gie. Die initiale Aufschmelzung zeigt sich bevorzugt in den biotitreichen Paragneisen und deren hoher Sillimanit- und Cordieritgehalt weist auf „dehydration melting“ als maßgeblich für die Migmatisierung. Die eingelagerten hellen Orthogneise sind vergleichbar den verbreiteten Orthogneisen im Ostrong-Gebiet (GK 36 Ottenschlag). Dass die initiale Aufschmelzung der Orthogneise in geringmächtigen Lagen oder nur randlich erfolgte, lässt die Aufschmelzung dieser kalifeldspatbetonten Gesteine durch Fluidzufuhr aus den umgebenden Paragesteinen vermuten. Der Amphibolit mit Eklogitrelikten erinnert einerseits an die Metabasitkörper („Granatpyroxenit“) auf Blatt Ottenschlag und auch auf Blatt Zwettl ist ein Eklogitkörper, bei Gutenbrunn südöstlich von Zwettl, aufgeschlossen. Damit reiht sich der kleine erbohrte Amphibolitkörper, als bislang nördlichstes bekanntes Vorkommen, in die Eklogitvorkommen im östlichen Teil der Monotonen Serie ein.

Der Rastenberger Granodiorit und Weinsberger Granit wurden ebenfalls in charakteristischer Ausprägung erbohrt, wobei beim Weinsberger Granit auch der unmittelbare Kontaktbereich zu den Paragneisen aufgeschlossen wurde. Dieser zeigt die Durchdringung und Aufschmelzung der Paragneise durch den Granit. Mit Paragneisschollen bis zu 500 m westlich vom Kontakt südwestlich Moidrams ist eine signifikante Aufnahme von Paragesteinen im Randbereich der Granitintrusion belegt. Saure Ganggesteine sind im Weinsberger Granit verbreitet, in der Monotonen Serie hingegen selten. Zu bemerken ist auch, dass westlich Zwettl Weinsberger Granit erbohrt wurde, wo auf der geologischen Karte (GK 21 Zwettl) noch Paragesteine verzeichnet sind und ebenso am Zwettler Berg Rastenberger Granodiorit statt Paragneis aufgeschlossen wurde. Dies ist ein Hinweis, dass bei der Kartierung in den schlecht aufgeschlossenen Gebieten um Zwettl die Ausdehnung der Paragesteine zu weit interpretiert wurde.

Die spröden Scherzonen im Weinsberger Granit, die mit der Alteration des umgebenden Granits verbunden sind, könnten mit einer frühen Aktivitätsphase des Vitiser Störungssystem in Verbindung stehen. Dies insofern, als entlang der Hauptstörung dieses Störungssystems im Weinsberger Granit verbreitet Gangquarz gebildet wurde. Die Vitiser Störung hat SSW–NNE streichend den Kontakt Weinsberger Granit/Monotone Serie linksseitig versetzt und durchsetzt die Monotone Serie zwischen Niederstrahlbach und Großhaslau. In den Bohrungen zeigte sich die Ausdehnung dieses Störungssystems in Form einer deutlichen kataklastischen Auflockerung bzw. starken Klüftung. Diese reicht von der Hauptstörung bei Niederstrahlbach, sowohl in Paragesteinen wie im Granit, rund einen Kilometer weit nach Südosten. Ein anderes, NW–SE streichendes, dextrales Störungssystem streicht nordöstlich an Zwettl vorbei und erscheint auch morphologisch wirksam. Dieses Störungssystem streicht parallel zum Störungssystem, das von östlich Weitra über Jagenbach die Weinsberger Granitintrusion durchsetzt und könnte in Zusammenhang mit der neogenen Reaktivierung der südböhmischen Oberkreidebecken stehen.

Bemerkenswert bei der quartären Überlagerung war insgesamt, dass nur geringmächtige Überlagerung aus umgelagertem verwittertem Kristallin sowie Auenablagerungen auftreten. In keiner der Bohrungen überlagern neogene Sedimente, Kiese, Lehme oder Lösslehme das Kristallin.

Blatt 21 Horn

Bericht 2014 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn

Friedrich Finger & Gudrun Riegler

(Auswärtiger Mitarbeiter und auswärtige Mitarbeiterin)

Zwei Aufgabenstellungen bestanden im Berichtsjahr: Eine erste umfasste den weiteren Ausbau der Datenbasis für den Bittescher Gneis. Zu diesem Zweck wurden mehrere Steinbrüche im Nordteil von Blatt Horn zwischen Rodingersdorf und Irnfritz beprobt. Der zweite Punkt betraf die geochemische Charakterisierung der beiden kleinen Orthogneisvorkommen bei Maissau südöstlich der Diendorfer Störung und bei Maria Dreieichen (Moravikum-Fenster im Moldanubikum), welche in den bestehenden Karten ebenfalls als Bittescher Gneis eingestuft sind (Schnabel et al., 2002).

Die Proben von Bittescher Gneis aus dem Nordteil des Kartenblattes Horn sind geochemisch unauffällig. Wie weiter im Süden (Finger & Riegler, 2014) handelt es sich um SiO_2-reiche Granodiorite mit Natriumvormacht bei den Alkalien. Auch zeigt sich wieder das für den Bittescher Gneis sehr typische hohe Sr/Zr-Verhältnis. Geringe Variationen zwischen einzelnen Proben sind einerseits auf magmatische Differenziation zurückzuführen, wobei Ti und Zr als Index dienen können (Finger & Riegler, 2014). Andererseits tritt fallweise, und zwar besonders bei stärker deformierten Proben, eine geochemische Alteration auf. Diese umfasst Ca- und Sr-Verluste im Zuge der Serizitisierung von Plagioklas sowie Na-K-Verschiebungen im Zusammenhang mit der Albitisierung von Kalifeldspat.

Im Steinbruch Geißruck fand sich als Besonderheit eine mehrere Zentimeter dicke Lage eines Biotitschiefers im Bittescher Gneis. Diese wurde ebenfalls analysiert (Fi 11/14). Hohe Gehalte an MgO, Cr und Ni lassen vermuten, dass es sich um die Reste eines Metabasits handelt (ehemaliger basaltischer Gang?). Es ist anzunehmen, dass das Material während der variszischen Metamorphose durch Stoffaustausch mit dem umgebenden Bittescher Gneis biotitisiert und dadurch geochemisch massiv verändert wurde. Bei der Biotitisierung kam es zu einer Anreicherung aller jener Elemente, die der Biotit in sein Kristallgitter einbauen kann, also K_2O, Al_2O_3, MgO, FeO und bei den Spurenelementen Ba und Rb. Aufgrund der Verhältnis-

se der immobilen Elemente Ti, Zr, Th, Nb und Y kann man schließen, dass das Protolithmaterial die Charakteristik eines tholeiitischen Intraplattenbasalts hatte.

Im Steinbruch WNW Mödring, an der Straße nach Irnfritz, steht der Bittescher Gneis in (vermutlich tektonischem) Kontakt zu Amphiboliten im Hangenden (Gföhl-Deckensystem des Moldanubikums?). Aber auch im Bittescher Gneis selbst treten einige geringmächtige Amphibolitlagen auf. In beiden Fällen handelt es sich um Metabasite mit moderater Anreicherung der Mantel-inkompatiblen Elemente, vergleichbar mit einem E-MORB oder einem tholeiitischen Intraplattenbasalt. Während Probe Fi 14/14 aufgrund hoher Cr-Gehalte als relativ primitives, eventuell sogar kumulatives Magma eingestuft werden kann, ist Probe Fi 15/14 anscheinend etwas höher differenziert mit geringerem Cr- aber höherem Ti- und Zr-Gehalt. In den hangenden Amphiboliten findet man untergeordnet auch Lagen von feinkörnigen und kompakten grünlichen Gneisen (Fi 13/14). Es handelt sich dabei vermutlich um Pa-

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k
Probe	Fi 1/14	Fi 2/14	Fi 3/14	Fi 4/14	Fi 5/14	Fi 6/14	Fi 7/14	Fi 8/14	Fi 9/14	Fi 10/14	Fi 11/14
SiO_2	74,56	73,58	74,04	64,79	72,36	74,12	72,50	72,19	73,21	73,16	41,94
TiO_2	0,13	0,13	0,11	0,49	0,16	0,02	0,16	0,16	0,17	0,18	2,06
Al_2O_3	14,37	15,21	14,86	16,85	14,94	14,97	15,23	14,96	14,88	14,66	16,44
Fe_2O_3	0,87	1,09	0,86	4,28	1,57	0,62	1,38	1,47	1,30	1,70	13,66
MnO	0,01	0,01	0,01	0,08	0,05	0,06	0,06	0,02	0,01	0,01	0,21
MgO	0,32	0,54	0,26	2,81	0,55	0,28	0,31	0,48	0,31	0,83	11,93
CaO	1,17	0,84	0,56	3,08	1,25	0,64	1,27	1,86	1,87	0,73	1,31
Na_2O	5,81	4,97	4,42	3,89	4,37	4,58	4,50	5,29	4,44	3,98	0,29
K_2O	1,65	2,79	4,11	2,52	3,21	3,93	3,47	2,41	2,96	3,59	6,85
P_2O_5	0,09	0,09	0,08	0,16	0,10	0,15	0,09	0,07	0,06	0,05	0,29
GV	1,06	1,15	0,90	1,49	1,76	0,93	1,48	1,36	0,96	1,29	4,72
Total	100,04	100,40	100,21	100,44	100,32	100,30	100,45	100,27	100,17	100,18	99,70
Rb	42	77	126	103	121	151	156	60	82	104	329
Sr	356	285	277	461	364	115	184	635	644	387	58
Ba	366	637	778	432	684	182	552	839	1280	1050	1107
Th	6	5	3	6	9	u.d.N.	10	2	9	10	3
La	19	20	16	9	28	5	29	20	28	31	58
Ce	37	36	32	25	49	8	55	46	48	54	86
Nd	21	17	14	12	22	3	26	15	21	28	30
Ga	16	19	18	18	18	21	18	16	15	17	38
Nb	8	9	8	13	11	11	10	8	8	8	20
Zr	86	78	71	102	95	30	95	95	105	108	165
Y	7	12	8	12	11	8	15	6	3	4	41
Sc	2	4	2	8	4	2	7	u.d.N.	4	u.d.N.	25
Pb	6	15	9	7	10	12	14	13	12	10	3
Zn	17	26	23	71	56	25	93	31	17	18	87
V	7	7	3	70	11	u.d.N.	4	11	6	4	218
Co	2	2	1	10	1	1	u.d.N.	2	u.d.N.	1	47
Cr	2	4	7	32	4	8	2	10	9	5	493
Ni	5	5	5	16	3	u.d.N.	3	4	3	5	338

Tab. 1., Teil 1.
Röntgenfluoreszenzanalysen der untersuchten Proben (Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten (BMN M34: R: rechts, H: hoch).

a: Orthogneis, stark mylonitisch, rosa Kfsp.-Augen; Tiefenbachtal E Grübern, Felsaufschluss in Graben bei westlichem Wasserfall (Probe Fi 1/14; R: 711373, H: 379508).
b: Orthogneis, mylonitisch, stark verfaltet, sehr große rosa Kfsp.-Augen; Tiefenbachtal E Grübern, Felsaufschluss in Graben bei westlichem Wasserfall (Probe Fi 2/14; R: 711301, H: 379499).
c: Bittescher Gneis mit Kfsp.-Augen; Maria Dreieichen, kleiner Steinbruch N Cholerafriedhof (Probe Fi 3/14; R: 704814, H: 390335).
d: Bittescher Gneis, stark mylonitisch, Paragneis- und Glimmerschieferlagen; Maria Dreieichen, großer Steinbruch N Cholerafriedhof, Nordwand (Probe Fi 4/14; R: 704833, H: 390311).
e: Bittescher Gneis, mit großen Kfsp.-Augen; Rodingersdorf West, Steinbruch N Edelberg (Probe Fi 5/14; R: 703623, H: 394914).
f: Bittescher Gneis, sehr feldspatreich; Rodingersdorf West, Steinbruch N Edelberg (Probe Fi 6/14; R: 703623, H: 394914).
g: Bittescher Gneis, sehr feinkörnig; Rodingersdorf West, Steinbruch N Edelberg (Probe Fi 7/14; R: 703623, H: 394914).
h: Bittescher Gneis, sehr feinkörnig, Kfsp.-Augen; Mödring N, Pernegger Graben, Straßenaufschluss W Bogenschießplatz (Probe Fi 8/14; R: 699271, H: 396145).
i: Bittescher Gneis, stark mylonitisch, stengelig, feinstkörniger Muskovit in Zeilen; Mödring NW, Geißruck, Steinbruch Stift Geras (Probe Fi 9/14; R: 698012, H: 396888).
j: Bittescher Gneis (Augengneis), Kfsp.-reich; Mödring NW, Geißruck, Steinbruch Stift Geras (Probe Fi 10/14; R: 698013, H: 396869).
k: Biotitschiefer, 1–5 cm dicke Zwischenlage in Bittescher Gneis; Mödring NW, Geißruck, Steinbruch Stift Geras (Probe Fi 11/14; R: 697994, H: 396901).

ragneis. Im Dünnschliff beobachtet man einen feinlagigen Wechsel von feldspat- und quarzreichen, z.T. biotitreichen Lagen. Das Gestein führt kleine Granate.

Vom Orthogneisvorkommen südöstlich der Diendorfer Störung bei Maissau wurden 16 Proben bearbeitet. Die meisten dieser Proben korrelieren geochemisch gut mit dem Bittescher Gneis im Nordteil von Blatt Horn. Lediglich zwei Proben (Fi 30/14 und Fi 31/14) fallen nicht ganz in das typische Bittescher Gneis Spektrum, indem sie leicht erhöhte Zr-Gehalte (124 und 111 ppm) sowie deutlich erhöhte Th-Gehalte (17 bzw. 12 ppm) aufweisen. Aber auch diese beiden Proben liegen geochemisch durchaus noch im Nahebereich des Bittescher Gneises. Trotz verdächtiger makroskopischer Affinitäten (z.B. rosa Kalifeldspataugen) ist die geochemische Unterscheidung der Orthogneise zum benachbarten Eggenburger Granit (nordwestlich der Diendorfer Störung) mit ebenfalls rosa Kalifeldspat überaus deutlich, vor allem da sich letzterer durch viel höhere Zr-Gehalte auszeichnet (Finger & Riegler, 2012). Im

	l	m	n	o	p	q	r	s	t	u	v
Probe	Fi 12/14	Fi 13/14	Fi/14/14	Fi 15/14	Fi 16/14	Fi 17/14	Fi 18/14	Fi 19/14	Fi 20/14	Fi 22/14	Fi 23/14
SiO_2	74,25	66,58	41,88	45,15	75,03	73,18	73,11	61,42	74,97	74,08	74,24
TiO_2	0,09	0,18	1,16	2,43	0,14	0,13	0,15	0,85	0,08	0,11	0,05
Al_2O_3	14,35	17,58	13,58	15,90	14,10	14,75	14,75	17,15	14,08	14,46	14,63
Fe_2O_3	1,15	2,54	12,95	13,71	1,20	1,25	1,48	5,91	0,48	0,59	0,42
MnO	0,02	0,13	0,22	0,19	0,03	0,04	0,03	0,08	0,00	0,01	0,00
MgO	0,54	1,57	9,02	8,98	0,65	0,35	1,08	3,19	0,13	0,14	0,11
CaO	0,49	1,33	9,55	4,40	1,15	1,61	0,80	2,80	0,58	0,70	0,36
Na_2O	4,43	3,97	0,74	1,61	4,72	4,33	3,93	3,20	4,09	5,21	3,91
K_2O	3,44	4,23	1,86	3,77	2,21	3,18	3,13	2,53	4,79	3,35	5,15
P_2O_5	0,08	0,09	0,12	0,36	0,06	0,09	0,07	0,16	0,05	0,09	0,04
GV	1,35	2,26	8,74	3,50	1,19	1,10	1,52	3,01	1,11	1,25	1,30
Total	100,19	100,46	99,82	100,00	100,48	100,01	100,05	100,30	100,36	99,99	100,21
Rb	105	136	133	135	52	100	83	93	104	76	130
Sr	213	222	221	300	218	417	271	168	412	333	305
Ba	630	706	422	467	520	774	682	299	996	838	841
Th	3	4	2	2	5	3	2	12	3	6	u.d.N.
La	18	21	22	29	19	20	20	36	14	36	7
Ce	26	34	17	59	48	41	35	73	23	64	7
Nd	12	11	9	12	26	13	15	35	18	29	11
Ga	18	21	18	22	16	17	17	21	14	16	17
Nb	10	12	15	14	11	8	8	12	6	6	7
Zr	57	69	80	215	68	76	83	179	46	72	29
Y	16	17	18	36	34	10	8	34	7	9	8
Sc	4	u.d.N.	35	40	3	3	6	15	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.
Pb	10	8	3	8	5	13	5	11	14	18	13
Zn	25	43	131	114	23	40	24	62	19	23	12
V	3	23	267	292	13	6	4	112	1	7	2
Co	1	5	57	39	1	2	2	20	1	1	u.d.N.
Cr	5	16	369	141	5	7	24	94	5	2	3
Ni	4	15	183	49	4	4	4	47	3	4	4

Tab. 1., Teil 2.
Röntgenfluoreszenzanalysen der untersuchten Proben (Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten (BMN M34: R: rechts, H: hoch).

l: Bittescher Gneis, hell, mylonitisch, körnig-grobkörnig; Mödring WNW, Steinbruch an der Straße nach Irnfritz (Probe Fi 12/14; R: 698202, H: 395712).
m: Paragneis, feinkörnige, kompakte grünliche Lage im Hangenden des Bittescher Gneises; Mödring WNW, Steinbruch an der Straße nach Irnfritz (Probe Fi 13/14; R: 698206, H: 395704).
n: Amphibolit, massig; im Hangenden des Bittescher Gneises; Mödring WNW, Steinbruch an der Straße nach Irnfritz (Probe Fi 14/14; R: 698203, H: 395684).
o: Amphibolit-Zwischenlage in Bittescher Gneis; Mödring WNW, Steinbruch an der Straße nach Irnfritz (Probe Fi 15/14; R: 698169, H: 395734).
p: Bittescher Gneis, 1–1,5 cm Kfsp.-Augen; Mödring WNW, Steinbruch an der Straße nach Irnfritz (Probe Fi 16/14; R: 698169, H: 395734).
q: Bittescher Gneis, mylonitisch; Irnfritz SE, Steinbruch E Fuchsberg (Vorderleitner) (Probe Fi 17/14; R: 694381, H: 397649).
r: Bittescher Gneis, muskovitreich, Augengneis; Irnfritz SE, Steinbruch E Fuchsberg (Vorderleitner) (Probe Fi 18/14; R: 694381, H: 397649).
s: Paragneis mit Granat, stark verfaltet; Tiefenbachtal E Grübern, Felsaufschluss in Graben bei westlichem Wasserfall (Probe Fi 19/14; R: 711228, H: 379443).
t: Granitgneis, mylonitisch, rosa Kfsp.-Augen bis 2 cm; Maissau SSE, Weingarten, Kuppe 350 m ESE Kote 331 (Probe Fi 20/14; R: 712739; H: 380694).
u: Granitgneis, mylonitisch, rosa Kfsp.-Augen bis 1,5 cm; Maissau SSE, Weingarten, Kuppe 350 m ESE Kote 331 (Probe Fi 22/14; R: 712739; H: 380694).
v: Orthogneis, mylonitisch, grober Muskovit bis 3 cm; Maissau SSE, Weingarten, Kuppe 350 m ESE Kote 331 (Probe Fi 23/14; R: 712800; H: 380742).

Dünnschliffbild zeigt sich bei diesen Orthogneisen südöstlich der Diendorfer Störung durchwegs eine sehr intensive Feldspatrekristallisation mit der Herausbildung eines mylonitischen Quarz-Feldspat-Pflasters, welches in auffällig hohem Ausmaß auch kleine neugebildete Kalifeldspate inkludiert. Dies spricht für amphibolitfazielle Deformation bei der variszischen Metamorphose. Demgegenüber ist die Metamorphose des Eggenburger Granits nordwestlich der Diendorfer Störung lediglich grünschieferfaziell (FRASL, 1970; HÖCK, 1974), und es scheint somit an der Diendorfer Störung einen Metamorphosesprung zu geben. Zusätzlich zu den Orthogneisen wurde eine Probe eines dunkleren, Granat führenden Metamorphits aus dem Tiefenbachtal (Fi 19/14) chemisch analysiert. Das Gestein zeigt intermediäre Zusammensetzung (SiO_2 ca. 61 Gew. %). Aufgrund des hohen A/CNK Werts von 1,31 ist das Material am ehesten als Paragneis zu interpretieren.

Der kleine, von G. Fuchs als moravisches Fenster im Moldanubikum kartierte Orthogneiskörper bei Maria Dreieichen (SCHNABEL et al., 2002), fällt geochemisch ebenfalls in die Bandbreite des Bittescher Gneises. Vor allem Probe Fi 3/14 weist die typischen Eigenschaften eines Bittescher Gneises in nahezu idealer Weise auf (hohes SiO_2, $Na_2O > K_2O$, hohes Sr/Zr-Verhältnis, niedrige Gehalte an

	w	**x**	**y**	**z**	**aa**	**ab**	**ac**	**ad**	**ae**	**af**
Probe	Fi 24/14	Fi 25/14	Fi 26/14	Fi 27/14	Fi 28/14	Fi 29/14	Fi 30/14	Fi 31/14	Fi32/14	Fi 33/14
SiO_2	73,19	75,17	74,81	73,24	73,63	73,14	74,02	74,12	72,74	73,7
TiO_2	0,15	0,02	0,03	0,10	0,11	0,14	0,24	0,22	0,15	0,10
Al_2O_3	15,47	13,96	14,26	14,78	14,78	15,10	14,05	14,70	15,48	14,79
Fe_2O_3	0,34	0,55	0,58	2,09	1,06	1,21	1,29	1,14	1,48	1,14
MnO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
MgO	0,03	0,06	0,06	0,56	0,25	0,28	0,32	0,44	1,03	0,25
CaO	0,44	0,30	0,51	0,37	0,85	1,36	1,53	1,30	0,50	0,94
Na_2O	6,67	4,95	5,18	2,80	4,30	4,09	4,97	5,26	3,63	5,28
K_2O	2,90	3,84	3,73	4,02	4,02	3,40	2,26	1,72	3,34	2,59
P_2O_5	0,05	0,09	0,14	0,12	0,08	0,08	0,11	0,10	0,10	0,08
GV	0,93	0,94	0,99	2,29	1,20	1,23	1,13	1,43	1,95	1,55
Total	100,17	99,88	100,30	100,38	100,29	100,04	99,93	100,44	100,41	100,45
Rb	64	150	140	200	102	94	74	50	69	84
Sr	284	148	125	117	366	488	305	262	151	308
Ba	683	201	205	402	1083	964	760	569	561	402
Th	8	u.d.N.	u.d.N.	6	9	4	17	12	3	5
La	41	8	u.d.N.	11	21	17	32	23	20	12
Ce	59	6	7	12	38	33	61	46	31	23
Nd	25	7	9	13	17	18	24	19	16	11
Ga	16	16	17	19	14	17	17	19	18	17
Nb	7	9	12	9	7	7	6	10	9	9
Zr	89	20	23	62	65	82	124	111	85	66
Y	9	8	8	9	16	10	6	10	8	11
Sc	u.d.N.	4	u.d.N.	3	3	5	2	u.d.N.	6	3
Pb	9	13	14	11	12	12	20	13	6	17
Zn	17	10	15	24	24	33	34	31	30	36
V	8	u.d.N.	3	5	1	3	14	14	2	3
Co	1	1	u.d.N.	2	3	3	2	4	1	1
Cr	4	3	5	11	8	17	7	12	6	u.d.N.
Ni	3	4	3	5	4	5	5	10	4	4

Tab. 1., Teil 3.
Röntgenfluoreszenzanalysen der untersuchten Proben (Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze). Koordinaten der Probenpunkte in BMN-Werten (BMN M34: R: rechts, H: hoch).

w: Orthogneis, mylonitisch, feinkörniger Muskovit; Maissau SSE, Weingarten, Kuppe 350 m ESE Kote 331 (Probe Fi 24/14; R: 712767; H: 380679).
x: Orthogneis, fein- bis mittelkörnig, mit Muskovit; Maissau S, Haselbachtal, aufgelassener Steinbruch (Probe Fi 25/14; R: 712502; H: 380460).
y: Granitgneis, mylonitisch, rosa Kfsp.-Augen bis 1,5 cm, feinkörniger Muskovit; Maissau S, Haselbachtal, aufgelassener Steinbruch (Probe Fi 26/14; R: 712518; H: 380446).
z: Orthogneis, feinkörnig, Muskovit; Maissau S, Haselbachtal, Felsnase an nördlicher Talflanke (Probe Fi 27/14; R: 712537; H: 380395).
aa: Orthogneis, Kfsp.-Augen bis 1 cm; Maissau SW, aufgelassener Steinbruch an Straße nach Wilhelmsdorf (Probe Fi 28/14; R: 711961; H: 380520).
ab: Orthogneis, fein- bis mittelkörnig, muskovitreich; Wilhelmsdorf E, aufgelassener Steinbruch an Straße nach Oberravelsbach (Probe Fi 29/14; R: 711866; H: 379962).
ac: Orthogneis, extrem mylonitisch; Tiefenbachtal E Grübern, Felsaufschluss an Hangkante (Probe Fi 30/14; R: 711793; H: 379443).
ad: Orthogneis, verfaltet; Tiefenbachtal E Grübern, Felsaufschluss in Graben (Probe Fi 31/14; R: 711755; H: 379448).
ae: Orthogneis, muskovitreich; Tiefenbachtal E Grübern, Felsaufschluss in Graben (Probe Fi 32/14; R: 711441; H: 379502).
af: Orthogneis, Kfsp.-Augen bis 2 cm, Muskovit-Flatschen bis 1 cm; Tiefenbachtal E Grübern, Felsaufschluss in Graben (Probe Fi 33/14; R: 711414; H: 379508).

Rb, Nb, Y, Zr), ebenso wie übrigens eine ältere an der Universität Salzburg befindliche Probe von dieser Lokalität. Diese Daten stützen somit die geologische Interpretation von FUCHS & MATURA (1976), wonach der Orthogneis im tektonischen Fenster bei Maria Dreieichen zum Bittescher Gneis gehört. Probe Fi 4/14, ein feinkörniger Mylonit aus dem alten Steinbruch beim Cholerafriedhof in Maria Dreieichen, hat demgegenüber erhöhte Cr-Gehalte und weniger SiO_2. Dieser Mylonit scheint mit Amphibolitanteilen kontaminiert zu sein. Generell sind im genannten Steinbruch Einlagerungen von Amphibolit, eventuell auch Paragneis, häufig zu beobachten.

Literatur

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2012): Bericht 2011 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Metagranitoiden und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 218–220, Wien.

FINGER F. & RIEGLER G. (2014): Bericht 2013 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 255–258, Wien.

FRASL, G. (1970): Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. – Nachrichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **2**, 55–61, Tübingen.

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

HÖCK, V. (1974): Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, **66–67**, 49–60, Wien.

SCHNABEL, W. (Red.), KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & SCHNABEL, W. (Beitr.) (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 – Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., 2 Karten, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

PAVEL HAVLÍČEK

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Aufnahme des Kartenblattes 21 Horn wurde das Gebiet im Horner Becken nördlich bis nordöstlich von Horn geologisch kartiert. Das Arbeitsgebiet wird im Osten von der Straße Breiteneich–Rodingersdorf, im Süden von der Straße Breiteneich–Horn und im Westen von der Straße Horn–Doberndorf begrenzt. Im Norden reicht das Gebiet bis zur Weingartsleiten bzw. dem Stockgraben, wo kristalline Gesteine an die Oberfläche treten. Die paläogen-neogene Füllung des Horner Beckens wird aus Tonen, Silten, feinkörnigen Sanden und stellenweise Kiesen gebildet. Die quartäre Bedeckung ist bunt und besteht überwiegend aus äolischen Sedimenten (Löss) und Ablagerungen eines großen Schuttfächers. Untergeordnet treten auch deluvio-äolische, sandige bis siltige Sedimente, deluviale, deluvio-fluviatile, fluviatile und anthropogene Ablagerungen auf. Neben der üblichen geologischen Kartierung wurden zusätzlich Bohrstocksonden bis in 1 m Tiefe abgeteuft und auch der Kalkgehalt der Sedimente mittels 3 %-iger Salzsäure systematisch geprüft.

Kristallines Grundgebirge (Moravikum)

In dem kartierten Gebiet am Rand des Horner Beckens treten nördlich und nordöstlich von Horn verwitterte, kristalline Gesteine (Glimmerschiefer und Orthogneis des Moravikums) an der Oberfläche auf. Die Verwitterungsprodukte bestehen meist aus Gesteinsbruchstücken von 5 bis 15 cm Durchmesser und sind braungrau bis graugrün, grobsteinig bis grobsandig, stellenweise auch lehmig-sandig und tonig-sandig. In dem tiefen Tal nordwestlich der Weingartsleiten sind wenig verwitterte Orthogneise (Bittescher Gneis) anstehend, welche in der Vergangenheit in einem heute aufgelassenen Bruch ca. 500 m südwestlich vom Steinwandln abgebaut wurden. Aus diesem relativ kurzen Tal wurden grobblockige, kristalline Gesteine abgetragen und südlich davon im Horner Becken, im Bereich der Flur „Himmelreich“ in einem ausgedehnten, alluvialen Schuttfächer abgelagert (siehe unten). An der Oberfläche der kristallinen Gesteine haben sich nur flachgründige, rezente, kalkfreie Böden mit Gesteinsbruchstücken gebildet, die nur wenig für die landwirtschaftliche Nutzung geeignet sind. In der Vergangenheit wurden diese steinigen Böden vermutlich für den Weinbau genutzt, wie Weinbauterrassen in der Weingartsleiten erkennen lassen.

Paläogen–Neogen

Nordöstlich von Horn konnten Tone, Silte und feinkörnige Sande, stellenweise mit Einschaltungen von Kies kartiert und beschrieben werden. Bei diesen handelt sich um Sedimente der **St. Marein-Freischling-Formation** (Oberoligozän–Untermiozän, Egerium), die vor allem zwischen der Mülldeponie am nordöstlichen Rand von Horn und dem Preußenfriedhof verbreitet sind.

Die feinkörnigen bis mittelkörnigen, untergeordnet auch grobkörnigen und stellenweise schwach tonigen bis siltigen Sande sind braungrau, stellenweise gelbgrau, grünbraun, grüngrau oder grüngelb, Glimmer führend und kalkfrei. Häufig sind auch kantengerundete und gerundete Quarzgerölle von 1–3 cm (max. 10 cm) Durchmesser. In der aufgelassenen Tongrube (ehemalige Ziegelei Thalhammer) an der Straße nach Breiteneich (heute Mülldeponie) sind noch in einem kleinen Aufschluss im Westen unter ca. 1,75 m quartärer Bedeckung mehr als 5 m mächtige, grüngraue, kalkfreie tonige Sande mit rotbraunen Schlieren und vereinzelten Geröllen zu sehen. Nordwestlich von Breiteneich sind westlich der Straße nach Rodingersdorf in der ehemaligen Tongrube Wienerberger überwiegend grüngraue Tonsande mit Quarzgerölllagen und Toneinschaltungen aufgeschlossen. Die Tone sind grüngrau, auch grünbraun, vereinzelt braungrau fleckig, schwach sandig und stellenweise kalkhaltig. In der südlicheren Grube treten aufgrund des Abbaus größere Rutschungen auf, die z.T. sehr nahe an die Straße heran reichen. In einer anderen Grube südlich vom Preußenfriedhof sind in einem 5 m hohen Profil graue bis blaugraue, mittel- bis feinkörnige Sande aufgeschlossen. Sie sind kalkfrei und horizontal bis schräg geschichtet.

Auch in einem künstlichen Anriss hinter einem Stadel südlich des Wasserreservoirs an der Straße nach Doberndorf

sind in einem ca. 3 m mächtigen Profil gelbgraue bis gelbbraune, rotbraun bis grüngrau fleckige, tonige Silte bis siltige Tone mit Einschaltungen von siltigen Mittel- bis Grobsanden auf ca. 40 m Länge aufgeschlossen.

In den 1950er Jahren beschrieb LECHNER (unveröffentlichter Bericht, Rohstoffarchiv der Geologischen Bundesanstalt) aus der Lokalität „Himmelreichfeld" in der Umgebung des Preußenfriedhofs drei Bohrungen, die bis in max. 5,5 m Tiefe eine Wechselfolge von grünlichgrauen bis braungelben, z.T. sandigen und eisenschüssigen Tonen und grünlichgelben, meist feinkörnigen, tonigen Sanden aufschlossen.

Ein Bohrbrunnen aus dem Jahr 1939 erschloss bei der ehemaligen Molkerei am nordöstlichen Rand von Horn ebenfalls bis in 30,7 m Tiefe einen Wechsel von rotbraunen und blaugrauen Sanden, Tonen, sandigen Tonen und Sandsteinen. In 27,6 m Tiefe trat Wasser mit einer Ergiebigkeit von 10 l/min auf und in 30,7 m mit 16 l/min.

In einer Bohrung (Sonde B) der NÖ Umweltschutzanstalt am nordöstlichen Rand der Mülldeponie Horn wurde 1987 eine mehr als 25 m mächtige Wechsellagerung von rotbraunen und graubraunen, z.T. kiesigen Mittel- bis Grobsanden und Fein- bis Mittelsanden, grauen, siltigen Sanden, grauen, z.T. feinsandigen Silten und braunen, z.T. sandigen und kiesigen Tonen bzw. Tonmergel erbohrt.

Neogen–Pleistozän

Nordnordöstlich von Horn, östlich der Straße nach Doberndorf, tritt in der Flur „Himmelreich" ein relativ ausgedehnter **Schuttfächer** auf, der in seiner Entwicklung einzigartig in diesem Teil des Horner Beckens ist. Es handelt sich um einen ca. 1 km langen und rund 900 m breiten Körper, der sich am Ausgang des Grabens südlich von Doberndorf ausbreitet.

Ein ca. 3 m hoher Aufschluss beim Wasserwerk an der Straße nach Doberndorf zeigt an der Basis ca. 1,5 m mächtige, graue, siltige Sande mit verwitterten, 50–90 cm großen Gesteinsbruchstücken aus Bittescher Gneis und Quarz und darüber ca. 50 cm grauen Schotter aus Quarzgeröllen von 1–5 cm Durchmesser sowie Orthogneis. Das Profil wird von z.T. anthropogen umgelagerten Lehmen abgeschlossen.

Zwei 3,2 bzw. 2,6 m tiefe Kartierungsbohrungen (21-B101, 21-B103) in diesem Bereich erschlossen ebenfalls gelbgraue bis gelbbraune, siltig-sandige Sedimente mit verwitterten Kristallinbruchstücken aus Bittescher Gneis und Quarz. Gegen Süden wurde in einer weiteren Bohrung (21-B104) eine Verfeinerung der Sedimente mit grüngrauen bis braungrauen, sandigen Tonsilten, stark siltig-tonigen und grobsandigen Mittelsanden und grauen, glimmerreichen Feinsand-Silten beobachtet.

Das Alter dieses Schuttfächers kann nur ungefähr mit Unterpleistozän bis Neogen eingegrenzt werden, da im Osten ober- bis mittelpleistozäne Lösse die Grobsedimente überlagern. Dieser Schuttfächer entstand wahrscheinlich durch Schuttströme aus dem nördlich dahinter liegenden Tal (Massenstromsediment bzw. Debris Flow), unterbrochen von fluviatilen Ablagerungen.

Pleistozän

Südwestlich vom Preußenfriedhof sind am südwestlichen Hang sandige bis siltige, deluvio-äolische Sedimente entwickelt. Eine 6 m tiefe Kartierungsbohrung (21-B105) in diesem Bereich erschloss gelbbraune, kalkige, siltig-feinsandige bis siltig-tonige, untergeordnet auch sandig-feinkiesige Sedimente. Es handelt sich dabei vermutlich um quartäre, deluvio-fluviatile und deluviale Sedimente, die aus den Gräben im Norden und Nordosten geschüttet wurden und mit äolischen Ablagerungen wechsellagern. Auch in den angrenzenden Feldern treten an der Oberfläche sehr viele grobe Quarzstücke auf.

Mittelpleistozän–Oberpleistozän

Lösse und Lösslehme bedecken das kartierte Gebiet großflächig nordwestlich von Breiteneich und östlich der Flur „Himmelreich". Die siltigen Ablagerungen sind hellbraungelb bis hellbraun, kalkig, z.T. sandig, feinglimmerig und wenig bindig. In dem gesamten Gebiet treten kleine kalkige Pseudomyzelien und stellenweise auch Lösskindel (Kalkkonkretionen) von 1–5 cm Durchmesser auf. Stellenweise beinhalten die Lösse und Lösslehme auch Gesteinsbruchstücke. Am östlichen und südöstlichen Hang der Flur „Himmelreich", am Kontakt zu den Schuttfächersedimenten bzw. den Sanden der St. Marein-Freischling-Formation, werden die Lösse von 20–50 cm mächtigen, solifluidalen Sedimenten (umgelagerter Sandlöss und Sandton) überlagert. So konnte in der Kartierungsbohrung 21-B102 die Überlagerung von gelbbraunen Lössen, die bis in 4,4 m Tiefe erbohrt wurden, durch 90 cm mächtige, gelbbraune bis rötlichbraune, kalkfrei, feinsandige, solifluidale Silte nachgewiesen werden. Hangabwärts, gegen Südosten, sind dann nur mehr klassische Lösse verbreitet, wie die beiden Kartierungsbohrungen 21-B106 und 21-B107 belegen, die maximal 6 m Löss mit charakteristischen kleinen Kalkkonkretionen erbohrten. In einem Graben nordöstlich des Preußenfriedhofes sind unter 2 m Löss ein 30 cm mächtiger interglazialer Paläoboden (PK II?) und darunter wieder typischer Löss, wahrscheinlich mittelpleistozänen Alters, aufgeschlossen.

Schwemmfächer bestehen aus bis zu einige Meter mächtigen, dunkelbraunen bis braunen, kalkhaltigen (ev. aus überlagerndem Löss?), siltig-sandigen Sedimenten. Sie enthalten häufige Bruchstücke metamorpher Gesteine (Bittescher Gneis) von 3–5 cm Durchmesser (maximal 10 cm), untergeordnet auch schlecht gerundete Quarzgerölle von 1–3 cm Durchmesser. Ein derartiger Schwemmfächer schüttet im Nordosten, westlich des Stockgrabens, aus dem Kristallin in das Horner Becken.

Pleistozän–Holozän

Deluviale Sedimente treten im Hangfußbereich südwestlich vom Preußenfriedhof, nordöstlich von Horn auf. Es handelt sich um schwarzbraune bis hellbraune, kalkfreie, stark sandig-lehmige Sedimente, die lokal Schotter und Gesteinsbruchstücken beinhalten.

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die Talauen der Bäche (Mödringbach, Breiteneicher Bach und dessen rechter Nebenbach). Die Aueablagerungen (Auelehme) sind dunkelbraun,

braungrau, oft kalkhaltig, tonig-siltig und in den unteren Bereichen rostfarbig gefleckt. In ihrem Liegenden finden sich fluviatile Sande. Diese enthalten lokal Beimengungen von Gesteinsbruchstücken und Quarzgeröllen, die ausschließlich aus den Sedimenten der nahen Umgebung stammen. Brunnenbohrungen der Wasserversorgungsanlage der Stadt Horn „In der Eben“ südwestlich vom Preußenfriedhof in der Talaue des Mödringbaches zeigen unter 2,1 bis 3,9 m Auelehm 1,2 bis 2,26 m schwarze, anmoorige Sedimente. Darunter folgen Kiese, Sande, Tone und Lehme der St. Marein-Freischling-Formation, die über dem Kristallin bis 30,4 m, 31,46 m bzw. 38,86 m erbohrt wurden.

Deluvio-fluviatile Ablagerungen sind braune, schwach humushaltige, siltig-sandige bis siltige oder tonige Lehme. Lokal beinhalten sie Gesteinsbruchstücke und Quarzgeröll aus der nahen Umgebung. Sie füllen periodisch durchflossene Täler und enden entweder in einem Schwemmfächer (z.B. westlich vom Stockgraben), oder münden in die Talaue.

Anthropogene Ablagerungen befinden sich im Bereich der Mülldeponie nordöstlich von Horn, wo Lehme, Sande, Schotter und kommunale Abfälle eine aufgelassene Tongrube füllen. Weitere Anschüttungen befinden sich beim Wasserwerk an der Straße nach Doberndorf und bei der Wasserversorgungsanlage „In der Eben“ südwestlich vom Preußenfriedhof.

Bericht 2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

Pavel Havlíček

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Neuaufnahme von Blatt 21 Horn wurde im Jahr 2015 die geologische Kartierung zwischen Horn und Mödring fortgesetzt. Das Arbeitsgebiet wird im Osten von der Straße Horn–Doberndorf bzw. nach Süden von der östlichen Seite des Taffatales und im Westen von der Straße Horn–Irnfritz begrenzt.

Im Norden des aufgenommenen Gebietes treten kristalline Gesteine des Moravikums an die Oberfläche (Bittescher Gneis mit Amphibolitlagen). Südlich der markanten WNW–ESE streichenden Störung am Nordrand des Horner Beckens ist das Becken mit mächtigen unter- bis oberoligozänen Tonen, Silten, feinkörnigen Sanden und stellenweise auch Kiesen der St. Marein-Freischling-Formation gefüllt. Östlich des Sportplatzes in Horn tritt in kleinen Inseln bereits Gföhler Gneis des Moldanubikums an die Oberfläche. Das Alter des morphologisch markanten Schuttfächers nördlich von Horn kann nur ungefähr auf Unterpleistozän bis Neogen eingegrenzt werden (vgl. Kartierungsbericht Havlíček, 2014 auf Seite 229). Von den pleistozänen Sedimenten sind die Lösse bzw. Lösslehme flächenhaft am verbreitetsten. In geringerem Ausmaß treten dagegen deluvio-äolische sandig-siltige Sedimente und Sedimente von kleineren Schwemmfächern auf. Ebenso wurden pleistozäne deluviale Hangfuß-Sedimente seltener abgelagert. Aus dem Holozän stammen fluviatile Sedimente, stellenweise mit Gesteinsbruchstücken und Geröllen, sowie deluvio-fluviatile Sedimente und anthropogene Ablagerungen.

Während der Kartierung wurden bis 1 m tiefe Handbohrungen sowie Motorbohrungen mit dem Bohrgerät der GBA abgeteuft. Der Kalkgehalt der Sedimente wurde systematisch in den Profilen mit 3 %-iger Salzsäure überprüft.

Kristallines Grundgebirge

Im Norden des kartierten Gebietes, zwischen Mödring und der Weingartsleiten, tritt vor allem **Bittescher Gneis** mit **Amphibolitlagen** auf. Auf den südlichen Hängen vom Hammerholz, östlich von Mödring, findet man in zahlreichen Wegeinschnitten und alten, aufgelassenen Weingartenterrassen grauschwarze, sandig anwitternde, eckige Bruchstücke des Bittescher Gneises und von Gangquarzen mit 2 bis 35 cm Durchmesser. Vereinzelt sind die flachen, nach der Schieferung plattig brechenden Blöcke der Orthogneise bis zu 120 cm groß. Die Schieferungsflächen fallen mit 20° bis 40° gegen Süden bis Südsüdosten ein. In einem Einschnitt eines Waldweges im Grenzbereich von Hammerholz und Weingartsleiten sowie nördlich von Mödring ist der Orthogneis stark gefaltet und zeigt auch hier ein Einfallen von 20° bis 40° gegen Süden. Im Süden des untersuchten Gebiets, östlich des Horner Sportplatzes, fanden sich zwei kleinere Aufragungen von moldanubischem **Gföhler Gneis**. Hier treten gelbbraune, grau-schlierige, lehmig-sandige Eluvien mit Bruchstücken von verwitterten Gneisen auf. Auf dem flachen Hügel, ca. 400 m nordöstlich des Sportplatzes, waren in den Feldern eckige, nur wenig angewitterte Bruchstücke dieser Gneise ausgepflügt.

St. Marein-Freischling-Formation (Unter- bis Oberoligozän; Kiscellium–Egerium)

Südöstlich von Mödring, am linken Rand der Talaue des Mödringbaches, finden sich gelbbraune bis grüngraue, vereinzelt auch grün-bläuliche und violette, schlierige, kalkfreie oder schwach kalkhaltige sandige Silte und siltige Sande. Stellenweise führen sie kantengerundete Gerölle aus Quarz und Bittescher Gneis. Diese Sedimente werden der **St. Marein-Freischling-Formation** zugeordnet und stratigrafisch in das Unter- bis Oberoligozän (Kiscellium–Egerium) gestellt. Nordwestlich des Wasserwerkes von Horn waren unter 40 cm solifluidalen Sedimenten grüngraue, braune, rostbraune und violette, schlierige, glimmerige und sandige Silte mit kleinen kantengerundeten Geröllen aus Gangquarz mit durchschnittlich 1–3 cm, vereinzelt bis 15 cm Durchmesser aufgeschlossen. Häufig enthalten diese Sedimente Bruchstücke von verwittertem Bittescher Gneis. Etwa 400 m nordwestlich des Wasserwerkes treten am Hang in der Flur „Häfler“ kleine Rutschungen in diesen Sedimenten auf.

Nordöstlich von Horn und östlich des Sportplatzes, am linken Ufer des Mödringbaches, findet man an der Oberfläche, aber auch unter ca. 80 cm deluvialen Sedimenten, gelbgrüne bis hellgrüne, kalkfreie sandige Silte. Stellenweise sind sie auch rostbraun und violett fleckig. Das Kristallin im Liegenden der Sedimente besitzt ein deutliches Relief, wie die inselartigen Kristallinaufragungen in den fluviatilen Ablagerungen zeigen.

Längs der Straße von Horn nach Irnfritz treten an der Oberfläche rotbraune, sandige Silte mit groben Bruchstücken aus verwitterungsbeständigen Hornsteinen mit einer durchschnittlichen Größe von 2–4 cm, vereinzelt auch 15 cm auf. Sie sind violett bis grün fleckig, schlierig und nur vereinzelt schwach kalkhaltig. Der Kalkgehalt stammt vermutlich aus heute bereits erodierten Lössen, die westlich des Mödringbaches diese älteren Sedimente noch überdecken. Südwestlich von Mödring, nördlich der Kreuzung beim Rastkreuz, treten die oligozänen Sedimente auch unter dem Löss hervor.

Für den westlichen Teil des aufgenommenen Gebietes ist die häufige Beimengung von kantengerundeten bis mäßig gerundeten Geröllen aus Gangquarz und Hornstein, untergeordnet auch verwitterten Orthogneisen, mit durchschnittlicher Größe von 3–15 cm charakteristisch.

Neogen–Pleistozän

Nordöstlich von Horn, im Bereich der Flur „Himmelreich", finden sich grobe Blöcke des Bittescher Gneises in sandiger und siltig-sandiger Matrix. Diese Sedimente bilden ab einer Seehöhe von ca. 400 m einen markanten **Schuttfächer (alluvialer Fächer)** (vgl. Kartierungsbericht HAVLÍČEK, 2014 auf Seite 229). In den erosiven Einschnitten der Waldwege sind unter 30 cm rotbraunen, humosen sandigen Silten stellenweise hellbraune Sande mit kantengerundeten Geröllen aus verwitterten Orthogneisen von durchschnittlich 2–10 cm Durchmesser sowie Orthogneis-Blöcke von 30–40 cm Größe anstehend. Die Komponenten sind chaotisch gelagert und es wechseln Sedimente von Hochflut-Ereignissen mit solchen von normaler fluviatiler Sedimentation. Das Liegende dieser Grobblock-Sedimente bilden grüngraue, glimmerige, rotbraun schlierige, schwach sandige Silte der St. Marein-Freischling-Formation. Obwohl direkte Beweise für das Alter des Schuttfächers fehlen, kann durch die Überlagerung von ober- bis mittelpleistozänen Lössen am südöstlichen Abhang vom Himmelreich das Alter auf Unterpleistozän bis Neogen eingegrenzt werden. Der Schuttfächer entstand wahrscheinlich durch Schuttströme aus dem nördlich dahinterliegenden Tal (Massenstromsediment bzw. Debris Flow), unterbrochen von fluviatilen Ablagerungen.

Pleistozän

Deluvio-äolische Sedimente sind flächenhaft wenig verbreitet und nur in der flachen Depression südlich von Mödring erhalten. Es sind gelbbraune, schwach kalkhaltige, sandige bis siltige Sedimente, die sich in der Überlagerung von Lössen entwickelten. Ähnliche gemischte Sedimente finden sind in sehr kleinen, nicht kartierbaren Vorkommen nordwestlich und westlich der Kirche von Mödring. Typisch für diese Ablagerungen ist der Wechsel von äolischen und deluvialen Sedimenten, die oft von solifluidalen Prozessen erfasst wurden.

Löss und Lösslehm, stellenweise mit Gesteinsbruchstücken oder Schotter sind großflächig vor allem zwischen Mödring und Horn, östlich der Straße nach Irnfritz, am Abhang gegen den Mödringbach verbreitet. In geringem Umfang treten sie auch südöstlich des Sportplatzes von Horn, südwestlich der ehemaligen Molkerei auf. Diese äolischen Sedimente sind vor allem an den südöstlichen Hängen entwickelt. In ihrem Liegenden treten im untersuchten Gebiet vorwiegend Ablagerungen der St. Marein-Freischling-Formation und im Bereich von Mödring kristalline Gesteine auf. Am besten entwickelt und erhalten sind die Lösse in dem Hohlweg mit Weinkellern westlich von Mödring. Hier sind hellbraune bis gelbbraune, stark kalkhaltige, glimmerige, schwach sandige Lösse mit einer Mächtigkeit von 5–8 m aufgeschlossen. Stellenweise sind darin kleine Bruchstücke von verwitterten Orthogneisen und Quarz eingelagert. Am Ende des Hohlweges, gegenüber dem letzten Weinkeller, ist innerhalb vom Löss in einer Tiefe von 1,5–2,4 m ein kräftiger, braun-fleckiger B_t Horizont eines fossilen Bodens entwickelt, der vermutlich aus dem Zeitraum des letzten Interglazials stammt. An der Grenzfläche zum liegenden, mittelpleistozänen Löss mit Pseudomyzelien ist ein etwa 10–15 cm mächtiger Karbonathorizont mit 5–15 cm großen Lösskindel anstehend. Im Süden von Mödring befindet sich eine aufgelassene Lössgrube mit einem Weinkeller der Familie Leitner. Hier sind 6–7 m ockerbraune, schwach sandige, glimmerige, kalkhaltige Lösse aufgeschlossen. Durch die Kartierungsbohrung KB 21-122 (BMN-Koordinaten M34 – Rechts: 699179, Hoch: 394782) südwestlich von Mödring, ca. 300 m nördlich des Rastkreuzes, wurde eine Mächtigkeit der Lössschichtfolge von mehr als 4,8 m nachgewiesen. In einer Tiefe von 2,4–3,7 m wurde in dieser Bohrung ein Horizont von mittelbraunen bis rotbraunen, offenbar älteren Lössen oder einem fossilen Boden angetroffen. Darunter befand sich ein schwach kalkhaltiger Löss bis zur Endteufe von 4,8 m. Östlich des Sportplatzes von Horn wurden durch die Kartierungsbohrung KB 21-120 (BMN-Koordinaten M34 – Rechts: 701084, Hoch: 392601) Lehme und Lösslehme mit einer Mächtigkeit von 2 m erbohrt. Darunter folgten Silte und Tone der St. Marein-Freischling-Formation bis zur Endteufe von 4,8 m.

Östlich und südöstlich von Mödring sind kleinere **Schwemmfächer** entwickelt. Zwei Schwemmfächer östlich von Mödring werden aus hellen, rostbraunen, siltigen Grobsanden mit stark lehmig verwitterten, eckigen, meist um 10 cm großen Bruchstücken von Bittescher Gneis und Gangquarz aufgebaut. Ein kleinerer Schwemmfächer beim Reservoir nördlich von Horn besteht aus gelbbraunen, mittel- bis grobkörnigen, schwach siltigen Sanden mit vereinzelten, bis 25 cm großen, Orthogneis-Bruchstücken.

Pleistozän–Holozän

Deluviale Sedimente befinden sich vor allem am Hangfuß am östlichen Rand von Mödring, aber auch an beiden Rändern der Talaue des Mödringbaches und am südlichen Rand des Kristallins beim Hammerholz östlich von Mödring. Hier sind in Einschnitten der Wege und in aufgelassenen Weingärten deluviale Sande mit 3–10 cm großen, eckigen Bruchstücken des Bittescher Gneises anstehend. Stellenweise sind sie bis zu einer Tiefe von 3 m subhorizontal geschichtet. An der Einmündung des kleinen, zeitweise durchgeflossenen Tals in die Aue des Mödringbaches, rund 1 km südöstlich der Kirche von Mödring, sind hellbraune, lehmige Hangsedimente und eluviale Lehme, stellenweise mit verschleppten Geröllen und Gesteinsbruchstücken (Orthogneise), zu erkennen. Stellenweise sind diese Ablagerungen auch von Solifluktionsprozessen betroffen.

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die Talaue des Mödringbaches. Es sind dies graue bis dunkelgraue, oft rostig fleckige Hochflutlehme, Lehme und Sande, die stellenweise nur schwach kalkhaltig sind. Sie besitzen eine Mächtigkeit zwischen 80 und 120 cm. In ihrem Liegenden treten verlehmte, fluviatile sandige Schotter mit bis 5 cm großen Komponenten auf. In der Kartierungsbohrung KB 21-121 (BMN-Koordinaten M34 – Rechts: 700484, Hoch: 394054), etwa 280 m WSW des Reservoirs, inmitten der Talaue des Mödringbaches, wurde bis zu einer Tiefe von 1,4 m ein brauner bis graubrauner, entkalkter, feinsandiger Hochflut-Silt erbohrt. Darunter wurden bis in 3,6 m Tiefe dunkelgraue bis graubraune, schwach lehmige, plastische, anmoorige Silte nachgewiesen. Dies weist auf ausgedehnte Feuchtgebiete innerhalb der Aue hin, die im Laufe des Holozäns entstanden.

In den periodisch durchgeflossenen kleinen Tälern lagerten sich **deluvio-fluviatile Sedimente** (Lehme) ab, die stellenweise vereinzelte Gesteinsbruchstücke und Quarz beinhalten. Östlich von Mödring ist in einem kleinen, zeitweise durchgeflossenen Tal eine 2 m mächtige Schichtfolge von deluvio-fluviatilen, lehmig-sandigen Sedimenten mit eckigen Bruchstücken des Bittescher Gneises aufgeschlossen. In ihrem Liegenden treten hellbraune, subhorizontal geschichtete sandig-lehmige Sedimente mit plattigen Bruchstücken der Orthogneise (kleiner Schwemmfächer?) auf.

In Mödring und bei Neubauten am südlichen Ortsrand sind kleinere Aufschüttungen von **anthropogenen Sedimenten** anzutreffen. Es handelt sich vor allem um humose, schwarzbraune, z.T. tonige Lehme mit kleinen Bruchstücken von Orthogneisen und Quarzgeröllen. Auch am Sportplatz von Horn sind anthropogene Sedimente im Bereich der Gebäude und der Tribüne angeschüttet.

Bericht 2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

Michal Vachek
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet wird im Nordosten, südöstlich von Breiteneich, von einem Waldgebiet begrenzt, wo kristalline Gesteine an die Oberfläche treten. Im Südwesten bilden die Hänge des Galgenberges die Grenze, die ebenfalls von kristallinen Gesteinen gebildet werden, und im Süden die Straße Maria Dreieichen–Horn. Im Norden wird das kartierte Gebiet durch die Straße Horn–Breiteneich begrenzt. Der neogene Untergrund wird von Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation gebildet. Die Quartärbedeckung ist bunt und wird von äolischen, fluviatilen, deluvio-fluviatilen und deluvialen Sedimenten aufgebaut. Die geologische Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in die Tiefe von 1 m durchgeführt.

Kristallines Grundgebirge (Moldanubikum)

Gföhler Gneis wurde auf dem Nord- und Osthang des Galgenberges (356 m SH) gefunden. Glimmerschiefer tritt entlang des südöstlichen Randes des kartierten Gebietes nordwestlich von Maria Dreieichen und östlich von Breiteneich auf und wird von Bänderamphibolit begleitet. Ein Aufschluss von Granat führendem Glimmerschiefer wurde im Straßeneinschnitt ca. 150 m nordwestlich der Haltestelle Breiteneich gefunden. Gföhler Gneis und Glimmerschiefer verwittern zu steinigen, sandigen bis staubsandigen, glimmerigen, kalkfreien Eluvien von grauer, braungrauer oder grüngrauer Farbe. Eluvien aus Bänderamphibolit haben eine dunkle, grüngraue Farbe.

Paläogen–Neogen

Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (Unter- bis Oberoligozän, Egerium) treten auf steileren Hängen in Randbereichen des kartierten Gebietes auf. Im Mittelteil des Horner Beckens werden sie meistens von quartären Sedimenten bedeckt. Es handelt sich um grüngraue bis blaugraue, kalkfreie, veränderlich sandige Silte. Weiters treten gelbgraue bis hellgraue, kalkfreie, stellenweise glimmerige, mittel- bis grobkörnige Sande auf. Diese Sande sind schlecht sortiert und enthalten Feldspatkörner und oft auch kantengerundete Quarzgerölle bis einige Zentimeter Größe. Seltener sind leicht siltige, sandige Schotter. Sie bestehen aus kantengerundeten bis gerundeten Quarzgeröllen bis 10 cm Größe, untergeordnet auch aus nicht gerundeten Quarzstücken bis zu 15 cm Durchmesser. Sie kommen z.B. ca. 300 m nordöstlich vom Bahnhof Horn vor, auf beiden Seiten der Straße ca. 1 km südlich von Breiteneich und an den Hängen auf beiden Seiten des Sacherbaches. Die wechselnde Lithologie dieser Formation zeigte auch die 900 m südlich von Breiteneich liegende und 1989 von der STUAG Bau-Aktiengesellschaft abgeteufte Grundwassersonde, ebenso wie die Bohrungen in der Tongrube Breiteneich (Lechner, 1954?) außerhalb des kartierten Gebietes. Zu dieser Formation gehören auch rostgelbe, grobkörnige Sande, die stellenweise zu rostbraunen Eisensandsteinen verfestigt sind. Die deutlich scharfkantigen Quarzkörner des Sandsteines werden dabei durch Limonit zementiert. Derartige Sandsteine kommen am östlichen und nordöstlichen Hang des Galgenberges, nördlich der Straße von Maria Dreieichen nach Horn vor.

Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation an den Osthängen des Horner Beckens sind oft von Solifluktion betroffen. Bei diesen Prozessen kam es zu Rutschungen über jüngere Sedimente, was die geologische Aufnahme erschwert.

Pleistozän

Sedimente von Schwemmkegel bzw. Massenstromsedimente wurden von Bächen am östlichen Hang des Horner Beckens aus dem Kristallin geschüttet und in weiterer Folge als Massenstromsedimente weiter transportiert. Der erste, wesentliche Körper befindet sich ca. 0,5 bis 1 km westnordwestlich von Maria Dreieichen. Der zweite liegt im Raum der Gemeinde Breiteneich und reicht auf ca. 600 m Länge bis südwestlich der Haltestelle Breiteneich. Beide Körper bestehen aus mehr als einen Meter mächtigen, hellbraunen bis braungrauen, kalkfreien, staubsandigen oder sandigen Sedimenten. Sie enthalten häufig Bruchstücke metamorpher Gesteine (Glimmerschiefer, Gneis, Paragneis u.a.) bis zu 15 cm Größe, untergeordnet auch Gerölle und nicht gerundete Quarzbruchstücke bis zu 10 cm

Durchmesser. Wir nehmen an, dass es sich um Sedimente von Gravitationsströmen handelt, die durch Kombination fluviatiler und gravitativer Prozesse entstanden. Der Sedimenttransport erfolgte dabei bis zu einer Entfernung von 1,5 km vom Kristallinrand. Auf das pleistozäne Alter beider Sedimentkörper weist ihre Lössbedeckung hin.

Lösse bedecken einen weitreichenden Teil des kartierten Gebietes. Diese staubigen, feinglimmerigen, leicht braungelben bis graugelben, äolischen Sedimente sind stellenweise sandig oder auch leicht lehmig. Sie enthalten Pseudomyzelien und selten auch Kalkgallen von max. 2 cm Größe. In den Randgebieten des Horner Beckens, z.B. an dem nördlichen und östlichen Hang des Galgenberges, werden die Lössanwehungen und Aufwehungen von der Morphologie des vorquartären Untergrundes beeinflusst.

Pleistozän–Holozän

Mehr als 1 m mächtige **deluviale Sedimente** bedecken viele Stellen der unteren Hangteile. Es sind dunkelbraune bis graubraune, manchmal leicht lehmige, meistens kalkfreie, sandig-staubige bis sandige Tone mit verwitterten Bruchstücken fester Gesteine. In einer Reihe von Sonden wurde mit zunehmender Tiefe eine Erhöhung der Menge der Gesteinsbruchstücke beobachtet. Wesentlichere Akkumulationen wurden nordwestlich von Maria Dreieichen und südöstlich von Breiteneich kartiert. Quelle dieser Tone sind erodierte Lehme, Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation und kristalline Gesteine. Deluviale Sedimente an den Hängen des Galgenberges sind meistens kalkig, denn an ihrem Entstehen waren auch resedimentierte Lösse beteiligt.

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die Talauen des Sacherbaches und des Breiteneicher Baches. Dabei verfeinern sich die abgelagerten Sedimente mit sinkender Kraft des strömenden Wassers von den Rändern des Horner Beckens gegen die Mitte. Im Falle des Breiteneicher Baches südlich von Breiteneich bilden den oberen Teil der Aue ca. 50 cm mächtige, braune, kalkige, sandig-staubige bis staubig-sandige Hochfluttone. Diese gehen nach unten in braungraue, leicht kalkige, glimmerige, mittel- bis feinkörnige fluviatile Sande über, die winzige Bruchstücke metamorpher Gesteine beinhalten. Im Unterschied dazu befinden sich nördlich vom Bahnhof Horn in einer Tiefe von ca. 1 m blaugraue, rostfleckige, kalkfreie bis leicht kalkige, staubige Hochflutlehme. Diese sind mit 30–60 cm braungrauen, leicht kalkigen, glimmerigen, leicht lehmigen, staubigen Hochfluttonen bedeckt.

Braune bis hellgraubraune, lehmige, veränderlich kalkige, glimmerige, staubsandige bis sandige **deluvio-fluviatile Sedimente** wurden in kleineren, periodisch durchflossenen Talsohlen abgelagert und knüpfen an fluviatile Talauensedimente an. An manchen Stellen enden diese Sedimente in kleinen Schwemmkegeln.

Anthropogene Sedimente treten in Aufschüttungen im Bereich des Bahnhofes und dem Industriegebiet am östlichen Rande von Horn auf, ebenso wie in Anschüttungen im Bereich der Straße westlich von Maria Dreieichen. An manchen Stellen wurde auf den Feldern Aushuberde abgelagert.

Literatur

LECHNER, K. (1954?): Bericht über die Untersuchung einiger Tonvorkommen in der weiteren Umgebung von Horn in Nied.-Öst. – Unveröffentlichter Bericht, Rohstoffarchiv der Geologischen Bundesanstalt, 13 S., Wien.

STUAG BAU-AKTIENGESELLSCHAFT (1989): Errichtung von 4 Grundwassersonden im Bereich des Horner Beckens. – Unveröffentlichte Bohrprofile, Archiv der Geologischen Bundesanstalt.

Bericht 2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

MICHAL VACHEK

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2015 wurden zwei getrennte Gebiete kartiert. Das erste befindet sich nördlich bis östlich von Breiteneich zwischen der Eisenbahn Horn–Sigmundsherberg und das zweite entlang des südwestlichen bis nordwestlichen Randes der Stadt Horn. Die ältesten Gesteine sind metamorphe moldanubische Gesteine, die hier den Rand des Horner Beckens bilden. 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 wird von äolischen, fluviatilen, deluvio-fluviatilen und deluvialen Sedimenten aufgebaut. Die geologische Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in die Tiefe von 1 m durchgeführt.

Kristallines Grundgebirge (Moldanubikum)

Das am meisten verbreitete Gestein in beiden kartierten Gebieten ist der Gföhler Gneis. Es tritt in großen Flächen in der Umgebung von Horn auf. In dem bewaldeten Gebiet entlang der Eisenbahn nordöstlich von Breiteneich kommt Gföhler Gneis zusammen mit Glimmerschiefer und Bänderamphibolit vor. Gföhler Gneis und Glimmerschiefer verwittern zu steinigen, sandigen bis siltig-sandigen, glimmerigen, kalkfreien Eluvien von grauer, braungrauer oder grüngrauer Farbe. Eluvien aus Bänderamphibolit haben eine dunkle, grüngraue Farbe.

Paläogen–Neogen

Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (Unter bis Oberoligozän, Kiscellium–Egerium) treten in größeren Flächen nördlich und östlich von Breiteneich und örtlich auch östlich von Frauenhofen auf. Diese Flusssedimente sind lithologisch sehr unterschiedlich. Am häufigsten findet man grüngraue, karminrote oder rostgelbe, kalkfreie, unterschiedlich tonig-siltige Sande. Weiters treten braungraue bis rostbraune, kalkfreie, stellenweise glimmerige und siltig-tonige, mittel- bis grobkörnige Sande auf. Diese Sande sind schlecht sortiert, enthalten Feldspatkörner und oft auch kantengerundete Quarzgerölle bis einige Zentimeter Größe. Seltener sind blaugraue bis grüngraue sandige Schotter in unterschiedlicher siltig-toniger Matrix. Sie bestehen aus kantengerundeten bis gerundeten Quarzgeröllen bis 10 cm Größe, untergeordnet auch aus nicht gerundeten Quarzstücken bis zu 15 cm Durchmes-

ser. Sie kommen z.B. am östlichen Rand von Frauenhofen, örtlich an den Hängen entlang der Ränder der Talaue der Taffa nordwestlich von Horn oder entlang der Bundesstraße 45 nördlich von Breiteneich vor. Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation an den Rändern des Horner Beckens sind oft von Solifluktion betroffen. Bei diesen Prozessen kam es zu Rutschungen über jüngere Sedimente, was die geologische Aufnahme erschwert.

Pleistozän

Reste **pleistozäner Schwemmfächer** sind wahrscheinlich zwei kleine Vorkommen nördlich von Breiteneich, die ca. 200 bis 500 m südlich und südöstlich der Kreuzung der Bundesstraße 45 mit der Bahn auftreten. Es handelt sich um braungelbe, kalkfreie, siltig-sandige Schotter, die häufig Bruchstücke metamorpher Gesteine (Glimmerschiefer, Gneis, Paragneis u.a.) bis zu 20 cm Größe, untergeordnet auch Gerölle und nicht gerundete Quarzbruchstücke bis zu 15 cm Durchmesser beinhalten. Es sind dies wahrscheinlich Sedimente des Breiteneicher Baches, die in 6–8 m Höhe über der jetzigen Bachebene liegen. Es ist anzunehmen, dass es sich um Sedimente von Gravitationsströmen handelt, die durch Kombination fluviatiler und gravitativer Prozesse entstanden. Auf das pleistozäne Alter beider Sedimentkörper weist ihre Lössbedeckung hin.

Lösse bedecken einen weitreichenden Teil des kartierten Gebietes. Eine größere Lössanwehung befindet sich nördlich von Breiteneich an dem südlich und südöstlich orientierten Hang östlich der Bundesstraße 45. Südwestlich und nordwestlich von Horn wurde die Lösssedimentation in wesentlichem Maße von der Morphologie des Untergrundes beeinflusst. Diese äolischen Sedimente sind leicht braungelb bis graugelb. Sie sind fein glimmerig, stellenweise sandig oder auch leicht siltig und enthalten Pseudomyzelien und selten auch Kalkkonkretionen von maximal 2 cm Größe.

Pleistozän–Holozän

Bis zu mehr als 1 m mächtige **deluviale Sedimente** bedecken viele Stellen am unteren Hangfuß. Es sind braune bis schwach braune, meist kalkfreie, glimmerige, manchmal leicht lehmige, sandig-siltige bis sandige Tone oder Tonsande, die manchmal kleine, verwitterte Bruchstücke fester Gesteine beinhalten. Wesentlichere Akkumulationen wurden nordöstlich von Breiteneich kartiert. Ihre Quelle sind erodierte Tone, Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation und kristalline Gesteine. Mit der ca. 800 m nördlich der Kapelle von Breiteneich situierten Kartierungsbohrung KB 21-123 (BMN-Koordinaten M34 – Rechts: 703188, Hoch: 394103) wurde festgestellt, dass die Mächtigkeit der deluvialen (solifluidalen) Sedimente 5 m übersteigen kann. Tone von ähnlichem Charakter säumen in einem schmalen Streifen auch den linken Rand des Taffatales. Deluviale Sedimente an den Rändern der rechtsseitigen Zuflüsse der Taffa haben einen anderen Charakter. Sie sind siltig und leicht kalkig, denn an ihrem Entstehen waren vor allem resedimentierte Lösse beteiligt.

Holozän

Fluviatile Sedimente füllen die Talaue der Taffa, des Breiteneicher Baches und ihrer Zuflüsse. Die Talaue der Taffa erreicht nordwestlich von Horn eine Breite bis zu ca. 400 m. In der Nähe des Flussbettes treten die Hochflutsedimente in einer Tiefe von 1 m als schwach braune, unterschiedlich kalkige, tonige, mittel- und feinkörnige Hochflutsande auf. In den Sanden sind Schichten von feinem Schotter mit einer Mächtigkeit bis 15 cm eingeschaltet. Mit steigender Entfernung vom Fluss verkleinert sich die Korngröße der Flusssedimente und die Sande gehen in braungraue, kalkfreie, siltige, rostfleckige Hochflutlehme über. Die jüngsten Hochflutsedimente in einer Tiefe um 40 cm sind in der gesamten Talaue siltig. Die Mächtigkeit der fluviatilen Sedimente der Taffa übersteigt 4,5 m, was durch die ca. 650 m nordnordwestlich der St. Stephanskirche von Horn situierten Kartierungsbohrung KB 21-125 (BMN-Koordinaten M34 – Rechts: 699806, Hoch: 392393) erwiesen wurde.

Am Breiteneicher Bach, nördlich der Gemeinde Breiteneich, wird der obere Teil der Aue aus ca. 50 bis 70 cm mächtigen, braunen, kalkfreien, siltigen Hochfluttonen gebildet. Diese gehen im Liegenden in braungraue, kalkfreie, lehmig-siltige, rostfleckige Hochfluttone oder Hochflutlehme über. An dem linksseitigen Zufluss dieses Baches östlich von Breiteneich wurden in 70 bis 100 cm Tiefe graue, fein- bis mittelkörnige, fluviatile Sande erbohrt, die winzige Bruchstücke metamorpher Gesteine beinhalten.

Braungraue bis dunkelgraue, unterschiedlich kalkige, siltige bis siltig-lehmige **deluvio-fluviatile Sedimente** wurden in kleineren, periodisch durchflossenen Talsohlen südlich von Horn abgelagert. Sie knüpfen an fluviatile Talauensedimente der rechtsseitigen Zuflüsse der Taffa an. Nordöstlich von Breiteneich wurden einige **Schwemmfächer** aus den Tälern und Schluchten an den südwestlichen Hängen von Weißenstein und Edelberg bis zu 500 m vom Rand des Kristallins geschüttet. Es sind braungraue, lehmig-sandige, kalkfreie Schotter. Darin überwiegen Bruchstücke von verschiedenen Arten metamorpher Gesteine bis zur Größe von 25 cm (ausnahmsweise auch 0,5 m). Weiter beinhalten sie Quarzbruchstücke (max. 15 cm) und kantengerundete bis gerundete Quarzgerölle (max. 25 cm).

Altarmsediment füllt alte Flussarme der Taffa am linken Rand der Talaue entlang des nordwestlichen Randes von Horn. Die Altarme sind nahezu gänzlich mit anmoorigen, dunkelgrauen, kalkfreien Hochflutlehmen gefüllt, die Pflanzenreste beinhalten.

Anthropogene Sedimente treten vor allem in Anschüttungen im Gewerbe- und Industriegebiet im westlichen Teil von Horn auf. Auch in manche Altarmen der Taffa wurden tonige Anschüttungen eingebracht um die Flächen bewirtschaften zu können. Südlich von Horn, nahe der Umfahrungsstraße im nordöstlichen Teil der Flur „Lazarett“, befindet sich der Rest eines alten Teichdammes.

Bericht 2015 zur petrografischen Charakterisierung und dem Vergleich der Moldanubischen Granulite des Dunkelsteinerwald- und Zöbing-Granulitkörpers auf den Blättern 21 Horn, 37 Mautern an der Donau, 38 Krems an der Donau und 55 Ober-Grafendorf

PHILIP SCHANTL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Variszische Orogen kann anhand mehrerer tektonischer Großeinheiten beträchtlichen Ausmaßes quer durch Mittel- und Westeuropa verfolgt werden. In der südlichen Böhmischen Masse dominiert als tektonische Großeinheit das Moldanubikum, welches im niederösterreichischen Waldviertel einen Einblick in den internen Teil des Variszischen Orogens bietet. Pionierstudien von SUESS (1912) zeigten, dass eine andere tektonische Großeinheit, das Moravikum, teilweise vom Moldanubikum überschoben wurde. Durch diese tektonische Aktivität etablierte sich ein Deckenbau im Moravikum und ein bereits vorhandener Deckenbau im Moldanubikum wurde überprägt (FUCHS, 1976).

Frühe Studien von SUESS (1926) und KOBER (1938) sowie zahlreiche weitere Bearbeitungen von FUCHS (1976), MATURA (1976), FUCHS & MATURA (1976), THIELE (1976), TOLLMANN (1982) und FRITZ & NEUBAUER (1993) zeugen von einer intensiven Auseinandersetzung mit der stratigrafischen und tektonischen Untergliederung des Moldanubikums. Im Zuge dieser jahrzehntelangen Forschungstätigkeit konnten drei tektonische Einheiten im Moldanubikum nachgewiesen werden. Diese nun als Deckensysteme zu bezeichnenden Einheiten (LINNER, 2013) sind nach typischen Lokalitäten im Waldviertel benannt. Man unterscheidet von liegend gegen hangend das Ostrong-, Drosendorf- und das Gföhl-Deckensystem.

Prominente Lithologien des Gföhl-Deckensystems im südöstlichen Moldanubikum sind Gföhler Gneise und überlagernde Granulite, welche in die lithodemischen Begriffe Gföhler Gneis und Moldanubischer Granulit zusammengefasst werden können (LINNER, 2013). Der Moldanubische Granulit tritt in fünf tektonisch separierten Granulitkörpern auf, die nach typischen Lokalitäten benannt sind. Von Süd nach Nord sind der Pöchlarn-Wieselburg-, Dunkelsteinerwald-, Zöbing-, St. Leonhard- und der Blumau-Granulitkörper zu unterscheiden.

Der Inhalt dieser Arbeit stützt sich auf eine Bearbeitung von SCHANTL (2016) und beinhaltet eine detaillierte petrografische Beschreibung der Gesteine aus dem Dunkelsteinerwald- und dem Zöbing-Granulitkörper. Die gewonnenen Daten werden als Grundlage eines petrografischen Vergleiches (anhand von 50 Dünnschliffen) der beiden Granulitkörper herangezogen und sollten der tektonischen Gliederung des Blattes 21 Horn dienen.

Geländebeobachtungen und Petrografie der Gesteine aus dem Dunkelsteinerwald- und Zöbing-Granulitkörper

Die Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) zeigt, dass sich der Dunkelsteinerwald-Granulitkörper am südlichen Kontakt zur sinistralen SW–NE verlaufenden Diendorf-Störung zwischen den an der Donau befindlichen Städten Melk und Krems erstreckt. Orientiert man sich weiter Richtung NE entlang der markanten Störungszone erscheint der beträchtlich kleinere Granulitkörper nordöstlich von Zöbing ebenfalls südöstlich an der Diendorf-Störung.

Beide Granulitkörper charakterisieren sich durch sehr helle fein bis mittelkörnige Granat führende Granulite, die früher unter der Bezeichnung „Weißstein“ (WEISS, 1803) bekannt wurden. Vor allem in den hellen Granuliten des Dunkelsteinerwaldes tritt zusätzlich zu Granat auch Kyanit auf. In stärker retrograd überprägten Gesteinen bilden Sillimanit und Biotit wichtige Bestandteile, wobei Biotit in manchen Fällen graue Bänder bis zu einem Meter Mächtigkeit ausbildet oder in Form von makroskopisch erkennbaren Blättchen auftreten kann. Die eher rar aufgeschlossenen hellen Granulite aus dem Zöbing-Granulitkörper erscheinen meist gelblich verwittert und lassen sich nur in vereinzelten Fällen frisch beproben (z.B. im nach Nordosten verlaufenden Graben in Schönberg-Neustift; Koordinaten: 48°500803 N, 15°702103 E). Diese Gesteine im Zöbing-Granulitkörper werden zusätzlich an den südwestlichen Ausläufern des Manhartsberges im Wolfsgraben (Zufahrt über Zöbing oder Straß im Straßertal; Koordinaten: 48°506067 N, 15°715608 E bzw. 48°506865 N, 15°715223 E) von hellrosarot gefärbten Migmatiten begleitet. Aufgrund der unmittelbaren Nähe zur Diendorf-Störung lässt sich im Aufschlussmaßstab meist eine intensive Zerklüftung der hellen Granulite beobachten. Im Dunkelsteinerwald werden die hellen Granulite zusätzlich von dunklen feinkörnigen Orthopyroxen führenden Granuliten begleitet. Dieser Gesteinstyp ist im Zöbing-Granulitkörper nicht anzutreffen.

Die hellen weiß-grauen Granulite sind massig und zeigen meist bereits im Handstück eine intensive mylonitische Schieferung, die durch eine stark rekristallisierte Matrix aus Quarz und Feldspat oder orientierte Biotitblättchen definiert ist. In sehr frischen Proben lassen sich in der hellen Matrix eingebettete dunkelblaue Kyanit- und rote Granatporphyroblasten (beide bis zu 3 mm im Durchmesser) bereits makroskopisch sehr gut erkennen. Die ebenfalls sehr massigen dunklen schwarz-braunen Granulite sind homogen und zeigen keine mit dem bloßen Auge sichtbare Schieferung. Feinkörnige rote Granatporphyroblasten sind gleichmäßig in der von Orthopyroxen dunkel gefärbten Matrix aus Quarz und Feldspat verteilt. Der Orthopyroxen selbst ist makroskopisch nicht sichtbar. Hellrosarot gefärbte holokristalline Migmatite aus dem Zöbing-Granulitkörper erscheinen grobkörnig und zeigen keine mylonitische Schieferung und Rekristallisation.

Im Folgenden wird die Petrografie der Granulite aus dem Dunkelsteinerwald- und Zöbing-Granulitkörper sowie der Migmatite aus dem Zöbing-Granulitkörper detailliert beschrieben.

Helle Granulite aus dem Dunkelsteinerwald-Granulitkörper

Blass roter hypidiomorpher *Granat* erreicht einen maximalen Durchmesser von 3 mm und tritt als Porphyroblast in einer von Quarz und Feldspat dominierten Matrix auf. Häufigste Einschlüsse sind Quarz, perthitischer Kalifeldspat, Plagioklas, Apatit und Monazit. In manchen Fällen enthält der als poikiloblastisch zu bezeichnende Granat auch eine beträchtliche Anzahl an spitznadeligen Rutilen. Diese Entmischung lässt auf einen ehemalig titanreichen Granat schließen. In stärker retrograd überprägten Gesteinen ist Granat an seinen Korngrenzen häufig von Biotit umwachsen.

Kyanit ist in drei textuell verschiedenen Erscheinungsformen identifizierbar. Die erste und häufigste Erscheinungsform von Kyanit kann als 2 bis 3 mm großer idiomorpher Porphyroblast innerhalb der von Quarz und Feldspat dominierten Matrix beschrieben werden. Kyanit in seiner zweiten Erscheinungsform definiert sich durch seinen teilweisen bis vollständigen Ersatz durch feinnadeligen Sillimanit, welcher meist gemeinsam mit Biotit parallel in die retrograd gebildete Schieferung eingeregelt ist. In seiner dritten Erscheinungsform ist Kyanit von einer inneren Spinell führenden Granatkorona und einer äußeren Plagioklaskorona (100–200 µm breit) umgeben. Neben diesen unvollständigen Pseudomorphosen lassen sich auch vollständige Pseudomorphosen nach Kyanit beobachten, wobei in diesen Fällen nur noch die Form der Koronatextur an Kyanit erinnert. Ähnlich unvollständige und vollständige Pseudomorphosen nach Kyanit wurden bereits in mehreren Studien (Tajčmanová et al., 2007; Štípská et al., 2010; Vrána et al., 2013) als Resultat von retrograden Druckentlastungsreaktionen gedeutet.

Blättrig auftretender *Biotit* ist verstärkt in retrograd überprägten Gesteinen zu beobachten, wobei er nicht selten mit feinnadeligem Sillimanit verwachsen ist. Häufig bilden in derartigen Fällen beide Minerale parallel zur Schieferung orientierte Bänder aus. Darüber hinaus kann Biotit auch Granat an seinen Rändern ersetzen.

Der *perthitische Kalifeldspat* erreicht einen Korndurchmesser von bis zu 800 µm, womit er als Porphyroblast innerhalb der weitaus feinkörnigeren und stark rekristallisierten Matrix bezeichnet werden kann. Die Entmischungslamellen aus Plagioklas sind meist mikroskopisch erkennbar und nehmen ca. 30 bis 40 Vol. % des Gesamtkorns ein.

Die fein- bis mittelkörnige granoblastische Matrix (100–300 µm im Korndurchmesser) baut sich aus stark rekristallisiertem *Quarz* und *Plagioklas* auf.

Akzessorien wie Rutil, Ilmenit, Apatit, Zirkon und Monazit sind in der gesamten Matrix anzutreffen.

Dunkle Orthopyroxen führende Granulite aus dem Dunkelsteinerwald-Granulitkörper

Hellroter *Granat* erscheint texturell in drei charakteristischen Erscheinungsformen. Die erste Erscheinungsform ist meist einschlussfrei, tritt homogen in der Matrix verteilt auf und ist als subidiomorpher Porphyroblast mit einem maximalen Korndurchmesser von ca. 2 mm zu bezeichnen. Das zweite texturelle Auftreten von Granat definiert sich durch eine Verwachsung aus mehreren bis zu 300 µm großen idiomorphen, Spinell führenden Granatkörnern. Neben Spinell treten auch untergeordnete Einschlüsse von Ilmenit und Magnetit auf. Das gesamte Aggregat aus Spinell führenden Granatindividuen erscheint länglich schmal (bis zu 2 mm) und ist vollständig von einer bis zu 150 µm breiten Plagioklaskorona umgeben. Wie bereits erwähnt, beschreiben Vrána et al. (2013) sehr ähnliche Koronentexturen aus dem Moldanubikum als vollständige Pseudomorphosen nach Kyanit als Resultat einer Dekompressionsreaktion. In seiner dritten und kompliziertesten Erscheinungsform bildet Granat ein idiomorphes Kornaggregat, welches eine komplexe Mineralvergesellschaftung aus Plagioklas, Spinell, Korund, Zoisit/Epidot und Hellglimmer umgibt. Zusätzlich ist dieses idiomorphe Granataggregat vollständig von einer bis zu 300 µm breiten inneren Plagioklas- und äußeren ca. 100 µm breiten Kalifeldspatkorona umgeben.

In der Matrix homogen verteilter *Orthopyroxen* erreicht einen maximalen Korndurchmesser von bis zu 300 µm.

Bis zu 200 µm großer blättriger *Biotit* ist im gesamten Gestein anzutreffen, wobei keine Vorzugsregelung erkennbar ist. In manchen Fällen ersetzt dieses Mineral Granat, Orthopyroxen oder Amphibol an dessen äußeren Rändern.

Dunkelgrüner *Amphibol* erscheint selten und kann eine maximale Korngröße von bis zu 3 mm erreichen.

Antiperthitischer Plagioklas zeigt einen Korndurchmesser von bis zu 600 µm und ist in einer stark rekristallisierten granoblastischen Matrix als Porphyroblast eingebettet. Die meist irregulär auftretenden Entmischungslamellen aus Kalifeldspat zeigen eine pflastersteinförmige Gestalt („Patch-Antiperthit“) und nehmen einen volumetrischen Anteil von 20 bis 26 % des Gesamtkornes ein. Eine ähnliche Entmischungstextur wurde bereits vereinzelt an Perthiten („Patch-Perthit“) beschrieben und als durch Fluidmigration verursachte Alteration der primären Feldspäte interpretiert (z.B. Parsons & Lee, 2009; Abart et al., 2009).

Die fein- bis mittelkörnige granoblastische Matrix wird von rekristallisiertem *Quarz*, *Plagioklas* und wenig *Kalifeldspat* gebildet und zeigt eine generelle Korngrößenvariation innerhalb 200 und 400 µm. Die geringen Anteile an sehr feinkörnigem Kalifeldspat zeigen keine Entmischungslamellen.

Akzessorien wie Ilmenit, Magnetit, Allanit, Rutil, Apatit und Zirkon sind in der gesamten Matrix anzutreffen.

Helle Granulite aus dem Zöbing-Granulitkörper

Roter *Granat* erreicht einen maximalen Durchmesser von 1 mm und tritt als Porphyroblast innerhalb der aus Quarz und Feldspat bestehenden Matrix auf. Quarz, perthitischer Kalifeldspat, Plagioklas, Apatit, Monazit, Ilmenit und Rutil bilden typische Einschlüsse im Granat. Nicht selten definieren sich Einschlüsse durch eine Vergesellschaftung aus Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas, die in ihren Mengenanteilen einer Granit-Minimumschmelze entsprechen (ehemals Schmelzeinschlüsse).

Primärer *Kyanit* tritt nur in seltenen Fällen als Porphyroblast in Erscheinung. Meistens ist Kyanit fast vollständig von stängeligem Sillimanit paramorph ersetzt und konzentriert sich gemeinsam mit Biotit in Bändern, die eine intensive Schieferung ausprägen.

Blättriger *Biotit* ist in der gesamten Matrix verteilt und bildet eine intensive Schieferung aus. Sehr häufig wächst Biotit auf Kosten von Granat an dessen Rändern.

Der als Porphyroblast zu bezeichnende *perthitische Kalifeldspat* hebt sich aufgrund seiner Korngröße von bis zu 500 µm von der weitaus feinkörnigeren Matrix ab und repräsentiert einen ehemaligen ternären Feldspat. Nur vereinzelt lassen sich die Entmischungslamellen aus Plagioklas im Mikroskop erkennen, wobei diese dann ca. 20 bis 25 % volumetrischen Anteil des Gesamtkorns einnehmen.

Die granoblastische fein- bis mittelkörnige Matrix (100–300 µm) definiert sich durch die Phasen *Quarz* und *Plagioklas*, wobei beide Phasen ein stark rekristallisiertes Gefüge definieren.

Akzessorien wie Rutil, Apatit, Zirkon und Monazit sind in der gesamten Matrix anzutreffen.

Migmatite aus dem Zöbing-Granulitkörper

Subidiomorph ausgebildeter *perthitischer Kalifeldspat* erreicht einen maximalen Korndurchmesser von ca. 500 µm und erscheint somit wesentlich grobkörniger als alle anderen Phasen im Gestein. Die Entmischungslamellen aus Plagioklas durchziehen das gesamte Korn diffus womit keine klare Abgrenzung zum Wirtsmineral erkennbar ist. Das Mineral baut ca. ein Drittel des Gesamtgesteins auf.

Plagioklas und *Quarz* (jeweils ca. ein Drittel vom Gesamtgestein) erscheinen subidiomorph und zeigen eine Korngrößenvariation von ca. 200 bis 300 µm. Plagioklas zeigt eine intensive Serizitisierung, wodurch das Mineral oberflächlich trüb wirkt. *Biotit* tritt nur in vereinzelten Fällen auf und bildet längliche Blättchen bis zu 100 µm aus. Apatit und opake Phasen bilden *Akzessorien* im Gestein.

Vergleich und Interpretation der petrografischen Beobachtungen in den Gesteinen des Dunkelsteinerwald- und Zöbing-Granulitkörpers

Aufgrund des Fehlens von dunklen, Orthopyroxen führenden Granuliten im Zöbing-Granulitkörper lässt sich ein petrografischer Vergleich nur zwischen den hellen Granuliten aus dem Dunkelsteinerwald- und Zöbing-Granulitkörper ziehen. Detaillierte texturelle Beobachtungen im Dünnschliffmaßstab lassen jedoch eine weitest gehende Übereinstimmung dieser hellen Granulite aus den beiden Granulitkörpern erkennen. Lediglich der geringere Anteil an Kyanit (meist paramorph in Sillimanit umgewandelt, nur mikroskopisch zu erkennen) in den Granuliten aus dem Zöbing-Granulitkörper ist als Unterschied zu erwähnen.

In den hellen moldanubischen Granuliten spiegelt eine koexistierende Mineralparagenese aus Granat, Kyanit, ehemaligen ternären Feldspat (entmischt in perthitischen Kalifeldspat) und Rutil ein Hochdruck-Ultrahochtemperatur granulitfazielles Metamorphoseereignis sowohl für den Dunkelsteinerwald-, als auch für den Zöbing-Granulitkörper wider. Detaillierte petrologische Untersuchungen dieser Mineralvergesellschaftung lassen Druck-Temperaturbedingungen von rund 1,6 GPa und 1.050° C rekonstruieren, die eine Equilibrierung an der Kruste-Mantel-Grenze einer stark verdickten kontinentalen Lithosphäre implizieren (Schantl, 2016). Ähnliche Druck-Temperaturabschätzungen von etwa 1,6 GPa und 1.000° C sind aus früheren Studien der moldanubischen Granulite aus dem Dunkelsteinerwald dokumentiert (Carswell & O'Brien, 1993). In den dunklen Orthopyroxen führenden Granuliten des Dunkelsteinerwaldes manifestiert sich dasselbe Hochdruck-Ultrahochtemperatur granulitfazielle Ereignis durch eine Mineralvergesellschaftung aus Granat, ternärem Feldspat (gegenwärtig entmischt in antiperthitischen Plagioklas) und Orthopyroxen. Diese Granat- und Orthopyroxen führenden Hochdruck-Granulite sind sehr selten, jedoch wurden sie bereits von Vrána & Jakeš (1982), Fiala et al. (1987) und Carswell & O'Brien (1993) im Moldanubikum beschrieben.

In den hellen Granuliten des Dunkelsteinerwald- und Zöbing-Granulitkörpers wird durch Abkühlung und starke Deformation nach der Hochdruck-Ultrahochtemperatur granulitfaziellen Überprägung eine chemische Separation der ehemaligen ternären Feldspäte in perthitische Kalifeldspäte eingeleitet. Vor allem durch die intensive mylonitische Deformation kommt es in weiterer Folge zur Rekristallisation der ternären Feldspäte, wodurch sich feinkörnige granoblastische Plagioklase bilden. Zusätzlich wird im Zuge der post-Hochdruck-Ultrahochtemperatur granulitfaziellen Prägung Kyanit durch Sillimanit ersetzt, welcher gemeinsam mit retrogradem Biotit eine Schieferung ausbildet. Im Vergleich dazu definiert sich die retrograde Überprägung in den Orthopyroxen führenden Granuliten des Dunkelsteinerwald-Granulitkörpers durch das Auftreten der in der Matrix vorhandenen Minerale Amphibol und Biotit. Darüber hinaus kommt es im Zuge dieser retrograden Überprägung zur Entmischung der ehemals ternären Feldspäte in antiperthitische Plagioklase, die in weiterer Folge während einer intensiven Deformation zu feinkörnigen Plagioklasen und Kalifeldspäten der Matrix rekristallisieren. Für dieses retrograde Ereignis wurden Druck-Temperaturbedingungen von 0,65 bis 0,8 GPa bei 725 bis 760° C rekonstruiert, welche eine granulitfazielle Überprägung unter mittlerem Druck im mittleren Krustenniveau definieren (Carswell & O'Brien, 1993; Schantl, 2016).

Spektakuläre Kyanit konsumierende Koronentexturen, sowohl in hellen, als auch in dunklen Granuliten des Dunkelsteinerwald-Granulitkörpers zeugen von einem starken Ungleichgewicht und einer intensiven post-Hochdruck-Ultrahochtemperatur granulitfaziellen metamorphen Überprägung im Zuge einer intensiven Dekompression (Tajčmanová et al., 2007; Štípská et al., 2010; Vrána et al., 2013). Darüber hinaus weisen hydratisierte Phasen wie Hellglimmer, Zoisit und Epidot innerhalb der von idiomorphen Granatindividuen umgebenen Plagioklas-Spinell-Korund-Symplektite auf eine verstärkte Fluidmigration innerhalb der dunklen Orthopyroxen führenden Granulite hin. Diese Interpretation wird durch das Auftreten von Patch-Antiperthiten unterstützt, welche höchstwahrscheinlich ebenfalls durch Fluidmigration im Zuge von Alterationsprozessen entstanden sind. Derartige Koronentexturen können in den hellen Granuliten des Zöbing-Granulitkörpers nicht beobachtet werden.

Grobkörnig auskristallisierte hellrosarote Migmatite in den hellen Granuliten des Zöbing-Granulitkörpers zeigen keine mylonitische Schieferung und Rekristallisation, womit eine postdeformative Anatexis nach der retrograden Mitteldruck granulitfaziellen Überprägung im Zöbing-Granulitkörper interpretiert werden kann.

Literatur

ABART, R., PETRISHCHEVA, E., WIRTH, R. & RHEDE, D. (2009): Exsolution by spinodal decomposition II: Perthite formation during slow cooling of anatexites from Ngoronghoro, Tanzania. – American Journal of Science, **309**, 450–475, New Haven.

CARSWELL, D.A. & O'BRIEN, P.J. (1993): Thermobarometry and geotectonic significance of high pressure granulites: examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. – Journal of Petrology, **34**, 427–459, Oxford.

FIALA, J., MATĚJOVSKÁ, O. & VAŇKOVĂ, V. (1987): Moldanubian granulites: source material and petrogenetic considerations. – Neues Jahrbuch für Mineralogie: Abhandlungen, **157**, 133–165, Stuttgart.

FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. – Geologische Rundschau, **82**, 556–565, Berlin–Heidelberg.

FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**, 41–49, Wien.

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

KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Wien.

LINNER, M. (2013): Metamorphoseentwicklung und Deckenbau des Moldanubikums mit Fokus auf den Raum Melk – Dunkelsteinerwald. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten. – Arbeitstagung Geologische Bundesanstalt, 43–56, Wien.

MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 63–74, Wien.

PARSONS, I. & LEE, M.R. (2009): Mutual replacement reactions in alkali feldspars I: microtextures and mechanisms. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **157**, 641–661, Berlin–Heidelberg.

SCHANTL, P. (2016): Multistage Variscan Metamorphism of the Moldanubian Granulites form the Bohemian Massif, Austria. – Master Thesis, Karl-Franzens-Universität Graz, 75 S., Graz.

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – Geologischen Bundesanstalt, Wien.

ŠTÍPSKÁ, P., POWELL, R., WHITE, R.W. & BALDWIN, J.A. (2010): Using calculated chemical potential relationships to account for coronas around kyanite: an example from the Bohemian Massif. – Journal of Metamorphic Geology, **28**, 97–116, Oxford.

SUESS, F.E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des hohen Gesenke. – Denkschriften der k. Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Classe, **88**, 541–631, Wien.

SUESS, F.E. (1926): Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. – 268 S., Berlin.

TAJČMANOVÁ, L., KONOPÁSEK, J. & CONNOLLY, J.A.D. (2007): Diffusion-controlled development of silica-undersaturated domains in felsic granulites of the Bohemian Massif (Variscan belt of Central Europe). – Contributions to Mineralogy and Petrology, **153**, 237–250, Berlin–Heidelberg.

THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 75–81, Wien.

TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. – Geotektonische Forschungen, **64**, 1–91, Stuttgart.

VRÁNA, S. & JAKEŠ, P. (1982): Orthopyroxene and two-pyroxene granulites from a segment of charnockitic crust in southern Bohemia. – Bulletin of the Czech Geological Survey, **57**, 129–143, Praha.

VRÁNA, S., JANOUŠEK, V. & FRANĚK, J. (2013): Contrasting mafic to felsic HP-HT granulites of the Blanský les Massif (Moldanubian Zone of southern Bohemia): complexity of mineral assemblages and metamorphic reactions. – Journal of Geosciences, **58**, 347–378, Praha.

WEISS, C.S. (1803): Über die Gebirgsart des sächsischen Erzgebirges, welche unter dem Namen Weiss-Stein neuerlich bekannt gemacht worden ist. – Neue Schriften der Gesellschaft Naturforschender Freunde zu Berlin, **4**, 342–366, Berlin.

Blatt 37 Mautern an der Donau

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von PHILIP SCHANTL

Blatt 38 Krems an der Donau

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von PHILIP SCHANTL

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 2016

Band/Volume: 156

Autor(en)/Author(s): Finger Fritz [Friedrich], Riegler Gudrun

Artikel/Article: Bericht 2014 über petrografische und geochemische Untersuchungen an Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn 225-239