



Sonstige Berichte

Nachträge aus vergangenen Jahren

Blatt 8 Geras

Bericht 1993 über petrographische Untersuchungen am grobkörnigen Gneis von Mallersbach auf Blatt 8 Geras

FRITZ FINGER & ROBERT STURM
(Auswärtige Mitarbeiter)

Etwa 1 km südlich von Mallersbach tritt im Liegendabschnitt des Bittescher-Gneis-Zuges ein etwa 1–2 km² großes, im regionalen Streichen elongiertes Vorkommen einer grobkörnigen, hellen und zweiglimmerigen Orthogneisvarietät auf, welches von BERNROIDER (1986) als „Bittescher Gneis II“ auskartiert wurde. Schon zuvor wurde dasselbe Gneisvorkommen von WALDMANN (1931) auf der geologischen Spezialkarte Drosendorf unter der Bezeichnung „Granitit des Thayabatholithen“ als eigener Gneiskörper vom vergleichsweise weniger groben und mehr deformierten „gewöhnlichen“ Typ des Bittescher Gneises abgetrennt. Unter dem Eindruck der Vorstellung, daß der Bittescher Gneis als Ganzes lediglich einen stärker deformierten, in den regionalen variszischen Deckenbau einbezogenen Streifen des Thayabatholiths darstellt, haben schon SUSS (1912) und PRECLIK (1926) den groben Mallersbacher Gneis als eine lokal geschonte, „weniger zerdrückte“ Varietät des Thayabatholiths angesehen.

Gerade im Hinblick auf Überlegungen, wonach der Bittescher Gneis u.U. auf einen gegenüber dem cadomischen Thayabatholith doch bedeutend älteren Magmatit zurückgehen könnte (SCHARBERT, 1977), kommt der Frage erhebliche Bedeutung zu, ob der grobe Mallersbacher Gneis nun lediglich eine Spielart des Bittescher Gneises ist, oder aber ein genetisch eigenständiges Granitoid, bzw. inwieweit ganz allgemein petrographische Übereinstimmungen mit den Granitoiden des weiter östlich gelegenen, großen Thayabatholiths zu konstatieren sind.

Primäre Verwandtschaftsbeziehungen von Orthogneisen lassen sich sehr effizient mit geochemischen und zirkontypologischen Methoden untersuchen:

Geochemie

BERNROIDER (1986) präsentiert drei Hauptelementanalysen vom groben Mallersbacher Gneis (Bittescher Gneis II sensu BERNROIDER) und zwei von gewöhnlichem Bittescher Gneis, ebenfalls aus dem Raum Mallersbach, und ergänzt diese 1989 durch zwei Spurenelementanalysen (Tabelle am Ende dieses Berichtes). Nach diesen Daten

bestehen keine gravierenden geochemischen Unterschiede zwischen den zwei Gneisarten. Beide Male handelt es sich um saure, kalkalkalische, für das hohe SiO₂ auffällig Rb-arme und Sr-reiche Granodiorite mit deutlicher Natriumvormacht. Bemerkenswert niedrig sind die HFSE-Gehalte, insbesondere das Nb.

Wie Vergleiche mit neuem Datenmaterial (FINGER, unpubl.) zeigen, können derartige Chemismen für den gesamten Bittescher Gneiskörper als recht typisch angesehen werden (vgl. auch Tabelle auf S. 540 sowie Daten in FINGER et al. [1989] und FRASL [1991]). Sie haben aber, nach unserem derzeitigen Kenntnisstand, unter den Hauptvarianten des Thayabatholiths keine exakten Entsprechungen. Am ehesten findet man Rb-ärmere, SiO₂-reiche Granodiorite noch im Nordteil des Thayabatholiths (Metagranit von Hofern – vgl. FINGER und FRIEDL [1994]). Eine Analyse dieses Gesteins ist zum Vergleich in der Tabelle aufgelistet, zeigt aber gegenüber dem Bittescher Gneis doch ein signifikant erhöhtes K₂O/Na₂O- und Rb/Sr-Verhältnis.

Es sieht demnach so aus, daß die Gneise der Bittescher-Gneis-Decke, einschließlich des Mallersbacher Gneises, eine gegenüber dem Thayabatholith doch einigermaßen eigenständige magmatische Suite bilden, wenngleich, wie schon FINGER et al. (1989) festgestellt haben, in beiden Fällen I-Typ-Eigenschaften und das tektonische Environment eines aktiven Plattenrandes in der Magmenquelle zu konstatieren sind. Größere Zeitabstände zwischen den Intrusionen der beiden Massen sind dabei freilich nicht auszuschließen.

Der dazwischen als eigener Körper der Pleißing-Einheit auftretende Weitersfelder Stengelgneis, obwohl makroskopisch bekanntlich dem Bittescher Gneis nicht unähnlich, ist bei vergleichbarem SiO₂ durch wesentlich höhere K₂O- und Rb-Gehalte charakterisiert („WSG“ in der Tabelle). Überhaupt scheinen die Orthogneise der Pleißing-Decke, im Gegensatz zu jenen der Bittescher-Gneis-Decke, überwiegend einer „high-K₂O“-I-Typ-Granitoid-Suite anzugehören (vgl. z.B. auch die intermediären Orthogneise im Teichwiesenbach-Profil bei Buttendorf – FRASL [1991]). Ähnlich K₂O-betonte I-Typ-Granitoiden finden sich übrigens stellenweise auch im Südteil des Thayabatholiths (Gumpinger Typ – FRASL und FINGER [1991], FINGER et al. [1989]).

Dem Bittescher Gneis geochemisch ausgesprochen ähnlich ist hingegen der Normaltyp des moldanubischen

Chemische Analysen von Mallersbacher Gneis (MG), Bittescher Gneis (BG), Weitersfelder Stengelgneis (WSG), Dobragneis (DG) sowie von einem Metagranit des Thayabatholiths (THB).

Probenherkunft: a, b, c, d, e = Raum Mallersbach (Daten aus BERNROIDER, 1989); f = großer Steinbruch ca. 1 km SW Messern; g = Steinbruch östlich von Hofern bei Retz; h = Kirchenbruch Weitersfeld; i = großer Steinbruch bei der Dobrasperre.

Hauptelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm, H₂O wurde als Glühverlust bestimmt.

	a	b	c	d	e	f	g	h	i
	MG	MG	MG	BG	BG	BG	THB	WSG	DG
Probe	BW 130	BW 131	BW 36	BW 210	BW 211	Fi 9/84	Fi 35/85	Fi 64/86	Fi 60/86
SiO ₂	70.96	70.59	68.45	72.60	71.77	71.86	72.46	69.60	71.50
TiO ₂	0.10	0.22	0.80	0.08	0.07	0.12	0.14	0.38	0.15
Al ₂ O ₃	15.41	14.87	14.86	14.63	14.77	15.19	13.98	14.90	15.30
Fe ₂ O ₃	1.39	2.45	2.96	1.34	1.89	1.39	2.27	2.73	1.67
MnO	0.05	0.06	0.04	0.05	0.03	0.02	0.01	0.05	0.03
MgO	1.21	1.46	2.36	1.64	1.47	0.33	0.23	0.88	0.27
CaO	2.91	3.07	2.44	2.44	1.91	2.02	1.03	0.99	2.05
Na ₂ O	4.44	3.97	4.14	3.78	4.12	4.66	4.30	4.07	4.17
K ₂ O	2.19	1.86	2.10	2.38	2.73	3.16	4.54	4.92	3.48
P ₂ O ₅	0.07	0.02	0.03	0.09	0.10	0.09	0.03	0.27	0.03
H ₂ O	0.82	0.95	0.99	1.20	0.90	1.32	0.84	1.43	0.58
Summe	99.55	99.52	99.17	100.23	99.76	100.16	99.83	100.21	99.23
Sr			273	330		485	316	116	326
Rb			77	99		106	142	207	75
Ba			599	490		625	543	860	666
Nb			4	9		10	12	6	5
Zr			150	120		93	107	196	75
Y			10	12		17	13	7	14

Anmerkung: Die MgO-Werte der Analysen a-e (Datenquelle BERNROIDER, 1989) sind gegenüber anderen Literaturdaten von Bittescher Gneisen (z.B. Analyse f) deutlich erhöht und vermutlich mit einem analytischen Fehler behaftet. Die Zusammensetzungen der Glimmer (vgl. Mikrosondenanalysen in BERNROIDER, 1986) implizieren für dieselben Gesteine höchstens halb so hohe MgO-Konzentrationen.

Dobragneises („DG“ in der Tabelle), was als starkes Argument für eine geotektonische Korrelation beider Gneiskörper im Sinne von FRASL (1970), MATURA (1976) und FINGER & STEYRER (1994) gewertet werden kann.

Zirkontypologie

Untersucht wurden zwei Zirkonstreupräparate des großen Mallersbacher Gneises, sowie zum Vergleich ein Präparat des Normaltyps des Bittescher Gneises (ebenfalls aus der Gegend von Mallersbach). Dabei zeigte sich, daß auch zirkontypologisch keine wesentlichen Unterschiede zwischen beiden Gesteinen herauszuarbeiten sind.

Die Kristalle weisen in beiden Fällen mehrheitlich vielflächige, durch dominante (110)- und (211)-Flächen charakterisierte Trachten auf. Viele Zirkone sind klein, aber ziemlich elongiert mit L/B-Werten von 3–5. Neben diesen kleinen schlanken Formen finden sich in beiden Gesteinen aber auch dicke gedrungene Kristalle (30–50 %). Letztere zeigen sehr häufig einen großen, mehr oder minder metamikten Altkern, der zwar magmatisch überwachsen wird, aber auf Grund seiner großen Abmessungen i.w. schon die gedrungene Kornform vorbestimmt.

Auch die schlanken elongierten Zirkone haben oft einen kleinen, runden, meist trüben Kern. Weiters haben diese schlanken Kristalle praktisch immer einen intensiven, engständigen magmatischen Schalenbau, der z.T. durch Lichtlinien, häufiger aber noch durch feinzonare Metamiktisierung sichtbar wird. Dieser Zonarbau setzt oft an einem der genannten kleinen Altkerne an und zeigt dann ein rasches „in die Länge Wachsen“ des Kornes an. Zum

Teil aber führen die Kristalle auch eine zentrale magmatische Keimnadel.

Im Zonarbau spiegelt sich darüberhinaus nicht selten eine Trachtveränderung während des Kristallwachstums wider, und zwar von großen steilen Pyramiden innen bis hin zu großen flachen Pyramiden außen. Manche Kristalle nähern sich dadurch einer Außentracht (110)+(101) an.

Wie in vielen Metamorphiten (z.B. NEUMAYR & FINGER, 1989) beobachtet man auch beim Bittescher Gneis sekundäre Zirkonfortwachsungen, welche an den magmatischen Kristallen in dünner Schicht, oder in Form kleiner Hauben und Höcker, bevorzugt an den Pyramidenenden ansetzen.

Vergleichsuntersuchungen an weiteren Proben von Bittescher Gneis haben nun gezeigt, daß gerade die beschriebenen kleinen, elongierten, und dabei stark zonierten Zirkontypen mit ihren charakteristischen Trachtvariationen von (211)-dominierten zu (101)-dominierten Pyramidenenden für weite Teile des Bittescher Gneiskörpers als recht typisch angesehen werden können.

Besonders signifikant sind dabei die häufig auftretenden rundlichen Altkerne, ein Phänomen, das sonst bei höher elongierten Zirkonen eher selten vorkommt und beispielsweise bei den Granitoiden des Thayabatholiths kaum einmal in dieser Weise zu beobachten ist.

Dagegen zeigen erste Vergleichsuntersuchungen, daß derartige außergewöhnliche Zirkontypen im Dobragneis ebenfalls weit verbreitet sind (vgl. dazu auch die Salzburger Dissertationsschrift von G. FRIEDL [1994]).

Aus der Zirkonausbildung kann für den Bittescher Gneiskörper (und wohl auch für den „moldanubischen“ Dobragneiskörper) eine großteils rasche magmatische Kristallisation in einem hochplutonischen/subvulkanischen Stockwerk abgeleitet werden (starkes Längenwachstum der Kristalle – Kostov [1973]). Die auffällig häufige Kernführung läßt auf ein wenig fraktioniertes, niedrigtemperiertes Magma schließen, das durch partielle Auf-

schmelzung eines kristallinen Protolithmaterials gebildet wurde.

In Anbetracht der I-Typ-Chemie der Gneise kommen hier am ehesten ältere intermediäre Vulkanbogen-Magmatite oder unreife vulkano-sedimentäre Serien in Frage.

Wir danken Prof. G. FRASL für Vergleichsproben und fachliche Diskussion und auch Dr. M. BERNOIDER für zur Verfügung gestelltes Probenmaterial.

Blatt 9 Retz

Bericht 1993 über die mikromorphologische Bearbeitung quartärer Böden auf den Blättern 9 Retz und 22 Hollabrunn und vergleichende Untersuchungen auf den Blättern 21 Horn, 38 Krems und 40 Stockerau

LIBUŠE SMOLIKOVÁ
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Gemeinsam mit den kartierenden Geologen Dr. P. HAVLÍČEK, Dr. O. HOLÁSEK und Dr. M. RŮŽIČKA wurden im Jahre 1993 bedeutende pleistozäne Aufschlüsse in den oben erwähnten Gebieten besucht und nach Vereinbarung mit Herrn Dr. R. ROETZEL (Kartenblatt-Redakteur) und während gemeinsamer Exkursionen im Gelände die wichtigsten Bodenproben aus verschiedenen alten Bodenkomplexen entnommen.

Alle hier besprochenen fossilen Bodenkomplexe liegen auf dem Kartenblatt ÖK 22 Hollabrunn. Auf dem Kartenblatt ÖK 9 Retz wurden bisher keine stratigraphisch wertvollen Aufschlüsse gefunden. Sehr wichtige Profile liegen auf den Kartenblättern ÖK 21 Horn, ÖK 38 Krems und ÖK 40 Stockerau; paläopedologisch und teilweise stratigraphisch wurden die Lokalitäten Paudorf, Furth bei Göttweig, Krems-Schießstätte und Stranzendorf bearbeitet. Eine umfangreiche Publikation dieser Ergebnisse ist in Vorbereitung.

Bei den Aufschlüssen auf Blatt Hollabrunn handelt es sich um 12 Lokalitäten, von welchen insgesamt 64 Bodenproben zur mikromorphologischen Untersuchung entnommen worden sind:

Grafenberg (8), Großmeisdorf (5), Pankratzberg (27), Breitenwaida (2), Teufelsgräben (1), Wolfsbrunn (2), Glaubendorf (3), Radlbrunn (2), Ebersbrunn (8), Hohenwarth (1), Oberdürnbach (3) und Deinzendorf (2).

Alle erwähnten fossilen Böden wurden auf Grund der Bodenmikromorphologie untersucht. Diese Methode ermöglichte nicht nur die genaue typologische Einstufung dieser Böden, sondern in den meisten Fällen auch die ihrer stratigraphischen Position.

Mit Hilfe der bodenmikromorphologischen Analyse war es auch möglich, die komplizierte Polygenese aller studierten Bodenbildungen zu verfolgen, bzw. die einzelnen Phasen dieser polygenetischen Entwicklung festzustellen. Diese Ergebnisse beinhalten auch wichtige Angaben

für die Rekonstruktionen der paläogeographischen und paläoklimatischen Bedingungen.

Aus den bisherigen Forschungen ergibt sich, daß in den Lößserien im studierten Gebiet fossile Bodenkomplexe vom Intervall PK III – PK XII vertreten sind (jüngere Pedokomplexe, also PK I und PK II werden in der nächsten Etappe studiert werden). Außer den Böden aus Lößsubstraten wurden auch die alten Bodenbildungen studiert, welche sich aus Sanden u.a. gebildet haben (z.B. vom Ferreto-Typus u.a.).

Zu den jüngsten Bodenkomplexen, welche in dieser Forschungsphase auf dem Kartenblatt ÖK 22 Hollabrunn studiert worden sind, gehört der stark ausgebildete illimerisierte Boden (Bt- und Ca-Horizonte) in Radlbrunn. Er entspricht dem Pedokomplex III (RiB/Würm, Eem).

Den Pedokomplexen V und VI (Mindel/RiB, Holstein) entsprechen braunlehmartige Parabraunerden in Großmeisdorf, Wolfsbrunn, Ebersbrunn und wahrscheinlich auch der jüngste Boden in Grafenberg. In Ebersbrunn ist die Entwicklung dieser Pedokomplexe vollständig, denn hier treten insgesamt vier dieser Bodenbildungen auf. Drei braunlehmartige Parabraunerden wurden in Großmeisdorf (PK V und teilweise PK VI), zwei wurden in Wolfsbrunn und eine in Grafenberg (wahrscheinlich Basalglied von PK VI) festgestellt.

Die größte Aufmerksamkeit wurde den braunlehmartigen Böden gewidmet. Sie entwickelten sich ab der jüngsten Warmzeit im Rahmen des Mindel-Glazials (d.h. ab PK VII) und früher. Sie wurden in Grafenberg, Glaubendorf, Hohenwarth (mit starker Rubefizierung), Oberdürnbach (gleichfalls starke Rubefizierung), Deinzendorf (auch mit Rubefizierung) und vor allem Pankratzberg (mit 12 erhaltenen braunlehmartigen Böden, fast alle intensiv rubefiziert) festgestellt.

Alle untersuchten fossilen Bodenbildungen sind hoch polygenetisch (nach dem Klimaxstadium folgte entweder Granulation bis braune oder rote (Rubefizierung) Vererdung, schwache Pseudovergleyung, mechanische Störungen bis Redeponierung oder Bildung der Lehmbröckelsande und Bodensedimente, Anreicherung mit allochthonen Komponenten, Rekalzifizierung (Verlössung).

Außer fossilen Böden in Lößserien wurden auch Böden aus anderen Substraten studiert. Es handelt sich vor allem um Böden vom Ferreto-Typus (Breitenwaida, Teufelsgräben u.a.). Sie sind entweder als fossile Bodensedimente oder Reliktböden erhalten.