLA, C. & PSENNER, R.: *Klimawandel in Österreich: Die letzten 20.000 Jahre ... und ein Blick voraus*, 5–26, Innsbruck.

KLEBELSBERG, R. (1947): Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. – *Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck*, **47**, 9–32, Innsbruck.

MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. – In: RICHMOND, G.M.: *Glaciation of the Alps: Proceedings of the VII Congress of the International Union for Quaternary Research 1965*, 143–165, Boulder.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter: 1. Band: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. – XVI + 393 S., Leipzig.

PENCK, A. & RICHTER, E. (1903): Glazialexkursion in die Ostalpen. – In: TELLER, F.: IX. Internationaler Geologen-Kongress: Führer für die Exkursionen in Österreich, 97, 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.

SENARCLENS-GRANCY, W. (1938): Die Gliederung der stadialen Moränen im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **88**, 13–24, Wien.

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

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin östlich der Brennerspitze auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARKUS PALZER-KHOMENKO
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartierungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich auf 24 km² südlich und östliches des Kamms von der Falbesoner Ochsenalm bis zum Taleingang des Oberbergtals und kann grob in zwei Bereiche unterteilt werden. Westlich der „Matzelehnergisse“ ist der Untergrund stabil und die Hänge in das Haupttal sind sehr steil und schwer begehbar. In den höher gelegenen Bereichen haben sich gut begehbare Kare mit hervorragenden Aufschlüssen ausgebildet („Bassler-Rinne“, „Kerrachgrube“, „Hinterm Gemäuer“). Das Gestein wird durch Orthogneise dominiert.

Die „Matzelehnergisse“ markiert einen markanten Wechsel zum östlichen, sehr instabilen Gebiet. Verschiedene Phänomene von Massenbewegungen sind allesamt einem großen Talzusub zuzuordnen, der die gesamte Südost-Ost-Flanke erfasst und die Kartierung des Festgesteins stark verkompliziert. Gleichzeitig sind die Hänge hier wesentlich sanfter ausgebildet, leichter begehbar und weitestgehend durch Straßen und Wege erschlossen. Vor allem in den unteren Bereichen fehlen Aufschlüsse allerdings völlig. Die besten tiefergelegenen Aufschlüsse konnten im Bereich der Haupt-Abrisskanten der Massenbewegung gefunden werden.

Die vorliegende Kartierung stellt die Fortsetzung der Kartierungsarbeiten aus den Jahren 2014 bis 2017 dar (PALZER, 2015; PALZER-KHOMENKO, 2017). Das Falbeson westlich des Arbeitsgebietes wurde durch KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) kartiert. Kleinräumige Kartierungen des Quartärs von SCHMIDEGG (1939, 1944) liegen vor. Eine großräumige geologische Karte gibt es von HAMMER (1929). Mineral-Abkürzungen wurden nach KRETZ (1983) verwendet (mit Ausnahme von Amphibol = Amph, Klinopyroxen = Cpx, Feldspat = Fsp und Hellglimmer = Hg).

Beschreibung und Verbreitung verwendeter Lithodeme

Im Untersuchungsgebiet wurden eine ganze Reihe von bereits bekannten und (informell) beschriebenen Lithodemen angetroffen. Darüber hinaus ergab sich die Notwendigkeit der Einführung eines zusätzlichen Komplexes. Im Bereich des langen Grats zwischen „Brennerspitze“ und „Seblasspitze“ wurde eine Abfolge aus Staurolit füh-

renden Paragneisen angetroffen, welche durch eher geringmächtige Orthogneise intrudiert und thermisch überprägt wurden. Diese Paragneise lassen sich von jenen des Franz-Senn-Komplexes abgrenzen, der kein solches Intrusionsereignis erfuhr.

Glockturm-Suite

Bassler-Granitgneis

Der relativ einfach zu unterscheidende Bassler-Granitgneis wurde bereits mehrfach beschrieben (PALZER, 2015; KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2016). Er zählt zu den Zwei-Glimmer-Granitgneisen der Glockturm-Suite (SCHINDLMAYR, 1999). Besonders charakteristisch sind die großen Kfs-Augen, welche oft rosa oder weiß gefärbt erscheinen. Der Bassler-Granitgneis liegt in manchen Bereichen auch als stark elongierter Stängelgneis vor. Zu den randlichen Bereichen hin nimmt die Korngröße ab und die charakteristischen Kfs-Augen verschwinden, bis er von einem leukokraten Paragneis kaum noch zu unterscheiden ist. Allerdings enthalten die angrenzenden Paragneise und Schiefer deutlich mehr Glimmer und Eisen, was in einer stärker ausgeprägten Schieferung und Verfärbung resultiert. Anhand dieses Kompetenz- und Farbkontrastes kann der Bassler-Granitgneis gut von seinem Umgebungsstein unterschieden und abgegrenzt werden. Darüber hinaus kommt es direkt im Kontaktbereich zur Ausfällung einer weißlichen, feinkörnigen Substanz, deren chemische Zusammensetzung noch nicht analysiert werden konnte. Diese Ausfällungen konnten bereits 2014 am Winterweg zur Franz-Senn-Hütte (Long: 11.1837; Lat: 47.0902) sowie am „Schafleger“ (Long: 11.2019; Lat: 47.0609) beobachtet werden. Im Untersuchungsgebiet konnten die Ausfällungen im Ausbruchsbereich eines frischen Felssturzes nahe Volderau (Long: 11.2452; Lat: 47.0655) angetroffen werden. Ein Zusammenhang zwischen Felssturz und dem strukturell schwachen Kontakt zwischen Paragneisen und Bassler-Granitgneis scheint naheliegend. Außerhalb des Untersuchungsgebietes wurden Ausfällungen auch im Kontaktbereich zwischen den beiden auf der Geofast-Karte verzeichneten Granitgneisen entlang der alten Straße zum „Forchach-Hof“ angetroffen (Long: 11.2790; Lat: 47.1078).

Der Bassler-Granitgneis dominiert den westlichen Teil des Untersuchungsgebietes zwischen Falbesoner Ochsenalm und Milderaunalm. Nur in den höchsten Bereichen zwischen Brennerspitze und Kerrachspitze wurden Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite angetroffen. Bemerkenswert ist hierbei eine mehrere 100 m mächtige stark verschieferte Paragneis-Septe innerhalb des Bassler-Granitgneis-Körpers, die in der „Kerachgrube“ eine großräumige Faltenstruktur im km-Bereich nachzeichnet. Nach Osten hin nimmt sowohl die Mächtigkeit der Septe, als auch jene des Bassler-Granitgneises zwischen Septe und Paragneisen bis auf wenige Zehnermeter ab, kann aber bis in den Bereich des „Hühnerspiels“ gut nachverfolgt werden.

In Dünnschliffen aus den randlichen Bereichen des Bassler-Granitgneises aus der „Kerachgrube“ sowie zwischen „Die Flecke“ und „Hühnerspiel“ zeigte sich ein Hg-reicher, Czo-führender Gneis mit mittelgroßen Kfs. Die Hg-Leisten sind relativ groß ausgebildet und definieren die Foliation. Ein teilweise chloritisierter, grünlicher Bt kommt selte-

ner vor. Kfs zeigt manchmal schöne Mikroklin-Gitter. Stark verzwillingter Pl zerfällt zu relativ großem Hg und Czo. Auch Aggregate von Grt wurden in einem Schlift gefunden. In einem Schlift wurden große, kantige, teils würfelige Erzminerale beobachtet.

Schrankogel Komplex

Rinnengruben-Lithodem

Das Rinnengruben-Lithodem (PALZER-KHOMENKO, 2017) konnte nur im westlichsten Teil zwischen Falbesoner Ochsenalm und Regensburger Hütte angetroffen werden. Dort wurden Grt-Amphibolite, Amphibolite, Grt-führende sowie Grt-freie Gneise beobachtet. In den Schuttfächern wurden zahlreiche Grt-Glimmerschiefer entdeckt, die vermutlich vom weiter oben entlangziehenden Höllenrachen-Lithodem stammen. Das Rinnengruben-Lithodem ist im Bereich der Regensburger Hütte mit spektakulären Eklogiten vergesellschaftet. Die Aufschlussverhältnisse ließen eine klare Abgrenzung zum Höllenrachen-Lithodem und zum Sommerwand-Lithodem nicht zu.

Höllenrachen-Lithodem

Das Höllenrachen-Lithodem (PALZER-KHOMENKO, 2017) konnte nur in einem Aufschluss zwischen Falbesoner Ochsenalm und Regensburger Hütte in Form eines Grt-Glimmerschiefers angetroffen werden. Im Dünnschliff zeigen sich neben großen Granaten und Hellglimmern auch serizitische Nester, die als Pseudomorphosen von Ky und St gedeutet werden. Grt ist stark zerbrochen und teilweise völlig chloritisiert. Manche Grt-Körner zeigen im Kern auch eine ältere Schieferung. Weitere Bestandteile sind ein graugrünlich-pleochroitischer Amph, in Adern vorkommender Cal, Czo, Qtz sowie Erzphasen. Die Aufschlussverhältnisse ließen eine durchgehende Verfolgung des Höllenrachen-Lithodems nicht zu. Daher konnte sein Verlauf nur anhand von Rollstücken und Interpolation ungefähr auf der Karte verzeichnet werden.

Franz-Senn-Komplex

Sommerwand-Lithodem

Das Sommerwand-Lithodem (PALZER-KHOMENKO, 2017) bildet den Rahmen des Bassler-Granitgneises. Es setzt sich aus Bt-Gneisen, Amphiboliten, Bt-Schiefen und vereinzelt auch Grt-Amphiboliten zusammen. Nahe der Falbesoner Ochsenalm konnte das Sommerwand-Lithodem zwischen Höllenrachen-Lithodem und Bassler-Granitgneis angetroffen werden. Dort zeichnet der Kontakt zum Bassler-Granitgneis eine großräumige Faltenstruktur nach. Dieselben Gneise und Schiefer mit vereinzelt Amphiboliten wurden in den untersten Bereichen entlang des Stubai-Haupttals angetroffen. Im Bereich „Kerachgrube“ – „Hinterm Gemäuer“ – „Hühnerspiel“ bilden Bt-Schiefer eine Septe innerhalb des Bassler-Granitgneises. Oberhalb des darüber folgenden Bassler-Granitgneis-Bandes finden sich mehrere 100 m mächtige Amphibolite und Bt-Gneise. Ob die Bt-Gneise im Bereich der „Matzelehnergisse“, welche dort östlich an den Bassler-Granitgneis anschließen, dem Sommerwand-Lithodem oder doch besser dem Brenner-Komplex zugerechnet werden sollten, bleibt nicht zuletzt aufgrund der schwierigen Aufschlussverhältnisse offen. Da bisher in diesem Bereich keine Phänomene einer

T-betonten Überprägung (migmatische Strukturen, Feldspat-Blasten, große Staurolite) beobachtet wurden, werden sie vorerst dem Sommerwand-Lithodem zugerechnet. Die ungewöhnlich große scheinbare Mächtigkeit, im Vergleich zu jener am Hühnerspiel, ist dem Verschnitt mit dem Gelände und der großräumigen Massenbewegung geschuldet. Außerdem musste in diesem Bereich aufgrund fehlender Festgesteinsaufschlüsse besonders stark interpoliert werden.

Bei den Bt-Schiefen der Septe handelt es sich um fein-mittelkörnige, gleichkörnige, stark geschieferte Qtz-reiche Gesteine. Der moderate Anteil an stark hellbraun pleochroitischem und nur schwach chloritisiertem Bt definiert die Schieferung. Hg kommt in Form einzelner, teilweise quer-sprossender Körner sowie als Serizit vor. Pl kann nur selten identifiziert werden und ist weitestgehend serizitisiert. Stellenweise findet sich auch hypidiomorpher Grt. Der Grt-Amphibolit im Bereich der Falbesoner Ochsenalm ist reich an Ep und großen, idiomorphen und Fe-armen (niedrige Interferenzfarben) Czo. Die großen Grt-Augen enthalten im Kern eine alte Foliation. Bt ist bräunlich stark pleochroitisch mit schwach- bis starkem Grünstich. In manchen Bereichen ist Bt vollständig chloritisiert. Weite Bereiche bestehen aus sehr feinkörnigem Ep, der von flaserigen Qtz-Lagen unterbrochen wird. Pl scheint vollständig abgebaut worden zu sein. Akzessorisch finden sich auch Ttn und Ap. Die Schlicke südlich der Brennerspitze zeigen eine ähnliche Zusammensetzung. In manchen Bereichen konnte auch hier eine sehr feinkörnige Ep-Matrix unterbrochen durch Qz-Lagen beobachtet werden. Allerdings ist der Grt-Gehalt reduziert und größerer Ep und Czo fehlt. Dafür hat sich teilweise ein blaugrünlich-bräunlich-pleochroitischer Amph erhalten. Im selben Bereich haben sich auch viele Erzphasen (Ilmenit?) erhalten, welche randlich zu Ttn zerfallen.

Brenner-Komplex

Im Bereich der Brennerspitze wurden die Paragneise und Amphibolite durch Orthogneise intrudiert, welche im Bereich der Mittergratspitze eine Mächtigkeit von mehreren Zehnermetern erreichen, ohne einen gut abgrenzbaren Orthogneis-Körper zu bilden, wie das etwa beim Bassler-Granitgneis der Fall ist. Die Platznahme dieser geringmächtigen Orthogneis-Lagen führte zur Aufheizung der umgebenden Paragneise des Sommerwand-Lithodems und damit zu einer T-betonten Überprägung, die sich im Wachstum von bis zu 5 cm großem St, Grt und Fsp-Blasten äußerte. Darüber hinaus kam es stellenweise zu kleineren partiellen Aufschmelzungen.

Aufgrund der unterscheidbaren Zusammensetzung und Evolution dieser Gesteine können diese vom Sommerwand-Lithodem abgegrenzt und als eigenständige Lithodeme auf dem Kartenblatt ausgeschieden werden. Da die Ortho- und Paragneise eng miteinander „wechsellagern“, was in manchen Bereichen eine Generalisierung notwendig macht, und da diese Gesteine das jüngste prägende Ereignis gemeinsam haben, werden sie zum Brenner-Komplex zusammengefasst. Der Brenner-Komplex wiederum umfasst den Schafgrübler-Orthogneis, die Paragneise des Brenner-Komplexes sowie die Amphibolite des Brenner-Komplexes. Auf der Karte werden vorwiegend und im Zweifel die Paragneise des Brenner-Komplexes ausgeschieden. Nur wo Orthogneise und Amphibolite tatsäch-

lich in ausreichender Mächtigkeit angetroffen wurden, sind sie als eigenständige Lithodeme dargestellt. Geringmächtige Orthogneis-Lagen sowie Dykes sind als lithologische Linien eingetragen.

Schafgrübler-Orthogneis

PALZER-KHOMENKO (2017) beschrieb bereits das Schafgrübler-Lithodem, interpretierte es jedoch irrtümlich als leukokraten Paragneis. Die Vermutung, dass es sich bei den Orthogneis-Lagen der Mittergratspitze um dieselben Gesteine handelt, die auch im Bereich des „Schafgrübler“ vorkommen, liegt aufgrund der petrografischen Zusammensetzung und aufgrund der Lage und Orientierung der Gesteine nahe. Daher werden die hier angetroffenen Orthogneise des Brenner-Komplexes dem Schafgrübler-Lithodem zugerechnet und das Schafgrübler-Lithodem als Ganzes wird zum Schafgrübler-Orthogneis umgedeutet. Hierbei handelt es sich um eine Reihe von Orthogneis-Lagen, welche die umgebenden Paragneise sowie die Amphibolite mit wechselnder Mächtigkeit durchsetzen.

Im Dünnschliff zeigt sich ein relativ gleichkörniges Gestein aus Kfs, Pl, Qtz und Bt. Kfs zeigt häufig gut ausgeprägte Mikroklin-Gitter. Pl ist stark serizitisiert. Bt ist kräftig dunkelbraun gefärbt und scheint sehr frisch. Der Glimmergehalt ist generell sehr niedrig. In einem Schliff wurden große Körner von Hg anstelle von Bt gefunden. Akzessorisch kommen auch Grt, Ttn und Zrn vor. Neben den Kfs-Klasten sind auch Allanite mit Anwachs säumen ein starkes Indiz für den plutonischen Ursprung der Gneise.

Paragneis des Brenner-Komplexes

Die Paragneise des Brenner-Komplexes umfassen alle Gesteine, die von der thermischen Überprägung durch den Schafgrübler-Orthogneis erfasst wurden und nicht eindeutig demselben oder den Amphiboliten zugeordnet werden können. Sie umfassen Bt-reich und arme Gneise, Fsp-Blasten-Gneise, St-Bt-Schiefer, Bt-Schiefer, Bt-Ms-Schiefer, vereinzelt Grt-Glimmerschiefer sowie Gneise mit migmatischen Strukturen. Ob letztere als Migmatite bezeichnet werden können, bleibt offen. Das generelle Fehlen von Kfs sowie das poikiloblastische Überwachsen von Qtz durch Pl deuten jedenfalls auf eine rein metamorphe Überprägung von Paragneisen hin. Der auf Foliationsflächen häufig zufindende St scheint typisch für diese Gneise und erinnert stark an das mylonitische Villergruben-Lithodem, das sich ebenfalls durch quer-sprossenden St auf den Schieferungsflächen auszeichnet. Jedoch bildet das Villergruben-Lithodem eine stark mylonitisierte Glimmerschiefer-Zone, die zwischen Schafgrübler-Orthogneis und den Amphiboliten der Villerspitze leicht abgegrenzt werden kann. Da sich die Paragneise des Brenner-Komplexes aber weniger leicht abgrenzen lassen, bei weitem nicht überall als Mylonit vorliegen und umgekehrt vom Villergruben-Lithodem (noch) keine Fsp-Blastenbildung und keine Orthogneis-Lagen bekannt sind, werden diese beiden Einheiten vorerst getrennt ausgeschieden. Die weitere Bearbeitung des noch ausständigen Gebietes zwischen den beiden bereits kartierten Bereichen sollte in dieser Frage Klarheit bringen.

Im Dünnschliff zeigt sich häufig das Bild eines Pl, welcher Qtz poikiloblastisch umwächst. Pl selbst ist häufig teilweise

bis vollständig serizitisiert, was in manchen Fällen das Bild eines Serizit-Nestes erzeugt, welches Qtz poikiloblastisch umgibt. Teilweise lässt sich in den Pl-Blasten noch eine ältere Foliation erkennen. Demzufolge sind die Pl-Blasten metamorphen, und nicht magmatischen Ursprungs. Der häufig in Form kleiner Körner auftretende, teilweise chloritisierte Grt, der laut RALF SCHUSTER (mündliche Mitteilung, 2019) an Paragneise des Bundschuh-Deckensystems erinnert, ist ein weiteres Indiz, dass es sich um Paragesteine handelt. Auch das Fehlen von Mikroklin-Gittern unterstützt diese These. Grt lässt in manchen Fällen eine Zweiphasigkeit erkennen. Der makroskopisch erkennbare St zeigen sich unter dem Mikroskop zumeist vollständig serizitisiert. Glimmer bilden in den meisten Schliffen einen wesentlichen Bestandteil. Bt ist meistens frisch und liegt in kleinen bis mittelgroßen Leisten vor. Hg bildet in manchen Schliffen mit besonders hohem Hg-Gehalt auch große elongierte Blasten. Generell entsteht der Eindruck, dass mit zunehmender Nähe zu den Orthogneisen sowohl Hg als auch Pl und die Serizit-Nester größer werden. In einem Fall wurde nahe der Seblasspitze ein Gestein mikroskopiert, das als Grt-Glimmerschiefer bezeichnet werden muss. Hier liegt Grt in größeren Augen vor und ist von einem Saum aus Bt und Hg umgeben. Teilweise sind auch reine Hg-Augen vorhanden. Akzessorisch kommen Ap und Zr vor.

Amphibolit des Brenner-Komplexes

An der Straße zwischen Milderaunalm und Brandstattalm wurde im Bereich des „Grüblen“ ein 10er-Meter mächtiger Aufschluss von Bänderamphiboliten mit hellen und dunklen Amphibolit-Lagen, Amphibolititen und Bt-reichen, feinkörnigen Gneisen gefunden. Leider konnten vergleichbare Gesteine nur noch als Rollstücke unterhalb der Seblasspitze und im Oberbergtal auf der Höhe von Seduck angetroffen werden. Eine Interpolation zwischen den beiden Fundstellen erscheint allerdings derzeit zu spekulativ, zumal ungeklärt ist, ob es sich überhaupt um denselben Amphibolit-Zug handelt. Das Fehlen eines Grt-Amphibolits in den Bänderamphiboliten kommt erschwerend hinzu. Allerdings wurde einige Meter unterhalb der Seblasspitze ein stark folierter Mylonit beprobt, der sich im Dünnschliff als Amphibolit darstellte. Möglicherweise handelt es sich dabei um eine mylonitische Variante des Amphibolits vom „Grüblen“, der eine Interpolation bis zum Grat nahe der Seblasspitze zulässt.

Im Dünnschliff zeigen sich in den dunklen Lagen des Bänderamphibolits Pl, Amph, Cpx, Czo und Bt. Amph bildet sowohl wesentliche Teile der Matrix, als auch Augen. In manchen Bereichen kam es an Amph-Lagen auch zur Bildung von Scherband-Boudinage. Pl kommt nur in der Matrix vor und ist teilweise serizitisiert bzw. enthält Pl häufig Czo-Nadeln. Der Qtz-Gehalt ist sehr gering. Im Bt kam es zur Ausbildung von Saginitgitter, die auf einen magmatischen Ursprung hindeuten. Die hellen Lagen bestehen überwiegend aus Qtz, Pl und Bt. Pl ist serizitisiert und enthält Czo. Auch hier enthält Bt Saginitgitter. Daneben finden sich auch großer Hg. Der Schliff des mylonitischen Amphibolits zeigt sich fein- und relativ gleichkörnig mit zahlreichen Scherbändern. Er enthält Amph, serizitischen Fsp, Qtz und Bt. Daneben kommen auch feinkörnige Nester, die pseudomorph aus Grt hervorgegangen sein könnten. Akzessorisch finden sich Zr, Ap, Ttn und Rt.

Dykes

Im Bereich der Brennerspitze wurden neben den Orthogneisen auch noch feinkörnige, nahezu undeformierte Dykes entdeckt. Die subvulkanitisch anmutenden Gesteine ähneln jenen Dykes, die in der „Oberen Rinnengrube“ angetroffen wurden. Ein ganz ähnliches Ganggestein wurde auch auf der Straße zur Milderaunalm bei Kehre 5 (Long: 11.2703, Lat: 47.0917) angetroffen. Im Dünnschliff sind aufgrund der extrem feinkörnigen Textur lediglich Phäno-kristalle von Fsp, Qtz, Bt, kleiner, synkinematisch gewachsener Grt, Cal-Ausscheidungen sowie Turmalin zu erkennen. Der Cal kommt sowohl in Form von Adern, als auch als Zwickel-Füllungen und mitunter als idiomorphe Körner vor. In der Matrix ist auch Czo zu erkennen. Die Intrusionen sind reich an opaken Phasen.

Strukturen

Die Foliation variiert über das gesamte Untersuchungsgebiet hinweg, wobei ein mittelsteiles Einfallen nach Nordost als bevorzugte Richtung erscheint. Im Bereich des Bassler-Granitgneises ist die Foliation zumeist parallel zum Außenrand orientiert. So wurde oberhalb der Falbesoner Ochsenalm zumeist ein mittelsteil bis steiles ($40\text{--}75^\circ$) Einfallen Richtung ENE gemessen. An der Ostflanke des Eingangs zum Falbeson wurde vorwiegend eine Foliation annähernd parallel zum Haupttal mit mittelsteilem ($\sim 50^\circ$) Einfallen nach Nordwest gemessen. Einzelne Flächen waren aber auch parallel zum Falbeson NNW–SSE streichend orientiert. In den „Bassler-Rinnen“ und in der „Kerachgrube“ wurde vorwiegend ein moderates Einfallen nach Nordost gemessen, das im oberhalb liegenden „Hinterm Gemäuer“ auf eine moderat bis steil nach N–NNW einfallende Foliation drehte. Zwischen „Hinterm Gemäuer“ und „Hühnerspiel“ wurden steil nach Norden einfallende Foliationen parallel zum Rand des Bassler-Granitgneises gemessen. Ähnliche Werte lagen auch weiter nördlich zwischen Brennerspitze und Mittergratspitze sowie nördlich der Mittergratspitze vor. Im weiteren Verlauf entlang des Grats zur Seblassspitze wurden die gemessenen Werte sehr viel variabler, wobei das meist steile Einfallen zwischen Süd und Nordost orientiert war. An den subanstehenden Aufschlüssen im Bereich des großen Talzuschubs, der das gesamte Gebiet östlich der Mittergratspitze erfasst, wurden vorwiegend moderat ($\sim 50^\circ$) nach Nordost einfallende Werte ermittelt. Nach Norden hin scheinen diese Werte leicht auf Ost bis Südost zu drehen.

Bei den Faltenachsen scheinen im Untersuchungsgebiet zwei Richtungen vorzuherrschen: Ein Einfallen nach Norden und ein Einfallen nach Nordwesten. Am Taleingang zum Falbeson sowie nahe der Falbesoner Ochsenalm wurden flach nach Norden einfallende Faltenachsen gemessen. Ähnliche Werte wurden im Bereich des Felssturzes nahe Volderau sowie in der „Kerachgrube“ ermittelt. Am Nordrand des Bassler-Granitgneises sowie in den nördlich anschließenden Einheiten wurden flach nach ENE sowie WSW einfallende Faltenachsen gemessen, die erneut parallel zum Rand des Bassler-Granitgneises ausgerichtet waren. Am Grat nahe der Seblassspitze wurden vorwiegend flach nach Nordost einfallende Werte ermittelt, wobei auch E- und ESE-einfallende Faltenachsen und eine Faltenachse mit NW-Orientierung gemessen wurden.

Die Orientierung der Foliation scheint durch die Orientierung des Bassler-Granitgneises und seiner Ränder maßgeblich beeinflusst. Sie zeichnen ebenso wie der lithologische Kontrast zwischen Bassler-Granitgneis und Umgebungsgestein zwei große Faltenstrukturen nach. Eine große Faltenstruktur findet sich im Bereich der „Falbesoner Ochsenalm“ wobei der ENE-orientierte Talverlauf dem Faltenkern zu folgen scheint, bevor er abrupt an der Schrimmennieder-Störung (PALZER, 2015) nach Süden umbiegt. Die zweite große Faltenstruktur wird durch die Bt-Schiefer-Septe innerhalb des Bassler-Granitgneises nachgezeichnet. Der Faltenkern befindet sich in der „Kerachgrube“, beziehungsweise in der Nordost-Wand zum „Hinterm Gemäuer“ unterhalb der Kerachspitze. Messungen an Faltenachsen ergaben in beiden Faltenkernen ein flaches Einfallen nach Norden. Eine dritte Faltenstruktur kann am Grat westlich der Seblassspitze vermutet werden, wo zahlreiche kleinmaßstäbliche Falten und eine stark wechselnde Foliation auf den Bereich eines Faltenkerns hindeuten. Allerdings fehlen in diesem Bereich leicht verfolgbare Lithologie-Kontraste, was eine eindeutige Identifikation einer großen Falte sowie ihrer Orientierung schwierig machen. Hinzu kommen mehrere Störungen und/oder Abrisskanten des großräumigen Talzuschubs, die einerseits ebenfalls für die variablen Messwerte verantwortlich sein könnten, andererseits aber auch eine mögliche Falte verschleiern.

Neben den großen Faltenstrukturen sind auch zwei bedeutende Störungssysteme relevant für die vorliegende Kartierung. Das westliche Störungssystem wurde bereits von PALZER (2015) als Schrimmennieder-Störung beschrieben, die, N–S streichend, steil stehend durch das gleichnamige Joch verläuft und an der der Bassler-Granitgneis ca. 1.500 m dextral versetzt ist. Sie ist an einem Set kleinerer E–W streichender Störungen gestaffelt sinistral versetzt. Diese Störung ist auch für das markante Knie im Bereich der Falbesoner Ochsenalm verantwortlich und legte im Norden die Grundlage für die Entstehung der „Platzengrube“ und das markante, scharf eingeschnittene Ostende der „Villergrube“.

Das zweite Störungssystem weiter im Osten bildet zugleich einen Teil der Hauptabbrisskante des Talzuschubs bei Milders. Gewaltige, mit $\sim 50^\circ$ ENE-einfallende Harnische mit Linearen in Fallrichtung entlang und unterhalb des Grates nordöstlich der Mittergratspitze sowie über den gesamten Grat zur Seblassspitze verteilt, lassen aber vermuten, dass es sich hierbei nicht nur um eine Abrisskante, sondern auch um ein bedeutendes System von Abschiebungen handelt. Nördlich des Grates, wo die Massenbewegung nicht aktiv war, setzt sich in der Verlängerung der Abrisskante ein markanter Bruch fort, der sich aufgabelt und in zwei steilen Rinnen in das Oberbergtal abfällt. Eine mögliche Fortsetzung am gegenüberliegenden Hang wird durch mehrere 100 m mächtige Quartär-Ablagerungen verdeckt. Nach Süden hin setzt sich diese Zone in der morphologisch auffälligen „Matzelehnergisse“ in das Stubaital fort. Am gegenüberliegenden Hang des Stubaitals findet sich die langgezogene markante „Innere Mischbachgrube“, die westlich am Habicht vorbeiläuft und in einer Scharte endet. Dass es sich bei der „Inneren Mischbachgrube“ um eine weiter N–S streichende Störung oder Abschiebung handelt, scheint anhand der auffälligen Morphologie nahelegend. Ob es sich dabei aber auch um die südliche Fortsetzung der vorliegenden Abschiebung handelt, muss ge-

prüft werden. Unter anderem muss geklärt werden, ob sich im Stubaital selbst ein NE–SW orientiertes, gegebenenfalls jüngeres Störungssystem befindet. Denkbar ist auch, dass die „Innere Mischbachgrube“ die sinistral nach Nordosten versetzte Fortsetzung der Schirmennieder-Störung darstellt. Der gerade Verlauf der „Inneren Mischbachgrube“ über die Scharte in ein weiteres, gerades und deutlich eingeschnittenes Tal lassen ein steilstehendes Störungssystem vermuten, demgegenüber die Abschiebungen durch ihr Einfallen von 50° im Verschnitt mit der Topografie keinen geraden Verlauf zeigen.

Quartär

Im unteren Falbeson, rund um die Falbesoner Ochsenalm, finden sich zwischen mächtigen End- und Seitenmoränen des Egesen-Stadials mehrere Terrassenebenen mit großen Blöcken an den vorderen Kanten und feinkörnigen Sedimenten im Rückraum. Die NNW–SSE-Ausrichtung der Terrassenkanten lässt vermuten, dass ein Zusammenhang mit der NNW–SSE orientierten Schirmennieder-Störung besteht, die sich auch für die scharfe Biegung des Falbeson nach Süden an dieser Stelle verantwortlich zeichnet. Etwa 100 m weiter taleinwärts befindet sich ein markanter Moränenwall, der mutmaßlich den Stand des Hochmoos Ferners um 1850 markiert. Wenn dies zutrifft, war die Stelle, an der heute die Regensburger Hütte steht, vor 150 Jahren noch durch einen Gletscher bedeckt. An der orografisch linken Flanke des Talausgangs haben sich unmittelbar oberhalb der Zufahrtsstraße zur Falbesoner Ochsenalm zahlreiche End- und Seitenmoränenwälle erhalten. Die vielen eng nebeneinander liegenden Wälle sprechen für eine Einordnung in das mehrphasige Egesen-Stadial. Bemerkenswert ist hier auch ein Einschnitt, der als ehemaliger Abfluss gedeutet werden kann. Nachdem sich der Egesen-Gletscher zurückgezogen hatte, bildeten sich mehrere Blockgletscher, die heute unterhalb der Falbesoner Ochsenalm und auch im unteren Bereich der „Schrimmen“ vor allem auf Laserscans gut zu erkennen sind. In jüngster Vergangenheit bedeckten teilweise rezent aktive Schutt- und Schwemmkegel vor allem die südwestlichen Hänge.

Bemerkenswerte quartäre Ablagerungen befinden sich auch in der „Kerachgrube“ und vor allem im darüber gelegenen Kar „Hinterm Gemäuer“, wo ein mächtiges Blockgletscher-System das gesamte Kar ausfüllt. Die „Kerachgrube“ selbst wird durch End- und Seitenmoränen und durch kleinere Blockgletscher beherrscht. Im hintersten Bereich der „Kerachgrube“ kam im Westhang zu einer kleineren Massenbewegung.

Mächtige glazigene Ablagerungen befinden sich westlich und nordwestlich des Hühnerspiels. Die genaue Genese der markanten Wälle, mächtigen Quartärabfolge und der tief eingeschnittenen Abflusskanäle bleibt vorerst unklar.

Der gesamte östliche Teil des Untersuchungsgebietes wird durch ein mächtiges Talzuschub-System geprägt, das den gesamten Berg erfasst. Die Hauptabbrisskante beginnt nördlich des „Hühnerspiels“ und zieht sich bis in den Hauptkamm oberhalb der „Kohlgrube“, wo es zu Doppelgrat-Bildungen kommt. Dort dreht sie nach Osten und kann hangabwärts bis nach Milderaun verfolgt werden. In kleinerem Ausmaß wurde auch die Seblasspitze und ihr Nordhang vom Talzuschub erfasst. Hierbei bleibt allerdings offen, ob es sich um ein zusammenhängendes

System handelt, oder ob man die Massenbewegungsphänomene im Norden, insbesondere unterhalb (nördlich) der Brandstattalm, als eigenständiges System betrachten sollte. In jedem Fall scheint der Bereich rund um den „Bichl“ eher stabil zu sein. Im oberen Bereich des Talzuschubs kam es zu teils intensiver Zerrspaltenbildung, insbesondere im Bereich der „Kohlgrube“, der „Madlesböden“, im Kammbereich zwischen „Madlesböden“ und „Malgrube“, zwischen Seblasspitze und Brandstattalm, am „Milderer Berg“, zwischen „Hühnerspiel“ und „Auf der Mure“ sowie oberhalb vom Unteregg-Hof. In diesen Bereichen bilden sich auch bedeutende Hohlräume und Höhlen. Innerhalb des Talzuschubs wechseln sich Gebiete mit subanstehendem Fels mit kleineren, oberflächennahen Massenbewegungen ab. Insbesondere am „Milderer Berg“, zwischen Milderaunalm und „Hühnerspiel“ und unterhalb der Brandstattalm haben sich mächtige Kriechmassen gebildet. In den oberen Bereichen befinden sich auch Blockgletscher, die eindeutig älter sind als der Talzuschub. So kann an vielen Stellen beobachtet werden, dass die Abrisskanten des Talzuschubs die Wälle der Blockgletscher zerschneiden. An der Front des Talzuschubs kam es zur Ausbildung von Bulges, welche im Laserscan mit End- und Seitenmoränenwällen verwechselt werden können.

Am Taleingang des Oberberg-Tals wurden an beiden Seiten Eisrand-Terrassen gebildet. Die Tatsache, dass diese Terrassen an der Front des Talzuschubs nach wie vor erhalten sind, spricht dafür, dass der Talzuschub zu diesem Zeitpunkt bereits wieder stabilisiert war. Allerdings widerspricht diese Beobachtung den zerschnittenen Blockgletschern im oberen Bereich, da davon ausgegangen werden kann, dass die Blockgletscher in jedem Fall jünger sind als die Eisrandterrassen.

2017 kam es nahe dem Campingplatz in Volderau zu einem Felssturz. Die Kartierung in diesem Bereich hat gezeigt, dass sich genau dort der Kontakt zwischen Bassler-Granitgneis und seinem Umgebungsgestein befindet. Dieser Kontakt, der auch in anderen Aufschlüssen als strukturell schwach erschien, ist mit Sicherheit als ein wesentlicher Faktor zu nennen, warum es ausgerechnet an jener Stelle zum Felssturz kam. Das Ereignis zeigt auch, dass der Kontakt des Bassler-Granitgneises zum Umgebungsgestein eine Schwächezone darstellt, der auch die Gletscher bevorzugt folgen konnten. Es ist daher kein Zufall, dass der Kontakt im Bereich zwischen Falbeson und „Matzelehnergisse“ parallel zum Stubaital verläuft.

Das Fehlen von Gletschern und aktiven Blockgletschern in diesem Gebiet sorgt für eine in manchen Sommern angespannte Wasserversorgung der höher gelegenen Almen. So kam es im relativ heißen und trockenen Sommer 2018 zu einer beinahe vollständigen Austrocknung von wichtigen Wasserstellen oberhalb der Brandstattalm. Nach Aussage der Hüttenwirtin häufte sich dieses bisher in diesem Bereich eher unbekanntes Phänomen in den letzten Jahren. Im Zuge dieser Kartierung wurde deutlich, dass für die Wasserversorgung der Almen und des Viehs im Spätsommer und Herbst vor allem die langlebigen Schneefelder entscheidend sind. Diese befinden sich westlich des Hühnerspiels und östlich der Brennerspitze und Mittergratspitze. Diese Schneefelder versorgen vor allem die Quellen nahe der Milderaunalm. Für die Brandstattalm könnte sich die Situation bei zunehmender Trockenheit und Hitze im Sommer daher zuspitzen.

Literatur

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

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.

PALZER, M. (2015): Mapping Report 2014 concerning the Crystal-line between Franz Senn Hütte and Bassler Joch, Stubai Alpen, Tyrol. – Aufnahmebericht, 17 S., 6 Karten, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18377-RA/147/2014]

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

SCHINDLMAYR, A. (1999): Granitoids and Plutonic Evolution of the Ötztal-Stubai Massifs. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Salzburg, 288 S., Salzburg.

SCHMIDEGG, O. (1939): Ranaltwerk (Stubaierguppe) – Bemerkungen zu den Geologischen Profilen und Karte. – Aufnahmebericht, 2 S., 2 Karten, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00630-RA/147/1939]

SCHMIDEGG, O. (1944): Stubai Kraftwerke. – 3 Teile, ungezählte Beilagen, Stubai Kraftwerke, Stubaital. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00428-R]

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Gschnitztal und Stubaital auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MICHAEL SCHUH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet befindet sich im Bundesland Tirol im trennenden Gebirgskamm der beiden zentralalpinen Täler Stubai und Gschnitz.

Etwa 17 km² wurden vom Frühsommer bis Herbst des Jahres 2019 bearbeitet. Als Kartengrundlage dienten auf 1:10.000 vergrößerte Ausschnitte des UTM-Blattes NL 32-03-28 Neustift im Stubaital.

Bei der Bearbeitung des Grundgebirges orientierte man sich an folgenden Kartierungen:

HAMMER, W. (1929): Blatt Ötztal (5146) 1:75.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

MOSER, M. (2008): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000, Blatt 147 Axams, Stand 2011, Ausgabe 2011/07. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Zusätzlich erfolgte die qualitative Erfassung von quartären Formen, Massenbewegungen und anderen Lockergesteinen. Zu deren Abgrenzung wurden deckungsgleiche Laserscans sowie Orthofotos (© TIRIS 2018) herangezogen. Die Reinzeichnung der Karte erfolgte manuell auf Papier.

Das stark zergliederte Gebiet wird im Norden vom Stubaital im Bereich der Gemeinden Volderau und Gasteig begrenzt. Es umfasst nördlich des Hauptkammes (damit ist der trennende Kamm zwischen dem Stubai- und dem Gschnitztal gemeint) die Äußere und die Innere Mischbachgrube sowie deren trennenden und deren begrenzende Kämmen.

Der zentrale Bereich des bearbeiteten Gebietes fällt auf die westliche Hälfte des Habichtmassivs und auf den isolierten Gebirgsstock der Glättespitze.

Südlich des Hauptkammes wurden von Nordosten nach Südwesten die Kare Beilgrube, Bockgrube und Plattental aufgenommen. Diese glazialen Einsenkungen münden in den trogförmigen Talkessel der Traulalm, der ebenfalls kartiert wurde.

Zusätzliche Geländearbeiten fanden weiter im Südwesten, im Massiv der Wetterspitze sowie im östlich anschließenden Verbindungskamm „Hohe Burg“, statt. Die südlich angrenzende „Simmingalm“ und der Talschluss des Gschnitztales mit dem anliegenden, orografisch rechten Hang wurden ebenfalls mit eingearbeitet.

Lithologische Beschreibung der kartierten Gesteine

Wie bereits im Vorjahr werden die im Kartierungsgebiet vorgefundenen Gesteine hinsichtlich ihrer makroskopischen Auffälligkeiten und ihrer Verbreitung kurz beschrieben. Bei der Namensgebung und Unterscheidung der verschiedenen Gesteinstypen sind rein optisch-lithologische Merkmale maßgebend.

Grundsätzlich werden zwei große Gruppen von Festgesteinen differenziert:

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

Undifferenzierte Gneise magmatischen Ursprungs bauen etwa 10 % des Grundgebirges auf. Die wichtigsten Vorkommen wurden an folgenden Lokalitäten festgestellt:

- Südlich der Gemeinde Gasteig an den ersten Aufschlüssen oberhalb der Talfüllung.
- Am Rotspitzl bzw. nördlich und südöstlich davon.
- Nördlich vom Habichtgipfel (von Geofast übernommen).
- Südlich von P. 3033 (Innere Mischbachgrube).
- Im Nordgrat der Äußeren Wetterspitze (muss noch nachgeprüft werden).
- Gangartiges Vorkommen an der orografisch rechten Seite der Bockgrube (muss noch nachgeprüft werden).
- Im zentralen Bereich der Simmingalm an der orografisch linken Seite.
- Ein Streifen an der orografisch rechten Seite der Hohen Burg.

Was die makroskopische Ausbildung dieser Gneise angeht, so gleicht sie im Großen und Ganzen jener der im Vorjahr als Orthogneise bezeichneten Gesteinstypen. Deren Beschreibung wurde daher teilweise übernommen.

Magmatische Gneise stellen eine variable Gruppe auf und sind überwiegend mittel- bis grobkörnig ausgebildet. Deren charakteristische Mineraleinregelung wird vorwiegend

durch nicht isometrisch ausgestaltete 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. Infolgedessen resultieren unebene bis wellige Flächen. Granoblastische Strukturen und Bänderung wurden ebenfalls nachgewiesen.

Generell bilden Gneise magmatischer Herkunft massige, steile Felsstufen und deutlich hervorwitternde Grate. Bei der Verwitterung lösen sich grobe, annähernd isometrische Blöcke, die sich als charakteristisches Erkennungsmerkmal an den Wandfüßen in Form von Geröllhalden sammeln.

In seltenen Fällen konnten **Augengneise** differenziert werden. Solche wurden in einem kleinen Aufschluss nördlich einer verfallenen Almhütte im Gebiet Traulalm (auf der ÖK als P. 1980 bezeichnet), sowie südöstlich von P. 2749 (Wanderweg Bremer – Innsbrucker Hütte) in das Kartenblatt eingetragen.

Zwei kleine Vorkommen sogenannter „**Grüner Gneise**“ treten unmittelbar südlich der Gemeinde Gasteig zutage (Aufschlusspunkte 2019-125 und 126). 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.

Mit dem **Biotit-Granitgneis** konnte eine weitere Variation magmatischer Gneise differenziert werden. Dieser massive Gesteinstyp ist im Gelände unverkennbar und im Aufschluss einfach nachzuweisen. Der namensgebende Biotit ist im Gestein regelmäßig verteilt und hebt sich deutlich vom porzellanweißen Feldspat und dem hellgrauen Quarz ab. Einerseits bildet er diffuse, feinkörnige Wolken, andererseits etwas gröbere Einzelkristalle (< 5 mm). Letztere verleihen dem Gestein ein granitartiges, gesprenkeltes Gefüge. Durchgehende Biotitzellen kommen nicht vor.

Biotit-Granitgneise treten an folgenden Lokalitäten zutage:

- Am Ausgang der Äußeren Mischbachgrube am Felsriegel östlich der Mischbachalm.
- In der Äußeren Mischbachgrube in der talparallelen Felsstufe orografisch rechts der Hauptrinne (in Letzterer treten auch Aufschlüsse zutage).
- Im nordöstlichen Bereich des Kammes, der die Äußere Mischbachgrube von der Inneren trennt.
- Im Westteil des Habichtmassives bis P. 3033.
- Am Rotspitzl.

Die metabasischen Gesteinstypen (in der Legende als **Metabasite** bezeichnet), die im aktuellen Arbeitsgebiet vorgefunden wurden, gleichen generell jenen des Jahres zuvor (SCHUH, 2018). Es können zwei Haupttypen herausgearbeitet werden: Einerseits stellt man feinkörnige Varietäten, andererseits grobkörnige, Gabbroartige Ausprägungen fest.

Erstere sind durch ihre markante, rostbraune bis rostrote Anwitterungsfarbe im Gelände schon von weitem erkennbar. Im Anschlag stets hell, bilden diese Gesteinstypen in Bezug auf die generelle Raumlage diskordante, intrusionsartige Körper oder durchschlagen gangförmig das Umgebungsgestein. Man findet sie in Vergesellschaftung mit Or-

thogneisen auf der orografisch rechten Seite der Inneren Mischbachgrube.

Die grobkörnigen Ausbildungen erscheinen dem Betrachter infolge des hohen Plagioklasanteils granoblastisch-gneisartig. An bestimmten Lokalitäten zeigt sich ein Gabbro-ähnliches Erscheinungsbild (grob, dunkelgrün (bis schwarz), weiß sprenkelig). Ein größeres Vorkommen wurde am von P. 3033 nach Westen herunterziehenden Fels-sporn entdeckt. Punktuelle Aufschlüsse befinden sich im nordöstlichen Arm der Beilgrube (Aufschlusspunkt 2019-160, orografisch links), respektive im nördlichen Gipfelhang der Glättespitze (Aufschlusspunkt 2019-175).

Eine Sonderform, die vom Verfasser ebenfalls den Metabasiten zugerechnet wird, erscheint dem Betrachter im Gelände äußerst markant. Seine dunkelbraune bis schwarz-violett schillernde Anwitterungsfarbe hebt sich deutlich von der Umgebung ab. Der frische Bruch zeigt sich in einem porzellanartigen Weiß (Plagioglas) und wird von dunkelgrünen bis schwarzen, stengel- bis plättchenförmigen Mineralen durchsetzt. Letztere unterstreichen die straffe Schieferung dieser fein- bis mittelkörnigen Gesteinstypen. Die Fundorte befinden sich im südwestlichen Arm der Beilgrube sowie sehr proximal in der Bockgrube zwischen Nördlicher und Südlicher Rötenspitze (Gipfelname ist Hinweis).

Metasedimente: Mit diesem Terminus wurden jene Gesteinstypen bezeichnet, deren Edukte den Sedimentgesteinen angehören. Da meist mehrere, unterschiedliche Ausprägungen vergesellschaftet sind, wurden zwei Hauptvertreter, bei denen entweder Paragneise oder Glimmerschiefer dominieren, unterschieden.

Paragneise sind im Arbeitsgebiet sehr häufig anzutreffen und verteilen sich über die gesamte Fläche. Für eine Beschreibung wird auf SCHUH (2018) verwiesen.

Staurolith führende Paragneise treten im Unterschied zum vorjährigen Arbeitsgebiet relativ häufig auf. Die größten Vorkommen konzentrieren sich auf den Stock der Glättespitze und südlich davon. Die makroskopischen Merkmale dieses Gesteinstyps können im Kartierbericht des Vorjahres (SCHUH, 2018) eingesehen werden.

Glimmerschiefer werden im Arbeitsgebiet nur vereinzelt im Verband mit Paragneisen angetroffen. Morphologisch äußern sie sich in Form von Geländevertiefungen und Grateinschartungen. Letztere entsenden Couloirs in die Gratflanken, die entsprechend feinen Schutt transportieren.

Ein schmaler Glimmerschieferhorizont tritt südöstlich der Gemeinde Volderau, orografisch links des Mischbachwasserfalles zutage (Aufschlusspunkt 2019-194).

Zwei Horizonte konnten bei der Begehung des Südwestgrates der Glättespitze herausgearbeitet werden.

Eine bisher nicht vorgefundene Ausprägung stützt partiell den nördlichsten Felssporn an der orografisch rechten Seite der Inneren Mischbachgrube (Aufschlusspunkt 2019-075). Deren Besonderheit sind die bis mehrere Zentimeter langen Hornblendestengel und -nadeln auf den s-Flächen. Es könnte sich bei diesem Gestein um eine retrograde Bildung handeln.

Struktureller Aufbau

Die tektonischen Strukturen des Kartiergebietes aus dem Jahr 2018 finden in der aktuell bearbeiteten Fläche eine Fortführung. Wie bereits gehabt, liegt eine relativ einheitliche NW–SE orientierte Streichrichtung der Gesteine vor. Planare Gefügeelemente (Foliation) neigen sich demzufolge um diese Streichachse nach Südwesten respektive Nordosten. Lineare Strukturen, wie Faltenachsen und Streckungslineare, sind entsprechend parallel zur Streichrichtung angeordnet. An ausgewählten Lokalitäten kann im Aufschlussbereich eine offenkundige Rotation der Einfallrichtung eingesehen werden: am Südwestgrat der Glättespitze dreht die Foliation an mehreren Gratabschnitten im 10er- bis 100er-Meterbereich um die Hauptstreichrichtung (Wechsel von Nordost auf Südwest und umgekehrt). Die Flächen fallen mit einem mittelsteilen bis steilen Winkel (nie flacher als 45°) ein und bestätigen die Annahme eines großräumigen Faltenbaus. Diese tektonische Gliederung gibt sich ferner anhand parasitärer Syn- und Antiklinalen im Meterbereich kund.

Die in der Legende eigens ausgehaltenen **Mylonite** deuten ebenfalls die tektonische Beanspruchung an. Sie liegen in mehr oder minder mächtigen Horizonten vor und haben sich aufgrund der Kompetenzunterschiede zwischen Ortho- und Paragesteinen vor allem innerhalb metasedimentärer Sequenzen ausgebildet. Eine derartige Situation ist am Südwestgrat der Glättespitze beachtenswert einsehbar: Abfolgen von Paragneisen, Staurolith führenden Paragneisen und Glimmerschiefern werden immer wieder von Mylonithorizonten unterbrochen. Wo die Feinkörnigkeit der Mylonite keine Rückschlüsse mehr auf das Eduktgestein erlaubt, wurden diese Gesteine im Geländebefund als Ultramylonite eingestuft. Wenn das Ausgangsgestein eindeutig als Ortho- oder Paragneis identifizierbar war, wurde dem Edukt bei der Namensgebung die Erweiterung „mylonitisch überprägt(er)“ vorangestellt.

Sprödstörungen konnten selten direkt gemessen werden. Meist sind die eigentlichen Bewegungsflächen so stark schuttbedeckt, dass sie nicht eindeutig messbar sind. Sie wurden folglich als vermutete Störungen abgelegt.

Quartär

Die generelle glaziale Morphologie des letztjährigen Arbeitsgebietes findet ihren Fortgang im aktuellen Gebiet. Es wird hier nicht näher darauf eingegangen.

Der Hauptanteil der vorgefundenen Moräne könnte – so die Annahme des Verfassers – den letzten großen Eisvorstößen im Spätglazial zugeordnet werden (Egesen I bis III). Jene glazialen Formen, die eventuell dem Gletscherhöchststand von 1850 angehören, wurden in einem dunkleren Gelb gehalten.

Noch nicht geklärt ist die stratigrafische Stellung des großen stirnnahen Uferwalles, der oberhalb der Trogkante östlich der Gemeinde Gasteig abgelagert wurde.

Blockgletscher findet man, wie schon im Jahr zuvor, im gesamten Arbeitsgebiet. Die größten lagern in der Äußeren und der Inneren Mischbachgrube. Es existieren keine aktiven Formen.

Von den auf dem UTM-Blatt NL 32-03-28 innerhalb des Kartierungsgebietes eingezeichneten Gletschern sind der Mischbach- und der Pinnisferner von Bedeutung. Auch am Talschluss der Inneren Mischbachgrube und im Kar nördlich Glättespitze stößt man noch auf Eis. Dieses ist jedoch komplett schuttbedeckt. Die übrigen, in der Landeskarte vermerkten Gletscher sind nicht mehr vorhanden.

Literatur

SCHUH, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Gschnitztal auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 161–163, Wien.

Blatt NL 33-10-29 Vöcklabruck

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-10-29 Vöcklabruck

TOBIAS IBELE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das UTM-Kartenblatt NM 33-10-29 Vöcklabruck folgt dem Blattschnitt des neuen UTM-Kartenwerks. Es wird bereits zu einem großen Teil durch das im alten Blattschnitt publizierte Blatt ÖK 47, 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 zwischen November 2016 und April 2018 ein etwa 45 km² großes Gebiet zwischen Eberschwang im Nordwesten, Geboltskirchen im Nordosten und Ottwang am Hausruck im Süden geolo-

gisch kartiert (IBELE, 2017, 2018). Ab November 2018 bis März 2019 wurde dann ein nördlich anschließendes, ca. 24 km² großes Gebiet aufgenommen. Die Ergebnisse dieser Kartierung sind im Folgenden dargestellt.

Das Gebiet der Kartierung 2018/19 reicht von Geiersberg und St. Marienkirchen im Westen über Haag am Hausruck bis zu den Weilern Pommersberg (Nordosten) und Grolzham (Südosten) im Osten. Zusammen mit den Kartierungen 2016/17 (IBELE, 2017) und 2017/18 (IBELE, 2018) deckt es einen rechteckigen Perimeter zwischen der Koordinate RW: 394250 / HW: 5339500 im Nordwesten und der Koordinate RW: 400725 / HW: 5328300 im Südosten (alle Koordinaten in UTM 33N) ab und schließt damit insgesamt zwischen Geiersberg im Norden und Ampflwang im Süden, östlich an Blatt ÖK 47 Ried im Innkreis an.

Im genannten Perimeter des Gesamtgebiets 2016–2019 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. So liegen mit PERESSON et al. (2015, 2016, 2017) aus dem nordöstlichen Gebietsteil Aufschlussbeschreibungen von der Erweiterung der Autobahn A8 (Innkreis Autobahn) vor. Im Vergleich zu den Diplomkartierungen wurde bei den aktuellen Aufnahmen 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 Feldarbeit 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 einzelne, bis zu zwei Meter tiefe Handbohrungen.

Landschaftlich gliedert sich das Kartierungsgebiet 2018/19 in die nördlichen Ausläufer der waldbestandenen Höhenzüge des Hausruck, denen westlich, nördlich und östlich offenes Hügelland mit Siedlungs- und Landwirtschaftsflächen vorgelagert ist. Bei Haag am Hausruck sind teilweise größere Bereiche durch Wohn- und Gewerbegebiete überbaut. Der Kamm des Hausruck teilt sich in den N-S verlaufenden, eigentlichen „Haager Rücken“ sowie einen im Südteil gegen Westen abzweigenden Seitenast, der sich bis südlich Pilgersham erstreckt („Pilgershamer Rücken“), und einen kurzen, gegen Nordnordwest absinkenden Rücken südlich Schernham. Vom Hausruckkamm gehen im Kartierungsgebiet zwei Wasserscheiden aus. Die Gebiete westlich einer Linie Schernham–Jetzing–Grausgrub entwässern in die Antiesen, die zwischen dieser Linie und einer Linie „Haager Rücken“–Eidenedt–Buchegg gelegenen Gebiete in die Pram, und die östlich anschließenden Gebiete in die Trattnach. Der höchste Punkt des Kartierungsgebiets liegt mit etwas über 720 m über Meer im Bereich Schlossberg. Der tiefste Punkt liegt am Bach westlich Pommersberg auf etwas unter 440 m über Meer.

Untermiozän, 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.

Untermiozän, Ottnangium: Ottnang-Formation

Als ältestes Glied wurde die Ottnang-Formation (RUPP, 2008b) ausgeschieden. Sie ist im Gebiet Haag am Hausruck östlich einer Linie ZeiBerding–Reischau unterhalb von 540 m über Meer im Süden und 480 m über Meer im Norden verbreitet und wird überall von der Ried-Formation überlagert. Die Ottnang-Formation ist vor allem entlang von Bachläufen aufgeschlossen, so östlich Reischau, südlich Steinpoint, westlich Aubach und südlich Grolz-

ham. Daneben ist sie bei Steinpoint, im Haager Ortsteil um den ehemaligen Bahnhof und südlich Niedernhaag untief anstehend und wurde durch Baumaßnahmen entlang der Autobahntrasse zwischen Reischau und Nidernhaag an mehreren Stellen aufgeschlossen (PERESSON et al., 2016, 2017). Im Nordosten reicht die Ottnang-Formation bei Pommersberg bis zum tiefsten Punkt des Kartierungsgebiets auf 440 m Höhe hinab.

Bei den Gesteinen der Ottnang-Formation handelt es sich vorwiegend um graue bis blaue, siltige bis feinsandige, oft weiche 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 kommen stärker mergelige und dann zum Teil harte, zu Platten zerfallende Lagen vor. Weniger häufig können hellere, im trockenen Zustand bis ausgesprochen hellgraue oder gelblich-beige sowie andernorts 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.

Im Gebiet Haag am Hausruck weisen die obersten Zehnermeter der Formation im Feld, bei meist typisch blaugrauer Färbung, häufig Charakteristika der Ried-Formation, wie Feinschichtungen und Feinsandbestege, auf. Proben aus diesem Bereich ergaben allerdings eine mikropaläontologische Zuordnung zur Ottnang-Formation.

Zwischen Reitting und ZeiBerding konnte im Bacheinschnitt bei (RW: 398490 / HW: 5335830) der Übergang in die hangende Ried-Formation beobachtet werden (siehe auch IBELE, 2018). 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 Metern unterhalb gelegenen, nächst tieferen Aufschlüssen ganz. Allerdings treten in den nächst höheren westlicheren Aufschlüssen, ca. 30–40 m bachaufwärts, zwischen 545 und 550 m über Meer, nochmals graue, entschichtete, sandige Mergel auf, die lithologisch der Ottnang-Formation angehören. Aufgrund der geringen Zahl der Aufschlüsse kann nicht beurteilt werden, ob es sich dabei um eine Fazieswiederholung, eine Faziesverzahnung oder eine tektonische Komplikation handelt. Eine in diesem Bereich beobachtete kleine Faltenstruktur, weist aber auf einen tektonisch bedingten Aufbruch des Liegenden hin (siehe Abschnitt Tektonik).

Die Obergrenze der Ottnang-Formation liegt im Südosten des Kartierungsgebietes bei 540, im Nordosten bei 480 und im Nordwesten sicher tiefer als 505 m über Meer. Ihre Untergrenze ist im Osten sicher tiefer als 440 m über Meer. Die in den Kartierungsgebieten 2016/17 und 2017/18 (IBELE

2017, 2018) bestimmten Mächtigkeiten von rund 60–70 m können, bei Annahme eines Nord- bis Nordwest gerichteten Einfallens von wenigen Grad (ABERER, 1957), auch für den Bereich Haag am Hausruck angenommen werden.

Untermiozän, Ottningium: Ried-Formation

Nördlich und östlich des „Haager Rückens“ tritt die Ried-Formation unterhalb von 600 bis 630 m über Meer als älteste, an der Oberfläche ausbeißende Einheit auf. Im östlichen Gebietsteil steigt die Untergrenze zur liegenden Ottning-Formation von 480 m über Meer bei Reischau auf 540 m über Meer südlich ZeiBerding an.

In ihrem Verbreitungsgebiet ist die Ried-Formation vereinzelt in ehemaligen Gruben, in Weganschnitten, an den Prallhängen der Bäche und in deren Bachbett abgeschlossen und oft untief anstehend. So stößt man im westlichen Gebietsteil, außerhalb der Decken kiesiger Hanglehne aus dem Hausruckwald, bei St. Marienkirchen-Hatting, im Bereich Grausgrub–Jetzing–Kruglug und Pramerdorf–Hinteregg–Pramwald auf Feldern, in Waldstücken und bei Sondierungen mit dem Erdohrstock häufig auf Ried-Formation. Im östlichen Gebietsteil bildet sie über der Ottning-Formation eine Geländestufe, zu der der Anstieg der Rieder Straße (B 141) bei Reischau, der Rücken von Schloss Starhemberg, der Haager Marktplatz und die Kuppen der Weiler Fürt, Letten (Golfklub) und ZeiBerding gehören.

Bei den Gesteinen der Ried-Formation handelt es sich um hellgraue bis grau- oder olivgrüne und teils gelblichbraune, siltige bis feinsandige Tone und Mergel sowie selten blaugraue Tone und Mergel. 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 langensweise angereichert sein. In Aufschlüssen beobachtet man meist dünn geschichtete, oft feinelaminierte, manchmal schichtweise farblich zwischen hellgrau, braun und graugrün wechselnde, siltige Tone oder plattige, teils harte Mergel. Beispielshaft wurden südlich Pramerdorf (Koordinaten: RW: 396430 / HW: 5338800) fein geschichtete, tonige, an kleinblättrigen Hellglimmern reiche, graue Silte beobachtet, in denen die Hellglimmer alle 1–2 mm in Lagen angereichert sind. Darin eingeschaltet finden sich ca. 10 cm mächtige, härtere und weniger zurückwitternde Bänke, in denen die Hellglimmer-Lagen bis 5 mm auseinander liegen und wellig ausgebildet sind. Während sich die Amplituden um wenige Millimeter bewegen, betragen die Wellenlängen um 10 cm, so dass im Zerfall eine muschelige Struktur entsteht. Selten kann die Ried-Formation eintönig graue, kaum geschichtete, weiche Mergel führen, die dann den Gesteinen der Ottning-Formation stark ähneln.

In Sondierungen mit dem Erdbohrstock und in den Handbohrungen sind graue bis grüne, siltige Tone und helle mergelige Plättchen charakteristisch. Als Lesesteine treten häufig bis über 10 cm messende, oft nur einige Millimeter dicke, sehr harte hellgraue bis kreidig helle Platten, in Maulwurfshügeln auch typischerweise dünne Mergelplättchen auf, die im Gegensatz zur Ottning-Formation bei der Ried-Formation eine meist hellere und im frischen Bruch weniger blaugraue Färbung aufweisen sowie tendenziell härter sind.

Im Grenzbereich zur liegenden Ottning-Formation wurden an einigen Stellen Proben genommen, die durch Felix Hofmayer (Geologische Bundesanstalt) mikropaläontologisch untersucht wurden. Dabei erwiesen sich einzelne der Proben als nicht so leicht einzustufen. So treten in der, makrolithologisch als Ottning-Formation bestimmten Probe diejenigen Faunen der Ried-Formation auf, die bei geringem Sauerstoffgehalt auch in der Ottning-Formation gehäuft sein können, während einige typische Formen der Ottning-Formation fehlen (Mitteilung FELIX HOFMAYER, 2019). Um nicht eine tektonische Störung annehmen zu müssen und aufgrund der makrolithologischen Kriterien wurde das Gestein auf der Karte als oberste Ottning-Formation ausgeschrieben.

Die Obergrenze der Ried-Formation liegt östlich Kruglug auf gut 630 m über Meer, ihre Untergrenze rund 2 km östlich bei Haag am Hausruck auf ca. 490 m über Meer. Damit beträgt ihre Mächtigkeit in diesem Bereich bis zu 140 m.

Untermiozän, Ottningium: Ried-Formation, sandige Fazies

Innerhalb der Ried-Formation lässt sich lokal eine sandige Fazies kartieren. In den südlich und westlich anschließenden Gebieten konnte dabei eine im Bereich der Basis der Formation auftretende Variante vom Typus der Reith-Formation (RUPP, 2008b) von einer innerhalb höherer Formationsteile auftretenden Variante unterschieden werden, die eher der Mehrnbach-Formation (RUPP, 2008b) ähnelt (IBELE, 2018). 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 stets zusammengefasst und vereinfachend als Ried-Formation in sandiger Fazies ausgeschrieben (IBELE, 2018). In der gleichen Weise konnten gering ausgedehnte Körper der sandigen Fazies der Ried-Formation, meist in der Nähe ihrer Basis, auch bei der Kartierung 2018/19 ausgeschrieben werden.

Zur Ried-Formation in sandiger Fazies gestellt wurden im Bereich nordöstlich Fürt (Koordinaten: RW: 399075 / HW: 5337175) an der Basis der Formation auftretende helle, beige bis gelbliche, teils geschichtete, teils ungeschichtete oder durchwühlte Sande mit großen Hellglimmern, die von knorrigen, mergeligen Partien teilweise durchsetzt sind und teilweise mit ihnen wechsellagern. In Bereichen mit Wechsellagerung bildet der Glimmer dünne, die Schichtung hervorrufende Lagen und es kann ein farblicher Wechsel zwischen hellgrau in den mergelreicheren und hellbeige bis gelb in den sandreichen Bänken beobachtet werden. Die mikropaläontologische Untersuchung einer Probe aus diesem Bereich brachte bei auffälliger Individuenarmut keine typische Fauna der Ried-Formation. Auch fehlen gewisse indikative Arten der Ottning-Formation und die vertretenen Lenticulinen zeigen Aufarbeitungserscheinungen. Zusammen mit dem sandigen Detritus spricht dies für eine transgressive Übergangsfazies, die hier an die Basis der Ried-Formation gestellt werden soll.

Im Taleinschnitt nördlich Schloss Starhemberg und am nördlichen Blattrand bei Reischau wurden graugrüne, dickbankig bis massige Sand- und Feinsandsteine mit teilweise großen Glimmern und Muschelschalen als Ried-Formation in sandiger Fazies kartiert. Nördlich Starhemberg bilden sie im Bach kleine Wasserfall-Stufen und stehen

wahrscheinlich im Zusammenhang mit einem natürlichen Quellaustritt und einer weiteren gefassten Quelle zwischen 510 und 520 m über Meer.

Obermiozän, Pannonium: Ampflwang-Formation

Über den Sedimenten des Ottnangiums folgt mit einer Schichtlücke die Ampflwang-Formation (RUPP, 2008b). Sie streicht in wechselnder Mächtigkeit in Höhenlagen zwischen 600 und 640 m über Meer an der Oberfläche aus, so dass ihre Verbreitung auf der Karte bandartig den Hängen des Hausruckwaldes folgt. Dieser Bereich fällt meist mit der Grenze zwischen Wald und landwirtschaftlicher Nutzfläche zusammen. Im Gegensatz zu den südlich angrenzenden Gebieten wurde die, in die Ampflwang-Formation eingelagerte Braunkohle, am „Haager Rücken“ nicht bergmännisch abgebaut. Ihr Verbreitungsgebiet ist daher kaum durch anthropogene Überprägung, sondern lediglich durch eine Geländeverflachung mit häufigen Wasseraustritten gekennzeichnet und wird häufig durch gravitative Massenbewegungen mit Material der überlagernden 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, karbonatfreie Sande auf. Im oberen Teil der Formation sind meist zwei, jeweils bis mehrere Meter mächtige Braunkohle-Flöze und die diese trennenden und überlagernden, hellgrau- silbrigen bis dunkelgrau-schwarzen, meist reinen Tone entwickelt (IBELE, 2018). Im Gebiet der Kartierung 2018/19 tritt die Ampflwang-Formation in Sondierungen mit dem Erdbohrstock fast überwiegend in Form weißlicher, durch Verwitterung auch gelbbrauner, karbonatfreier, Gries-artiger „Klebsande“ auf, wie sie in den südlich angrenzenden Gebieten häufig die tieferen Anteile der Formation bilden. In den höheren Formationsteilen ist Braunkohle in ein bis zwei dünnen Flözen anzutreffen, die kleine Geländestufen bilden. Dort werden in Wurzelballen oder mit dem Erdbohrstock zahlreiche Bruchstücke der Braunkohle gefördert. Entlang kleiner Bachläufe ist der Horizont der Braunkohle durch Passagen wenige Meter tiefer Einschnitte gekennzeichnet, in denen die Kohle teilweise ansteht oder in größeren, durch Unterspülung aus dem Verband gelösten Blöcken im Bachbett liegt.

Im Pilgershamer Wald (RW: 395680 / HW: 5336530) wurden helle, beige, kaum verfestigte Fein- bis Mittelsande beobachtet, die in zentimetermächtigen Lagen mit millimeterdünnen, hellen Tönen wechsellagern. Die Tone zerfallen zu dünnen Blättchen, die mit der Hand beim Zerdücken nicht brechen, sondern verschmieren. Die Sande sind karbonatisch, führen dunkle bis schwarze, punktförmige Komponenten, bei denen es sich wahrscheinlich um Pflanzenhäcksel handelt, und unauffällig Hellglimmer. Die Lithologie erinnert stark an die basale Ried-Formation, wie sie im Gebiet Geboltskirchen bei Scheiben und Brunau (IBELE, 2018) als auskeilende Ried-Formation auch direkt unter Ampflwang-Formation kartiert wurde. Die Position im Pilgershamer Wald entspräche aber in Bezug auf die Ried-Formation ihrem Hangenden. Möglicherweise handelt es sich bei diesen Bildungen um eine wiederkehrende Fazies vor allem mergelärmerer und daher weniger zur Verfestigung neigender Sedimente, die aber nicht an die Basis

der Ried Formation, sondern eher an die Ampflwang-Formation gebunden ist. Bei der aktuellen Kartierung wurde das Vorkommen im Pilgershamer Wald zur Ampflwang Formation gestellt.

Das Top der Ampflwang-Formation bewegt sich im Kartierungsgebiet recht konstant zwischen 635 und 640 m über Meer. Die Basis verläuft uneben meist auf etwa 600 m über Meer, steigt aber zwischen Kruglug und Eidenedt auf über 630 m über Meer an, wobei es sich klar um ein (prä-?) Pannonisches Relief handelt. Die Mächtigkeit der Ampflwang-Formation kann auf maximal 40 m bestimmt werden, wobei sie zwischen Kruglug und Eidenedt maximal wenige Meter beträgt und möglicherweise sogar ganz fehlt. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse sind die Positionen der Formationsgrenzen auf der Karte und die darauf beruhenden Abschätzungen zu Höhenlagen und Mächtigkeiten mit größeren Unsicherheiten behaftet.

Obermiozän, Pannonium: Ampflwang-Formation, Grimberg-Subformation, Pramquellen-Bank

Die Pramquellen-Bank wird von RUPP (2008b) als Untereinheit der Grimberg-Subformation eingeführt und mit dieser in die basale Ampflwang-Formation gestellt. Ihr gehören primär diejenigen der in der Oberösterreichisch-Niederbayrischen Molasse als Lesesteine weit verbreiteten Quarzitkonglomerate an, die sich im Raum Frankenburg in (sub)ansteher Position in den beschriebenen stratigrafischen Kontext stellen lassen (ROETZEL, 1988; KRENMAYR, 1995; RUPP, 2008b) und von ARETIN (1988) auch an den Pramquellen („Symbrunn-Quelle“) bei Schernham beschrieben wurden. Detailkartierungen im Raum Frankenburg zeigten aber auch, dass sich die Quarzitkonglomerate der Ampflwang-Formation nicht nur auf deren Basis beschränken, sondern ebenso in höheren Niveaus der Formation eingeschaltet sein können (KRENMAYR, 1995).

Bei den Quarzitkonglomeraten der Pramquellen-Bank handelt es sich um quarzitisches zementierte, äußerst harte, meist korngestützte Fein- bis Grobkonglomerate, deren gut gerundete weiße, graue und seltener rötliche Komponenten von Quarz und Quarzit in groben Lagen Faust- bis selten Kopfgröße erreichen können. Daneben treten auch massige, praktisch komponentenfreie, weiße oder hellgraue und ebenfalls sehr harte Quarzite auf. Ausgehend von der Matrix zeigt sich oft eine braune bis rötliche oder gelbliche Verwitterungsfarbe und die Oberflächenstruktur kann, aufgrund fehlender Komponenten, löchrig ausgebildet sein.

Das sehr verwitterungsresistente Gestein findet sich in bis mehrere Kubikmeter großen Blöcken in unterschiedlicher Dichte in den Lehm- und Solifluktsdecken des Kartierungsgebietes, wo es in Äckern und Baugruben auftritt und dann, meist kleinräumig anthropogen umgelagert, an Feldrändern und in Bachgräben zu finden ist. Diese kaum fluviatil transportierten Blöcke stellen in ihrer heutigen Verbreitung wahrscheinlich Residuale einer einstmaligen Schichtverband vorhandenen Lage dar, deren Hangendes und Liegendes längst erodiert und abtransportiert wurde. In diesem Sinne markiert das nur bereichsweise gehäufte Auftreten dieser Blöcke wahrscheinlich auch das ungefähre primäre Verbreitungsgebiet der Einheit.

Die Pramquellen-Bank kann nirgends auf größere Distanz im Verband anstehend beobachtet werden. Die in der Kar-

te eingetragenen Aufschlüsse sind Bereiche mit einer großen Dichte an sehr unwahrscheinlich umgelagerten Blöcken, die oft im Bereich von Geländestufen auftreten und leicht talwärts gekippt sind. Wahrscheinlich wird die schon primär möglicherweise wellige und nicht durchgehend zementierte, sehr harte Bank mit ihrem verwitterungsanfälligen Unterlager oberflächennah durch Unterspülung stets in Blöcke zerlegt, die dann als subanstehend bezeichnet werden können.

Als subanstehend wurde die Pramquellen-Bank südlich Schernham, vom Pilgershamer Wald bis zur Pramquelle, an mehreren Stellen flächig auskartiert. An der Typlokalität, der Pramquelle, tritt die oberste Bank aus Quarzitkonglomerat unmittelbar unter der Hausruck-Formation, das heißt am Top der Ampflwang-Formation auf. Darunter folgen über gut 25 Höhenmeter und über eine morphologische Steilstufe ausgebreitet, zahllose bis wohnzimmergroße und in-situ verkippte Blöcke, die insgesamt eine größere Mächtigkeit der Bank implizieren. Die zahllosen Blöcke lassen sich mit der Geländestufe noch ca. 300 m nach Süden bis in den Talgrund verfolgen. Von dort westwärts zeichnet sich auf 620 m über Meer eine obere und auf 600 m über Meer eine untere solche Geländestufe ab. Zusammen mit dem Vorkommen an der Pramquelle und unmittelbar unter der Hausruck-Formation bestätigt diese doppelt auftretende Bankstufe die Befunde von KRENMAYR (1995), dass die Quarzitkonglomerate in mehreren Niveaus der Ampflwang-Formation auftreten können. Westlich der Schottergrube Schernham ist im Pilgershamer Wald nur noch die untere Bank ausgebildet. Sie tritt bei dieser Lokalität (RW: 396150 / HW: 5336825) als eine hangparallel mit rund 3° gegen Nordnordwest einfallende Fläche auf, was wahrscheinlich auf Unterspülung und nachfolgendes Absacken zurückzuführen ist.

In auffälliger Dichte treten, wahrscheinlich residuale, blockgroße Lesesteine der Pramquellen-Bank in den Gebieten Pilgersham-Schernham, Kruglug-Pramerdorf und Eidenedt-Steinpoint-Reischau auf. Dagegen fehlen solche Lesesteine von Steinpoint bis Leithen und im Gebiet Grausgrub weitestgehend.

Die Konglomerate der Pramquellbank werden als Rinnensedimente interpretiert (RUPP, 2008b), wobei der gute Rundungsgrad der Gerölle auf einen größeren Transportweg hinweist. In diesem Zusammenhang ist interessant, dass kaum 200 m nördlich der Pramquelle mit der offensichtlich großen Mächtigkeit der Quarzitkonglomerate, die Ried-Formation bis wenige Meter unter die Hausruck-Formation reicht. Hier vollzieht sich also auf kurze Distanz ein Höhensprung des Prä-Pannonischen Reliefs von rund 30 m, der räumlich mit der hohen Mächtigkeit des Rinnensediments zusammenfällt.

Obermiozän, Pannonium: Hausruck-Formation

Die Hausruck-Formation (RUPP, 2008b) ist das jüngste 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 kleineren Gruben und in Weganschnitten aufgeschlossen. Südlich Scheiben wurde ihr Kies in einer größeren Grube bis vor wenigen Jahren abgebaut. Die Gebiete mit Hausruck-Formation sind durch trockene, steinige Böden sowie die Abwesenheit von Oberflächenwässern gekennzeichnet

und werden ausschließlich forstwirtschaftlich genutzt. In Steilhängen sind stellenweise auffällige Flachstufen ausgebildet, die wahrscheinlich auf linsenartige Bereiche mit sandiger Fazies hinweisen. Sie wurden bei der Kartierung nach morphologischen Kriterien andeutungsweise ausgedeutet, sind insgesamt aber etwas weniger deutlich ausgeprägt als in den südwestlich angrenzenden Gebieten (IBELE, 2017, 2018).

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 anderen 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 fleckenhaft zu Konglomerat verfestigt. Im Gegensatz zu den südwestlich anschließenden Gebieten (IBELE, 2017, 2018) 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 zentimetergroße Gerölle führen. Die Sandeinschaltungen sind aber am „Haager Rücken“ weniger auffällig als in den südlich anschließenden Gebieten.

Am nördlichen „Haager Rücken“ kann im Bereich des Schlossbergs südlich Schernham zwischen 640 m und etwas über 720 m über Meer eine Mächtigkeit von mindestens 80 m für die Hausruck-Formation angegeben werden.

Pleistozän: Umlagerungskiese der Hausruck-Formation

Während der verschiedenen pleistozänen Kaltzeiten wurden Kiese der Hausruck-Formation erodiert und umgelagert (RUPP, 2008b; IBELE, 2017, 2018). Reste dieser Umlagerungen finden sich vielfach als Kiesstreu in den Äckern und Wiesen der Talflanken, wo sie in den Gebieten Eberschwang, Ottnang und Geboltskirchen als Relikte pleistozäner Terrassen angesprochen wurden (IBELE, 2017, 2018). Dabei handelt es sich in der Regel um Vorkommen steiniger Böden auf Kuppen oder konvexen Hangknicken, oder in Lagen, die so weit von anstehender Hausruck-Formation entfernt liegen, dass eine Entstehung als Hangschutt oder kiesiger Verwitterungslehm unwahrscheinlich ist.

Auch bei der Kartierung 2018/19 im Gebiet Haag am Hausruck wurden Bereiche mit stark steinigen Böden auskartiert, wobei sie hier aber nur schwierig bestimmten Höhenlagen und somit einzelnen Terrassenniveaus zugeordnet werden können. Sie sind deshalb auf der Karte als undifferenzierte Pleistozäne Schotter ausgeschieden. Die flächenmäßig größeren dieser Vorkommen liegen zudem nicht auf Kuppen oder in Hanglagen, sondern bilden talbodenähnliche Decken. Dies ist besonders zwischen Niedenhaag und Bachleithen sowie bei Aubach, aber auch nordöstlich Reischau (Gewerbezone bei der Autobahnauffahrt) oder nördlich Meggenbach zu beobachten. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um kaltzeitliche fluviatile

Ablagerungen, die zwar von den rezenten Bachläufen eingeschnitten werden, dabei aber noch weitestgehend erhalten sind. Sowohl an der Böschung der Autobahn bei Reischau (PERESSON et al., 2016), als auch am Einschnitt des Rottenbachs bei Bachleithen ist zu beobachten, dass diese Kiesdecken nur wenige Meter mächtig sind. Die Kiese an der Böschung der Autobahn bei Reischau wurden von PERESSON et al. (2016) als Hochterrassenkiese angesprochen. Die übrigen, als undifferenzierte Pleistozäne Kiese ausgeschiedenen Vorkommen, markieren meist kleinräumige Bereiche sehr steiniger Ackerböden und unterscheiden sich von den „verschwemmten Kiesen“ nur durch einen graduell noch höheren Anteil an Steinen.

Mit der Signatur „verschwemmte Kiese“ wurden stärker steinige Lehme belegt, die mit dem steinigem Hanglehm vergleichbar sind, sich von ihm aber dadurch unterscheiden, dass die Hausruck Formation im aktuellen Umfeld nicht oder nicht mehr als Liefergebiet der steinigen Komponenten in Frage kommt. Diese Vorkommen sind wahrscheinlich als mehrfach umgelagerte kiesige Hanglehme oder als Reste pleistozäner Terrassenschotter zu deuten.

Im Nordwestteil des Kartierungsgebietes konnten zwei Vorkommen pleistozäner Umlagerungskiese bestimmen, auf Blatt 47 Ried im Innkreis (RUPP, 2008a, b) ausgeschiedenen Terrassenniveau zugeordnet werden. So reicht bei Geiersberg im äußersten Nordwesteck der Geiersberg-Schotter auf das Blattgebiet, während sich nordöstlich Ötzing ein Vorkommen der Aichberg-Geinberg-Schotter bis in das Kartierungsgebiet erstreckt.

Pleistozän-Holozän: Verwitterungslehm

Lehme und kiesige Lehme bedecken weite Teile der mäßig geneigten Hanglagen. Dabei handelt es sich um Fließerden (Solifluktuionsdecken), 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 Umlagerungslehm unterschieden, 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 wurden dagegen als verschwemmte Kiese ausgeschieden.

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

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 durchmischte, 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. Dabei sind die Übergänge zwischen Alluvionen, kiesigem Verwitterungslehm und verschwemmten Kiesen fließend.

Anthropozän: Halden, Pinggen, künstlich gestaltete Geländeform

Am Haager Rücken des Hausruckwalds hat kein nennenswerter Braunkohlebergbau stattgefunden. Somit sind im Kartierungsgebiet 2018/19 die natürlichen Geländeformen im Bereich der Ampflwang-Formation weitestgehend erhalten. Dagegen sind künstlich gestaltete Geländeformen in den landwirtschaftlich genutzten Flächen sowie in den Siedlungen häufig anzutreffen und wurden, wo sie klar als solche zu erkennen sind, auf der Karte ausgeschieden. Dazu zählen künstliche Aufschüttungen wie Straßen- und Bahndämme oder Ausebnungen von Feldern. Südlich und östlich Letten wurde im Gebiet des Golfklubs das Gelände über größere Flächen künstlich gestaltet.

Im Zuge einer Grundzusammenlegung in den späten 1970er Jahren kam es zu größeren Geländekorrekturen, die kaum noch als solche erkannt werden können. Sie müssen aber bei der geologischen Interpretation von Geländeformen und Lesesteinen im Bereich der landwirtschaftlichen Nutzflächen stets berücksichtigt werden.

Tektonik

Die Oberösterreichische Molasse im Gebiet des Hausruck ist tektonisch allgemein ruhig gelagert (KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006). Durch Bohrungen, tiefe Geophysik und wenige Schichtmessungen bestätigt, kann ein gegen Nord- bis Nordwest gerichtetes Einfallen von wenigen Grad bestimmt werden (z.B. ABERER, 1957; RUPP, 2008a; IBELE, 2017, 2018), das auf die spätorogene Hebung des Alpenkörpers im Süden zurückzuführen ist.

Bei den aktuellen Aufnahmen wurde in Aufschlüssen am Bach südlich Steinpoint sowie nordöstlich Niedernhaag

stärker geklüftete Ottnang-Formation kartiert, wobei das Gestein teilweise kataklastisch zerbrochen ist. Zusammen mit Beobachtungen beim Sicherheitsausbau der Inntal Autobahn A8 (PERESSON et al., 2016) und am Nordrand von Blatt 47 Ried im Innkreis (RUPP, 2008b) lassen sich die Aufschlüsse bei Steinpoint und Niedernhaag lose zu einer W-E streichenden Störungszone verbinden, die etwa dem Ried-Antitheter der Molassebasis folgt (RUPP, 2008b; KRÖLL et al., 2006). Aufgrund der Lagen der Aufschlüsse von Ried- und Ottnang-Formation zwischen Hundassing und Niedernhaag ist es wahrscheinlich, dass sich die Störungszone oberflächennah aus mehreren kurzen Einzelstörungen zusammensetzt, die zwischen W-E und WNW-ESE streichen. Sie wurden jeweils als vermutet in der Karte eingezeichnet. Anhand der unterschiedlichen Höhen der Basis der Ried-Formation lässt sich ein, in Bezug auf das südgerichtete Einfallen der Molassebasis antithetischer Versatz vermuten, der die nordöstliche Seite um maximal einige Meter relativ tiefer versetzt.

In einem Aufschluss am Bach südlich ZeiBerding fällt die Ottnang-Formation mit 35° gegen Süden (Azimut 195) ein. Fünf bis zehn Meter weiter nördlich wurde ein Einfallen von 48° gegen Norden (Azimut 008) gemessen. Daraus ergibt sich das Bild einer kleinen, W-E streichenden und leicht nordvergenten Faltenstruktur. Dem entspricht auch ein etwa 100 m langer Aufbruch von Ottnang-Formation aus basaler Ried-Formation. Bei Falten dieser Größenordnung kann es sich sowohl um lokale Kompressionsstrukturen, als auch um synsedimentäre Rutschfalten handeln.

Post-mittelmiozäne kompressive Tektonik in der Molassezone ist nur westlich Salzburg bekannt (ORTNER et al., 2015). Im oberösterreichischen Abschnitt der Alpenfront endete sie im frühen Miozän (HINSCH, 2013; BEIDINGER & DECKER, 2014) und noch vor der Sedimentation der Ottnang-Formation. Differenzielle Hebung der Vorlandmolasse ab dem Pliozän (GENSER et al., 2007; GUSTERHUBER, 2013) orientierte sich dagegen wahrscheinlich an präexistierenden Bruchsystemen, die aus dem mesozoisch-paläozoischen Untergrund und dem angrenzenden Böhmisches Massiv als vorwiegend NW-SE und NE-SW streichende Störungszonen bekannt sind (KRÖLL et al., 2006). Bei einer Reaktivierung dieses präexistenten Bruchmusters im Untergrund sind einzelne initiale tektonische Erscheinungen auch in der überlagernden Molasse zu erwarten.

Literatur

ABERER, F. (1957): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **50**, 23–93, Wien.

ARETIN, G. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Hausruckgebietes auf Blatt 48 Vöcklabruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131**, 404–405, Wien.

BEIDINGER, A. & DECKER, K. (2014): Quantifying Early Miocene in-sequence and out-of-sequence thrusting at the Alpine-Carpathian junction. – *Tectonics*, **33**, 222–252, Washington, D.C.

DECKERS, S. (1988): Geologische Karte des östl. Hausruckgebietes (östl. von Ampflwang) 1:10.000. – Unpublizierte Diplomkarte, Universität München, München.

GENSER, J., CLOETINGH, S. & NEUBAUER, F. (2007): Late orogenic rebound and oblique Alpine convergence: New constraints from subsidence analysis of the Austrian Molasse basin. – *Global and Planetary Change*, **58**, 214–223, Amsterdam.

GUSTERHUBER, J. (2013): Multidimensional Basin and Petroleum Systems Modeling in the Molasse Basin, Austria. – PhD Thesis, Montanuniversität Leoben, 152 S., Leoben.

HINSCH, R. (2013): Laterally varying structure and kinematics of the Molasse fold and thrust belt of the Central Eastern Alps: Implications for exploration. – *American Association of Petroleum Geologists, AAPG, Bulletin*, **97**, 1805–1831, Tulsa.

IBELE, T. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-10-29 Vöcklabruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 434–437, Wien.

IBELE, T. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-10-29 Vöcklabruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 176–181, Wien.

KALTBEITZER, J. (1988): Geologische Karte des Hausruckgebietes östl. von Eberschwang (Oberösterreich) 1:10 000. – Unpublizierte Diplomkarte, Universität München, München.

KRENMAYR, H.G. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 484–485, Wien.

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

KRÖLL, A., MOTSCHKA, K., MEURERS, B., SLAPANSKY, P. & WAGNER, L. (2006): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

ORTNER, H., AICHHOLZER, S., ZERLAUTH, M., PILSER, R. & FÜGENSCHUH, B. (2015): Geometry, amount, and sequence of thrusting in the Subalpine Molasse of western Austria and southern Germany, European Alps. – *Tectonics*, **34**, 1–30, Washington, D.C.

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.

PERESSON, M., POSCH-TRÖZMÜLLER, G., BIEBER, G., HOBIGER, G., RABEDER, J., RÖMER, A., RUPP, C. & SUPPER, R. (2015): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Oberösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten und schlecht aufgeschlossene Regionen sowie auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. Jahresendbericht 2014. – *Neue Bauaufschlüsse – Neues Geowissen: Oberösterreich*, 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18399-R]

PERESSON, M., POSCH-TRÖZMÜLLER, G., HOBIGER, G., RABEDER, J. & RUPP, C. (2016): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Oberösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten und schlecht aufgeschlossene Regionen sowie auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. Jahresendbericht 2015. – *Neue Bauaufschlüsse – Neues Geowissen: Oberösterreich*, 132 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18834-R]

PERESSON, M., POSCH-TRÖZMÜLLER, G., HOBIGER, G., RABEDER, J. & RUPP, C. (2017): Geologische Bearbeitung kurzfristiger Aufschlüsse in Oberösterreich mit Schwerpunkt auf infrastrukturelle Bauten und schlecht aufgeschlossene Regionen sowie auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen. Jahresendbericht 2016. – *Neue Bauaufschlüsse – Neues Geowissen: Oberösterreich*, 160 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19148-R]

PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, 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.

ROETZEL, R. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär nördlich und östlich von Frankenburg auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131**, 403–404, Wien.

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

RUPP, C. (2008b): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 47 Ried im Innkreis. – 100 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

RUPP, C. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 3329 Vöcklabruck-Ost. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153/1–4**, 433–434, Wien.

SCHLÄGER, A. (1988): Geologische Karte des Hausruckgebietes nördlich von Ottwang/OÖ 1:10.000. – Unpublizierte Diplomkarte, Universität München, München.

Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

HOLGER GEBHARDT

Arbeitsgebiet

Im Jahr 2019 wurde mit der Kartierung des südwestlichen Viertelblattes von NM 33-12-13 Hollabrunn begonnen. Von diesem wiederum ist die westliche Hälfte vor kurzem von ROETZEL (2015) veröffentlicht worden. Die kartierten Gebiete sind ausschließlich der Autochthonen Molasse zuzurechnen, weitere tektonische Einheiten kommen nicht vor. Zusätzlich wurden die Einheiten der „Jüngeren (quartären) Bedeckung“ geologisch kartiert. Vom Autor wurden zum Auffinden der häufig von geringmächtigem (wenige dm) Löss verdeckten Laa-Formation zahlreiche Handbohrungen bis 1 m Tiefe durchgeführt. Das bearbeitete Gebiet umfasst die nördliche Hälfte der Osthälfte des südwestlichen Viertelblattes. Dieses reicht von Göllersdorf im Norden bis nach Unterhautzentral im Süden und von Stranzendorf im Westen bis zum Schloss Schönborn im Osten. 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; ROETZEL, 2015), bzw. den eigenen Beobachtungen.

Kartierte Einheiten

Autochthone Molasse

Laa-Formation (Karpatum)

Im Arbeitsgebiet kommt die Laa-Formation in drei verschiedenen Faziesvarianten vor, die auch im Kartenbild getrennt dargestellt werden: konglomeratisch, sandig und tonig-mergelig. Laa-Formation tritt vorwiegend entlang der

meisten West- und Südhänge der Täler auf, da die Ost- und Nordhänge fast immer von teilweise sehr mächtigen Löss-Schichten überdeckt sind (siehe unten).

Die weitaus häufigste Fazies besteht aus dunkelgrauen Tonmergeln (bzw. Siltsteinen) und untergeordneten dünnbankigen (mm–cm) Sanden und Sandsteinen. In der Ziegelgrube der Fa. Wienerberger in Göllersdorf (Grenzgebiet zu Blatt 23 Hadres; ROETZEL et al., 2009) sind im unteren Teil mergelige Ton-Siltsteine mit cm-dicken Sandsteinlagen aufgeschlossen, die im oberen Teil sukzessive in tonig-siltige Sandsteine von bis zu mehreren Meter Mächtigkeit übergehen. Die tonig-siltigen Schichten sind teilweise reich an Mikrofossilien (hauptsächlich planktische und benthische Foraminiferen, Diatomeen), die ein karpatisches Alter anzeigen (oberes Untermiozän, ROETZEL et al., 2009; GEBHARDT, 2018). Im Steinbruch Wienerberger gibt es auch einzelne Lagen mit zerbrochenen dünnchaligen Muscheln. Die feinkörnigen Gesteine verwittern hellgrau bzw. später grünlich (Mergel) bis gelblich (Mergel, Sandsteine). Weitere Vorkommen der tonig-mergeligen Fazies befinden sich nordöstlich und südöstlich von Eitzersthal, nordöstlich und südöstlich von Oberparschenbrunn, in Viendorf, nördlich von Stranzendorf, sowie östlich von Unterparschenbrunn.

Die überwiegend sandige Fazies tritt sehr viel seltener auf. Aufgrund der gelben Verwitterungsfarbe können die Sedimente im aufgelockerten Zustand leicht mit dem fast überall auftretenden Löss verwechselt werden. Die Dicke der Sandsteinlaminae bzw. Sandsteinbänke reicht von wenigen Millimetern bis zu mehreren Metern. Auffällige Sedimentstrukturen wurden wegen der Verwitterungsanfälligkeit nicht gefunden. Vereinzelt tritt horizontale Laminierung oder Schrägschichtung auf. Östlich von Oberparschenbrunn wurde ein Vorkommen mit Planzenhäckseln gefunden. Weitere Vorkommen befinden sich nördlich von Oberparschenbrunn und östlich von Unterparschenbrunn.

Die konglomeratische Fazies fällt durch Gerölle von 1 bis 20 cm Durchmesser auf, die auf den abgeernteten Äckern leicht zu finden sind. Einzig in einem Graben nordöstlich der Ziegelgrube Wienerberger wurde die konglomeratische Fazies anstehend gefunden, sodass dort der Schichtaufbau und die Lagerungsverhältnisse studiert werden können. Der Aufschluss befindet sich allerdings bereits auf

dem anschließenden Nachbarblatt 23 Hadres. Alle anderen Vorkommen sind Lesesteine. ROETZEL et al. (2009) beschreibt diese Fazies im Detail aus dem sich nördlich anschließenden Kartenblatt (matrixgestützte Kiese mit kalkigen Tonsiltten, die als debritische Rinnenfüllungen interpretiert werden; siehe auch GEBHARDT, 2018). Die kartierten Vorkommen befinden sich im Norden des Arbeitsgebietes nordöstlich von Göllersdorf, nordwestlich von Eitzersthal und südöstlich von Wischathal.

Junge Bedeckung

Fluviatile Schotter (Pliozän/Pleistozän)

Östlich von Stranzendorf am Westrand des hier bearbeiteten Gebiets befindet sich eine große Sandgrube (FINK & PIFFL, 1976; heute Sportplatz), in der hauptsächlich Löss für Baumaßnahmen abgebaut wurde. An der östlichen Wand sind stark zementierte fluviatile Schotter (Konglomerate) in 300 m Seehöhe unterhalb von Lössen und Paläoböden aufgeschlossen. Nach RABEDER (1981) sind diese in den Grenzbereich Pliozän/Pleistozän zu stellen. Zumindest sind sie älter als die Säugetierfundschiefer G mit einem Alter von etwa 2,14 Ma (in RABEDER, 1981). In der selben Grube wurden jedoch auch wesentlich ältere (spätpliozäne) Lössen und Rotlehme angetroffen. Die Alter wurden durch paläomagnetische Datierungen bestätigt.

Älterer Deckenschotter (Höhere Terrassenschotter, Günz-Eiszeit)

Östlich des Göllersbaches und des Porraubaches werden zwischen den Höhenmetern 210 und 230 große Flächen von Älterem Deckenschotter bedeckt, die auch bei Viendorf in größerem Maßstab und nordöstlich von Schloss Schönborn in kleinerem Maßstab abgebaut wurden. Die Schotter entsprechen den bisherigen Beschreibungen (z.B. GEBHARDT, 2016). Westlich des Göllersbaches wurde am östlichen Ortseingang ein kleines Vorkommen in gleicher Höhenlage angetroffen, das auch schon in der Karte von GRILL (1957) eingezeichnet ist.

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 im gesamten Arbeitsgebiet ein. Lössprofile mit Paläoböden (Rotlehme) sind weit verbreitet. Die Rotlehme treten insbesondere im Kontaktbereich zur unterlagernden Laa-Formation auf. Leicht zugängliche, mehrteilige Lössprofile mit Paläoböden wurden an folgenden Stellen angetroffen: Fußballplatz westlich Göllersdorf nahe der Weinviertler Schnellstraße S3, südlich Unterparschenbrunn entlang der Straße nach Oberhautzentral sowie in der oben erwähnten Sandgrube östlich von Stranzendorf. Im Rahmen der Kartierung wurden keine Altersdatierungen der verschiedenen Lössablagerungen getätigt. Aufgrund der Lagerungsverhältnisse reicht das Alter der Lössablagerungen vom obersten Pliozän (Stranzendorf; RABEDER (1981), bis in das Spätpleistozän (z.B. östlich Göllersbach, auf Älterem Deckenschotter (Günz-Eiszeit; FUCHS & GRILL, 1984) aufliegend).

Gleit- und Rutschmassen (Würm bis Spätglazial, teilweise rezent)

Vorkommen von Massenbewegungsablagerungen wurden nur an einer Stelle im Arbeitsgebiet angetroffen. Diese liegt in Lössvorkommen mit relativ steilen Hangwinkeln und ist verhältnismäßig kleinräumig (nördlich des Eisenbergs). Große Massenbewegungen mit deutlich im Gelände erkennbaren Abrisskanten wie in LOTTER & GEBHARDT (2018) beschrieben, wurden im Arbeitsgebiet nicht beobachtet.

Soliflukts- und Flächenspülungssediment

Die braunen, oft kalkfreien Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. In vielen kleinen Tälerchen 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. Göllersbach, Porraubach, Parschenbrunner Bach) sowie den kleineren Zuflüssen kartiert (ebene Fläche entlang von noch existierenden und ehemaligen Wasserläufen).

Schwämmfächer

Deutliche kegelförmige morphologische Erhebungen in Verbindung mit Einmündungen von Bächen oder Taleinkerbungen wurden südlich von Stranzendorf und nördlich des Eisenbergs kartiert.

Anthropogene Ablagerung/Bedeckung (Anschüttung, Verfüllung, Dämme)

Künstliche Anschüttungen wurden beim Bau der S3 an zahlreichen Stellen vorgenommen. Im Bereich des ehemaligen Abbaus der Grube Wienerberger bei Göllersdorf wurde Abraummateriale wiederverfüllt. Dämme zur Hochwasserabwehr befinden sich im Porraubach östlich Viendorf und westlich der S3 gegenüber dem Golfplatz Schloss Schönborn. Daneben gibt es zahlreiche kleinere Anschüttungen innerhalb von Siedlungen (z.B. westliches Ende von Unterparschenbrunn), die aber nicht in allen Fällen in die Karte eingetragen wurden.

Strukturelle Interpretation

Der gesamte in 2019 kartierte Bereich fällt in die Alpin-Karpatische Vortiefe (Autochthone Molasse). Aufgrund der tiefgründigen Verwitterung und der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung des Arbeitsgebietes konnten keine Einfallswerte gemessen werden. Auch die Interpretation der kartierten Ausbisslinien brachte keine Hinweise auf Störungen oder andere Strukturelemente. Das in der Grube Wienerberger bei Göllersdorf messbare Schichteneinfallen (generell ca. 25° Richtung NNE) liegt knapp außerhalb

des Arbeitsgebietes, wie auch das oben erwähnte Konglomerat der Laa-Formation (Einfallen 245/15). Eine detaillierte tektonische Analyse der dort auftretenden Gesteine der Laa-Formation weist auf listrische Abschiebungen und en-echelon-angeordnete Kippschollen hin (ROETZEL et al., 1999, 2009). Eine in der Literatur erwähnte Verwerfung weist auf teilweise sehr junge (pleistozäne) tektonische Aktivitäten hin (Sandgrube Stranzendorf; RABEDER, 1981; FUCHS & GRILL, 1984).

Literatur

- FINK, J. & PIFFL, L. (1976): Stop 6/4: Schottergrube Stranzendorf. – In: FINK, J. (Ed.): Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte, Volume 1, 102–109, Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien.
- FUCHS, W. & GRILL, R. (1984): Geologische Karte von Wien und Umgebung, 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien
- 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. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 190–196, 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 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.
- RABEDER, G. (1981): Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem älteren Pleistozän von Niederösterreich. – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **8**, 1–373, Wien.
- ROETZEL, R. (2015): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 39 Tulln. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ROETZEL, R., CICHÁ, I., STOJASPAL, F., DECKER, K., WIMMER-FREY, I., OTTNER, F. & PAPP, H. (1999): C5 Göllersdorf – Ziegelei und Tonbergbau Wienerberger. – In: ROETZEL, R. (Ed.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 22 Hollabrunn, Geogenes Naturraumpotential der Bezirke Horn und Hollabrunn, 335–341, Geologische Bundesanstalt, 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.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 mit Erläuterungen. – 47 S., 2 Karten, Geologische Bundesanstalt, Wien.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2019

Band/Volume: [159](#)

Autor(en)/Author(s): diverse

Artikel/Article: [Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2016–2019 357-417](#)